



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**PETROGÉNESIS DE DIQUES LAMPROFÍDICOS
POSTECTÓNICOS Y SU RELACIÓN CON EL
MAGMATISMO SHOSHONÍTICO CRETÁCICO DE LA
FORMACIÓN BARROS ARANA Y EL COMPLEJO LA
PERA, MAGALLANES, XII REGIÓN, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

NICOLÁS GONZALO ANGUITA CARI

PROFESOR GUÍA

MAURICIO CALDERÓN NETTLE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

DIEGO MORATA CÉSPEDES

SANTIAGO DE CHILE

JUNIO 2010

RESUMEN

En el presente trabajo se estudiaron diques de lamprófido aflorando en los alrededores de la Cordillera Sarmiento y Riesco, y rocas basálticas pertenecientes a la Formación Barros Arana y andesíticas que forman parte del Complejo La Pera. El objetivo es, mediante un estudio petrográfico, de química mineral, geoquímico, e isotópico, determinar la petrogénesis de los diques de lamprófido, y estudiar si ellos tienen relación genética con el magmatismo shoshonítico representado estas rocas volcánicas.

Los diques de lamprófido se caracterizan por sus fenocristales de magnesiohastingsita, diopsido, y cristales fantasmas de olivino, inmersos en una masa fundamental de los mismos minerales más plagioclasa y feldespato potásico, lo que los clasifica como espesartitas. Ellas muestran composiciones básicas a ultrabásicas, con afinidades shoshoníticas, y presentan patrones de Tierra Raras, diagramas multi-elemento y valores de $\epsilon_{\text{Nd}t}$ extremadamente similares, lo que permite afirmar que ellos son cogenéticos entre sí, por lo que conforman una unidad intrusiva nueva, no identificada como tal en la región, que se denomina Diques de Lamprófido Riesco. Ellos forman un enjambre de diques de disposición subvertical y tendencia general E-W, delineando una franja N-S de 80 km de largo, cubriendo un área mínima de 2400 km².

Fragmentos andesíticos de brechas volcanoclásticas que afloran en el Cabo King presentan fenocristales de bitownita, labradorita, pargasita, magnesiohastingsita y diopsido, puestos en una masa fundamental de los mismos minerales más feldespato potásico y apatito. Ellos presentan afinidades shoshoníticas y se clasifican como shoshonitas y banaquitas. Estas características, sumado a que sus patrones de Tierra Raras y diagramas multielemento, son idénticos a shoshonitas del estero La Pera, y muy similares a absaroquitas de la Formación Barros Arana, permiten afirmar que ambas son formaciones correlacionables, y corresponden al mismo evento magmático, delineando una franja de magmatismo de orientación NNW-SSE, de ~ 150 km de largo, aflorando 40 km al este de los Complejos Ofiolíticos Sarmiento, Capitán Aracena, conformando junto a los Diques de Lamprófido Riesco la Suite Shoshonítica de Última Esperanza.

Las espesartitas son consideradas fundidos parentales para la Suite de Última Esperanza, mostrando altos contenidos de #Mg, MgO, Cr y Ni y un $\epsilon_{\text{Nd}t} \sim + 4.0$, lo que indica que representan fundidos primarios. Su altas razones LILE/HFSE y LREE/HREE indican una fuente en el manto litosférico subcontinental de peridotita metasomatizada, enriquecido en elementos incompatibles debido a la incorporación de flogopita y/o anfíbolos en forma de vetillas o diseminadas, en un evento relacionado a procesos de subducción. Distintos grados de fusión parcial y cristalización fraccionada son los procesos que controlan la evolución de la suite shoshonítica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está dedicado especialmente a mi familia.

Ojala pudiera encontrar un correo que le llevara esto a mi madre, creo que donde sea que lo reciba estaría muy feliz de verlo. Te extraño.

No saben lo agradecido que estoy por tener un padre como el que tengo, gracias por tu apoyo incondicional, por entender y respetar mi forma de ser, y por tu eterna preocupación por mi desarrollo profesional. Creo que con este trabajo debes sentirte tranquilo, porque me has dado todo lo que he necesitado, y con creces.

Chantalita, te quiero mucho, eres la mejor hermana y me gusta sentir como nos une la sangre. Gracias por estar siempre dispuesta a ayudarme y aconsejarme. En mí siempre encontrara refugio y nada nos separara.

Un agradecimiento a mi segunda familia. A mi Tía Miriam, Tío Walo y mi primo Panchito. Con ustedes me siento como en casa.

María José, estos años de universidad han sido los mejores contigo como compañera, amiga y amante. Estoy muy agradecido de tener a una mujer como tú junto a mí. Te Amo y te quiero conmigo.

A mis compañeros de Geo: Tapia, Gabriel, Mary, Vero, Paola, Waren, Iñigo, Ataxia y Pelao. Fueron los mejores compañeros que pude tener. Además del cartón, me voy con lindos recuerdos y grandes amigos de la U.

Un agradecimiento muy especial va para mis amigos: A los Hueitos Pancho, Felipe y Cristóbal, a los Catetos Chino, Chicho, Rodrigo, Jano, al representante de Lonquen, Michael, a los BachiAmigos Rob, Vale, Karla, Gera. Los quiero mucho a todos, ya sea que nos veamos todas las semanas, o una vez al año. Gracias por compartir parte de sus vidas conmigo.

A mi profe guía, Mauro. Gracias por ofrecerme la oportunidad de conocer la Patagonia y sus secretos, y junto con ella a conocer mejor la naturaleza misteriosa del manto. Aprecio mucho la libertad y confianza que me diste en esta investigación. Mis agradecimientos también van para los Panchos: Hervé y Fuentes. Sus consejos y apoyo fueron muy valiosos.

Punto aparte merecen nuestros funcionarios: María Rosa, mi angelito guardián. Tú eres el corazón del departamento. Se te extrañara mucho pronto. Rosita, Carlos, Juanito, Jaime, Julio. Siempre fue un agrado compartir los pasillos con ustedes.

Aguante la oficina y el team amarillo. Don Ra, Pablo, Vale. Un amor de vecinos.

Esta memoria fue financiada por el Proyecto Fondecyt 11075000 a cargo del Sr Mauricio Calderón, y por el Proyecto BMNF, a cargo de los Sres. Francisco Hervé y Hans Massone, además del Proyecto Anillo Antártico

También quiero agradecer a ENAP por facilitar la información presente en sus informes inéditos, en especial a Lisandro Rojas por sus observaciones.

Tabla de Contenidos

I.	INTRODUCCIÓN.....	16
I.1	FORMULACIÓN DEL PROBLEMA Y ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.....	16
I.2	OBJETIVOS	22
I.2.1	Objetivo General	22
I.2.2	Objetivos Específicos.....	22
I.3	HIPÓTESIS DE TRABAJO	23
I.4	ZONA DE ESTUDIO.....	23
I.4.1	Ubicación y vías de acceso.....	23
I.5	METODOLOGÍA.....	24
II.	MARCO GEOLÓGICO	27
II.1	PROVINCIAS TECTÓNICAS.....	27
II.2	COMPLEJOS METAMÓRFICOS.....	29
II.3	ROCAS ESTRATIFICADAS	31
II.3.1	Formación Tobífera	31
II.3.2	Formación Zapata (Última Esperanza) - Erezcano (Magallanes).....	33
II.3.3	Formación Barros Arana (Última Esperanza)	35
II.3.4	Formación Canal Bertrand (Magallanes)	38
II.3.5	Formación Punta Barrosa (Última Esperanza).....	40
II.3.6	Formación Latorre - Barcarcel (Magallanes).....	41
II.3.7	Formación Cerro Toro (Ultima Esperanza)	42
II.3.8	Formación Escarpada (Magallanes)	43
II.4	ROCA ÍGNEAS.....	45
II.4.1	Batolito Patagónico Sur	45

II.4.2	Rocas Verdes	47
II.4.3	Diques de Lamprófidio (Unidad Informal)	50
II.4.4	Diques y filones de Dolerita (Unidad Informal)	52
II.5	TECTÓNICA REGIONAL	54
II.5.1	Punto Triple	54
II.5.2	Oroclino Patagónico	55
II.5.3	Faja Plegada y Corrida de Magallanes	56
III.	MARCO TEÓRICO	57
III.1	Lamprófidios.....	57
III.1.1	Petrografía y mineralogía	58
III.1.2	Clasificación y nomenclatura	60
III.1.3	Geoquímica	62
III.1.4	Petrogénesis	63
III.1.5	Cuadros Tectónicos.....	64
III.1.6	Asociaciones	65
III.1.7	Importancia.....	67
III.2	Shoshonitas.....	68
III.3	Metasomatismo del manto.....	69
IV.	OCURRENCIA, PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA.....	70
IV.1	OCURRENCIA Y ASPECTO EN TERRENO	70
IV.1.1	Diques de Lamprófidio y relacionados.....	70
IV.1.2	Diques y filones de Dolerita	73
IV.1.3	Rocas de la Formación Barros Arana	75
IV.1.4	Rocas del Complejo La Pera	77
IV.2	PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL.....	80

IV.2.1	Diques máficos ricos en anfíbolos	80
IV.2.2	Diques y filones de dolerita.....	94
IV.2.3	Rocas volcánicas de la Formación Barros Arana.....	96
IV.2.4	Fragmentos volcánicos del Complejo La Pera	100
IV.3	METAMORFISMO	109
IV.3.1	Diques Máficos	109
IV.3.2	Diques y filones de Dolerita	110
IV.3.3	Barros Arana	110
IV.3.4	Complejo La Pera.....	110
IV.4	CLASIFICACIÓN	111
IV.5	DISCUSIONES.....	113
IV.6	CONCLUSIONES.....	123
V.	GEOQUÍMICA	125
V.1	GENERALIDADES	125
V.2	CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES	128
V.2.1	Lamprófidos.....	128
V.2.2	Basaltos de la Formación Barros Arana	130
V.2.3	Andesitas del Complejo La Pera.....	133
V.2.4	Dolerita.....	134
V.3	DIAGRAMAS DE VARIACIÓN Y CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS TRAZAS.....	135
V.4	GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA	142
V.4.1	Clasificación Geoquímica con elementos menores.....	142
V.4.2	Razones elementos menores	146
V.4.3	Patrones de Tierras Raras.....	150
VI.	GEOCRONOLOGIA E ISOTOPIA.....	182

VI.1	GEOCRONOLOGÍA	182
VI.2	ISOTOPIA	185
VI.3	DISCUSIONES.....	188
VI.4	CONCLUSIONES.....	192
VII.	DISCUSIONES Y CONCLUSIONES.....	194
VII.1	Relación entre las unidades.....	194
VII.2	Petrogénesis.....	195
VII.2.1	Relación con actividad ígnea máficas en la región	197
VII.3	Implicancias Tectónicas.....	198

Indice de Figuras

Figura I.1 Mapa Geológico de la Patagonia (Modificado de Wilson, 1991). En rojo se indican las zonas de estudios. En azul se indican las siguientes figuras: a, Figura IV.1 ; b, Figura IV.5 ; c, Figura IV.8.	18
Figura I.2 a) Motovelero Chonos y Zodiac. b) Afloramiento costero.	24
Figura II.1 Mapa mostrando las principales provincias tectónicas de la parte más austral de Sudamérica, y la ubicación de las zonas de estudio (Modificado de Diriason et al., 2000). (1) Batolito Patagónico, (2) Cuenca Marginal de Rocas Verdes, (3) Cordillera de Darwin, (4) Faja Plegada y Corrida, (5) Cuenca de Antepaís. La línea segmentada separa la faja pegada y corrida en dos: faja plegada y corrida de escama gruesa (al SW) y faja plegada y corrida de escama delgada (al NE).	28
Figura II.2 Configuración tectónica actual de placas en Sudamérica austral (Diraison et al., 2000)	54
Figura IV.1 Mapa Geológico de la Cordillera Sarmiento y sus alrededores. Modificado de Stewart et al. (1971), Allen (1982), SERNAGEOMIN (2002), Calderón et al. (2007a).	71
Figura IV.2 Dique STO411B, R411B, emplazado en milonitas félsicas con foliación N-S de la Formación Tobífera, en la Cordillera Riesco. Rumbo E-W, subvertical.	72
Figura IV.3 Perfiles E-W representando la geología del área de estudio. Su ubicación se presenta en Figura IV.1. Se indica la proyección en ellos de los diques de lamprófidos y de dolerita cercanos.	74
Figura IV.4 Lavas de la Formación Barros Arana. a) Estructura de almohadillas. b) Estructura fragmental. Tomada de Ramírez (2006).	75
Figura IV.5 Mapa Geológico de los alrededores de la Península Barros Arana. Modificado de Ramírez (2006), SERNAGEOMIN (2002), Prieto (1994), Stern (1991).	76
Figura IV.6 Clastos volcánicos en brechas del Complejo La Pera. (a) Presentan mala selección con tamaños que van desde los 2 a 50 cm, (b) y se encuentran angulosos a subredondeados.	77
Figura IV.7 (a) Afloramiento de brechas volcanoclásticas del Complejo La Pera en Cabo King. (b) Se presentan en bancos de decenas de metros, (d) a centimétricos. (c) Algunos sectores se encuentran fuertemente cortados por vetillas de cuarzo.	78
Figura IV.8 Mapa Geológico del noroeste de la Península de Brunswick. Modificado de Farfan (1994). En blanco con líneas negras se indican zonas sin información.	79
Figura IV.9 Fotografías microscópica lamprófidos (Objetivo 4x). a) Textura Microporfídica y panidiomórfica con microfenocristales de anfíbolos (Anf), clinopiroxenos (Cpx) y cristales fantasmas de olivino (Ps ol). Ocelo (oc) de cuarzo policristalino, en muestra STO225. Fotografía con luz polarizada analizada (LPA). b) Fotografía anterior con luz polarizada no analizada (LPNA). c) Textura microporfídica en muestra R4-11B (LPA). d) Fotografía c con LPNA.	81
Figura IV.10 Fotografía microscópica lamprófidos (Objetivo 10x). Masa fundamental de muestra FCO835. Se distinguen anfíbolos entre cuyos intersticios se desarrolla una masa feldespática de textura plumosa, probablemente plagioclasa (Pg). Cristales fantasmas de olivino (Ps Ol) con textura quelíftica de anfíbolos (Anf). a) Fotografía izquierda con LPA, b) derecha con LPNA.	82

Figura IV.11 Fotografías microscópicas mostrando anfíbolos en lamprófidos (Objetivo 10x). a) caras basales pseudo hexagonales con clivaje 60/120°. A la derecha se observan algunos cristales levemente actinolizados. Muestra FCO856, LPA. b) Fotografía anterior con LPNA. c) Fenocristal de anfíbola esqueletal con textura coronítica de clinopiroxeno, muestra STO225, con LPA. d) Fotografía anterior con LPNA.	83
Figura IV.12 Diagrama clasificación de anfíbolos según Leake (1997). Se grafican anfíbolos presentes en lamprófidos (STO225; R4-11B) y dolerita de anfíbola (FO0446). Símbolos abiertos tienen composición magnesiohastingsítica, mientras que símbolos sólidos representan composiciones pargasíticas. Datos tomados de Ramírez (2006).	84
Figura IV.13 Fotografías microscópicas mostrando clinopiroxenos en lamprófidos. a) Cúmulos de cristales esqueléticos en masa fundamental, con cavidades rellenas de la misma. Muestra FO0218B, con LPA (Objetivo 4x). b) Fotografía anterior con LPNA. c) fenocristal de clinopiroxeno embahiado. Muestra STO225, con LPA (Objetivo 10 x). d) fotografía anterior con LPNA.	85
Figura IV.14 Diagrama de clasificación de clinopiroxenos de Ca-Mg-Fe, según Morimoto (1988). 1: diopsido, 2: hedenbergita, 3: augita, 4: pigeonita, 5: clinoenstatia, 6: clinoferrosilita. Rombos representan lamprófidos, triángulos a familiares de lamprófidos, y cruces a diques de dolerita	86
Figura IV.15 Clasificación de los feldespatos presentes en lamprófidos (STO225, R4-11B), familiares de lamprófidos (FO0446) (Ramírez, 2006), dique de dolerita (STO329), andesita Complejo La Pera (FCO863).	88
Figura IV.16 Microfotografías de ocelos en lamprófidos (LPA). a) Ocelo subesférico de cuarzo en el centro. Abajo a la derecha ocelos de calcita subelipsoidal. Muestra FCO856 (Objetivo 10x). b) Ocelo subesférico de cuarzo, con bordes de clinopiroxenos. Muestra FO0218B. (Objetivo 10x). c) Ocelo subelipsoidal de cuarzo con bordes de anfíbolos aciculares tangenciales. Muestra STO225 (Objetivo 4x). d) A la izquierda ocelo de cuarzo policristalino y a la derecha de cuarzo y calcita. Ambos con bordes de anfíbolos (Objetivo 10x).....	89
Figura IV.17 Microfotografías diques doleritas de anfíbolos. (Objetivo 4x). a) Muestra FO0448 a LPA. b) Fotografía anterior a LPNA. c) Muestra FCO802 a LPA. d) Fotografía anterior a LPNA.....	90
Figura IV.18 Microfotografías muestra FO0448 (Objetivo 4x). a) Fenocristales acumulados de clinopiroxeno (Cpx), y cristales fantasmas de olivino (Ps Ol). Anfíbola (Anf) y plagioclasa (Pg) restringidos a masa fundamental, a LPA. b) fotografía anterior con LPNA. c) Ocelo (Oc) de cuarzo con borde de vidrio y luego de cristales de plagioclasa y clinopiroxeno.....	92
Figura IV.19 Microfotografía hornblendita muestra FO0474. (Objetivo 4x). Roca holocristalina compuesta mayoritariamente de anfíbola, con bordes de tremolita. Izquierda, LPA, derecha, LPNA.	93
Figura IV.20 Microfotografías de diques de doleritas (Objetivo 4x). a) Dique STO329, equigranular con cristales de clinopiroxeno (Cpx) subofíticos con plagioclasa (Pg). Vetillas de clorita cortan a los clinopiroxenos. LPA. b) Fotografía anterior a LPNA. c) Dique FCO807, con cristales de clinopiroxeno, plagioclasa, y clorita intersticial. LPA. d) Fotografía anterior a LPNA.....	94

Figura IV.21 Imágenes de electrones retrodispersados del dique de dolerita STO329. Se observan cristales de subhedrales de Clinopiroxeno (Cpx) y Plagioclasa (Pg) con textura subofítica. Clorita (Clo) altera a plagioclasa, clinopiroxeno, y corta formando vetillas a clinopiroxeno.	95
Figura IV.22 Imágenes de electrones retrodispersados del dique de dolerita STO329. Se indican con estrellas naranjas análisis realizados a clinopiroxenos, blancas a plagioclasa, y cian cloritas (Anexo 2). ..	96
Figura IV.23 Diagrama de clasificación de anfíbolos según Leake (1997). Se grafican anfíbolos presentes en basaltos (FO0441B, FO0443A, 7A), xenolitos y un megacrystal (dentro de 11B-X) presentes en la Formación Barros Arana. Símbolos abiertos tienen composición magnesiohastingsita, mientras que símbolos sólidos representan composiciones pargasíticas. Datos tomados de Ramírez (2006) y Stern (1991).	98
Figura IV.24 Diagrama de clasificación de clinopiroxenos de Ca-Mg-Fe, según Morimoto (1988). 1: diopsido, 2: hedenbergita, 3: augita, 4: pigeonita, 5: clinoenstatia, 6: clinoferrosilita. Se grafican clinopiroxenos de distintos basaltos (Ramírez 2006), y de clinopiroxenos presentes en xenolitos y megacristales dentro de basaltos (Stern et al., 1991) pertenecientes a la Formación Barros Arana.	99
Figura IV.25 Microfotografías de fragmentos volcánicos del Complejo La Pera (Objetivo 4x). a) Fenocristales de plagioclasa, anfíbola y clinopiroxeno en muestra FCO863 a LPA. b) Fotografía anterior a LPNA. c) Alteración a sericita en fenocristales de plagioclasa y abundantes vesículas en muestra FCO864 a LPA. d) Fotografía anterior a LPNA.	101
Figura IV.26 Imágenes de electrones retrodispersados de la andesita FCO863. Se observan fenocristales de Plagioclasa (Pg), Clinopiroxeno (Cpx) inmersos en masa fundamental de Sanidina (Sa) y plagioclasa. Clinopiroxeno se encuentra zonado, formando cúmulos y plagioclasa alterada a arcillas, albita y sericita. Se indican con estrellas naranjas análisis realizados a clinopiroxenos, blancas a plagioclasa, magenta a sanidina. (Anexo 2).	102
Figura IV.27 Imágenes de electrones retrodispersados mostrando fenocristal de anfíbola de muestra FCO863. Las estrellas marcan puntos donde se realizaron análisis químicos (Anexo 2).	103
Figura IV.28 Diagrama de clasificación de anfíbolos según Leake (1997). Se grafican análisis en fenocristales de anfíbolos de la andesita FCO863. Se distingue entre análisis realizados en el centro y análisis de los bordes. Símbolos abiertos tienen composición magnesiohastingsita, mientras que símbolos sólidos representan composiciones pargasita.	104
Figura IV.29 Imágenes de electrones retrodispersados mostrando fenocristales de clinopiroxeno zonados de la muestra FCO863. Se indica en cada imagen por donde pasa el perfil donde se realizaron análisis químico. Perfil 1 a la izquierda y perfil 2 a la derecha (Anexo 2).	105
Figura IV.30 Diagrama de clasificación de clinopiroxenos de Ca-Mg-Fe, según Morimoto (1988). 1: diopsido, 2: hedenbergita, 3: augita, 4: pigeonita, 5: clinoenstatia, 6: clinoferrosilita. Se grafican clinopiroxenos de la andesita FCO863 perteneciente al Complejo La Pera. Se distinguen composiciones del perfil 1, perfil2 (Figura IV.29), y otros análisis puntuales (Figura IV.26).	106
Figura IV.31 Perfil 1: Variaciones químicas a lo largo de un fenocristal de diópsido en basalto del Complejo La Pera FCO863 (Figura IV.29). Muestra una zonación principalmente oscilatoria. # Mg calculado como $100 * [mg]$, donde $[mg] = Mg/(Mg+Fe^{2+})$. Valores de Cr y Ti son los calculados para determinar su fórmula	

y contenidos de Ti se han amplificado por 10, y de Al IV se han dividido por 10 para efectos de visualización.	107
Figura IV.32 Perfil 2: Variaciones químicas a lo largo de un fenocristal de diópsido en basalto del Complejo La Pera FCO863 (Figura IV.29). Muestra una zonación oscilatoria. # Mg calculado como $100 * [mg]$, donde $[mg] = Mg/(Mg+Fe^{2+})$. Valores de Cr y Ti son los calculados para determinar su fórmula y contenidos de Ti se han amplificado por 10 para efectos de visualización.....	108
Figura IV.33 Clasificación de lamprófidos de acuerdo a la química mineral de anfíbola presente en espesartitas R4-11B y STO225. (Rock, 1991).....	112
Figura IV.34 Clasificación de lamprófidos de acuerdo a química mineral de clinopiroxeno presente en espesartitas R4-11B y STO225. (Rock, 1991).....	113
Figura IV.35 Diagrama de clasificación de anfíbolos según Leake (1997). Se grafican análisis de anfíbola de todas las unidades. Símbolos abiertos tienen composición magnesiohastingsita, mientras que símbolos sólidos representan composiciones pargasita.	117
Figura IV.36 Diagrama de clasificación de clinopiroxenos de Ca-Mg-Fe, según Morimoto (1988). 1: diopsido, 2: hedenbergita, 3: augita, 4: pigeonita, 5: clinoenstatia, 6: clinoferrosilita. Se grafican análisis de clinopiroxeno de todas las unidades.....	119
Figura IV.37 Diagrama de discriminación tectónica según composición química de piroxenos. (Leterrier et al., 1982).....	120
Figura IV.38 $[mg]$ ($[mg]=Mg/(Mg+Fe^{2+})$) de piroxenos de todas las unidades descritas versus Cr_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 y Na_2O	122
Figura V.1 Diagrama TAS, total álcalis versus SiO_2 (Le Bas et al., 1986). 1 foidita, 2 picrobasalto, 3 tefrita ($ol<10\%$) o basanita ($ol>10\%$), 4 fonotefrita, 5 tefrifonolita, 6 fonolita, 7 basalto, 8, traquibasalto, 9 traquiandesita basáltica, 10 traquiandesita, 11 traquita ($q<20\%$) o traquidacita ($q>20\%$), 12 andesita basáltica, 13 andesita, 14 dacita, 15 riolita. Los símbolos sólidos representan a los análisis realizados en este trabajo, mientras que los abiertos representan a los incluidos de la literatura. La línea roja separa campo alcalino de subalcalino (Irvine and Baragar, 1971).	130
Figura V.2 Diagrama K_2O versus SiO_2 (Peccherillo and Taylor, 1976). Los símbolos sólidos representan a los análisis realizados en este trabajo, mientras que los abiertos representan a los incluidos de la literatura.	131
Figura V.3 Diagrama K_2O versus Na_2O . Subdivide las series de rocas ricas en K. Los símbolos sólidos representan a los análisis realizados en este trabajo, mientras que los abiertos representan a los incluidos de la literatura.....	132
Figura V.4 Diagramas de variación de óxidos mayores versus a MgO. Los valores del eje de las ordenadas de cada grafico representan concentraciones del óxido en porcentaje en peso. La línea negra representa una regresión lineal que considera los análisis que contienen un valor de LOI ó de H_2O+CO_2 menor o igual al 3,5% en peso. Estos mismos análisis son presentados con símbolos sólidos, mientras que para el caso contrario se representan con símbolos abiertos. La simbología presentada en el gráfico de SiO_2 es la misma para el resto de los gráficos. La línea azul representa una regresión lineal que considera a todos los	

análisis de lamprófidos, mientras que la roja considera a todos los análisis de basaltos y andesitas de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera.....	136
Figura V.5 Diagramas de variación de TiO ₂ (% en peso) y elementos menores (ppm), versus a MgO. La línea negra representa una regresión lineal que considera los análisis que contienen un valor de LOI ó de H ₂ O+CO ₂ menor o igual al 3,5% en peso. Estos mismos análisis son presentados con símbolos sólidos, mientras que para el caso contrario se representan con símbolos abiertos. La simbología presentada en el gráfico de TiO ₂ es la misma para el resto de los gráficos. La línea azul representa una regresión lineal que considera a todos los análisis de lamprófidos, mientras que la roja considera a todos los análisis de basaltos y andesitas de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera.	137
Figura V.6 Diagramas de variación de elementos móviles versus MgO. La simbología es la misma que en la figura V.3.1. Los valores del eje de las ordenadas de cada grafico representan concentraciones del oxido en porcentaje en peso ó de elementos menores en ppm. La elipse roja agrupa simbolos abiertos	139
Figura V.7 Diagrama bivalente de óxidos moviles versus LOI ó ó H ₂ O+CO ₂ , dependiendo de los datos disponibles en la literatura. Los valores del eje de las ordenadas de cada grafico representan concentraciones del oxido en porcentaje en peso, y las abscisas representan concentraciones en porcentajes en peso de LOI ó ó H ₂ O+CO ₂ . En linea roja continua se agrupan según LOI y en linea azul segmentada se agrupan según H ₂ O+CO ₂	140
Figura V.8 Diagrama de Zr/TiO ₂ -Nb/Yb, Pearce 1996. Este diagrama es usado como una aproximación mediante elementos inmóviles al diagrama TAS.	143
Figura V.9 Diagrama de discriminación Th-Co (Hastie et al., 2007), usado como aproximación mediante elementos traza inmóviles al diagrama K ₂ O-SiO ₂ . B, basalto; BA/A, andesita basáltica y andesita; D/R*, dacitas y riolitas (* indica que latitas y traquitas también caen en el campo D/R). HK, alto potasio; SH, shoshonítico; CA, calcoalcalino; IAT, toleítas de arco de isla.....	144
Figura V.10 Diagrama Th/Yb-Ta/Yb. (Pearce, 1982). Permite identificar mediante elementos inmóviles lavas de arco y sus series volcánicas.....	145
Figura V.11 Diagrama Ce/Yb-Ta/Yb. (Pearce, 1982). Permite identificar mediante elementos inmóviles lavas de arco y sus series volcánicas.....	145
Figura V.12 Diagrama Ce/Yb-Sm. (Rock, 1991). Las muestras de lamprófidos caen en el campo de lamprófidos calcoalcalinos.....	146
Figura V.13 Gráficos vibariantes de razones de elementos incompatibles contra compatible (Yb) versus Yb. La simbología del primer diagrama es la misma para todo el resto de los gráficos de la figura. Las líneas negras respresentan regresiones lineales, y las rojas son interpretaciones del autor.....	148
Figura V.14 Patrón de REE en espesartitas. Normalización de valores de REE se encuentra realizada respecto a Sun y Mcdonough (1989).....	151
Figura V.15 Patrón de REE en basaltos del Complejo La Pera. Normalización de valores de REE se encuentra realizada respecto a Sun y Mcdonough (1989).....	152

Figura V.16 Patrón de REE en basaltos de la Formación Barros Arana. Normalización de valores de REE se encuentra realizada respecto a Sun y McDonough (1989).....	153
Figura V.17 Patrón de REE en el dique de dolerita. Normalización de valores de REE se encuentra realizada respecto a Sun y McDonough (1989)	154
Figura V.18 Patrón de Tierras Raras normalizado a condrito (Sun and McDonough, 1989). Se grafican todas los datos separados por unidades.	154
Figura V.19 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) en lamprófidos.....	156
Figura V.20 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a N-MORB (Sun and McDonough, 1989) para Lamprófidos.	156
Figura V.21 Diagrama multielementales de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) en basaltos de la Formación Barros Arana.	158
Figura V.22 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a N-MORB (Sun and McDonough, 1989) para basaltos en la Formación Barros Arana	158
Figura V.23 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) en basaltos del Complejo La Pera.	160
Figura V.24 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a N-MORB (Sun and McDonough, 1989) para basaltos en la Formación Barros Arana	160
Figura V.25 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) en el dique de Dolerita.	162
Figura V.26 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a N-MORB (Sun and McDonough, 1989) para el dique de Dolerita.	162
Figura V.27 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) para todas las unidades bajo estudio.	163
Figura V.28 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a N-MORB (Sun and McDonough, 1989) para todas las unidades bajo estudio.....	163
Figura V.29 Diagrama discriminador de ambiente tectónico para rocas ígneas potásicas. Intraplaca , Arco continental, Arco post-colisional, Arco oceánico inicial, Arco Oceanic tardío. (Müller and Groves, 1995) 165	165
Figura V.30 Diagrama bivalente en escala logarítmica 100Th/Zr – 100 Nb/Zr. (Beccaluva et al., 1991). Separa rocas relacionadas con subducción de rocas que no lo son (MORB, basaltos intraplaca).	165
Figura V.31 Diagrama triangular TiO ₂ /100-La-10Hf. (Müller et al., 1992). Este diagrama se usa como complemento al de la figura V.3.4.1 para separar rocas ígneas potásicas de arco continental y postcolisional, de las pertenecientes a cuadros tectónicos de arcos oceánicos. La razón TiO ₂ /100 es calculada en ppm.....	166
Figura V.32 Diagrama triangular 3Zr-50Nb-Ce/P ₂ O ₅ . (Müller et al., 1992). Este diagrama separa rocas de arco continental y postcolisional. Se graficaron todas las muestras de todas las unidades estudiadas en este trabajo con Ce disponible.	167
Figura V.33 Diagrama triangular TiO ₂ /10-10La-10P ₂ O ₅ . (Müller et al., 1992). Este diagrama discrimina entre rocas pertenecientes a cuadros tectónicos de arco oceánico, inicial ó tardío. Se han graficado las	

muestras que según las figuras V.3.4.1 y V.3.4.3 pertenecen a cuadros tectónicos de arco oceánico. La razón TiO ₂ /10 y P ₂ O ₅ /10 ha sido calculada en ppm.....	167
Figura V.34 Comparación de patrón de REE normalizado a condrito de dique de dolerita STO329 con rocas básicas del Complejo Ofiolítico Sarmiento (Fildani and Hessler, 2005).....	174
Figura VI.1 Gráfico Neodimio versus ϵ_{Nd} . Además de resultados aquí obtenidos se grafican análisis del Plutón Diorítico Moat (PDM) (González Guillot et al., 2009); Complejo Ofiolítico Tortuga (COT) (Stern, 1991); magmatismo máfico del Complejo Ofiolítico Sarmiento (COS) (Calderón et al., 2007a; Calderón et al., 2007b), y manto litosférico patagónico representado por xenolitos Mantélicos encontrados en basaltos alcalinos de Pali-Aike (Stern et al., 1999), que se grafican separando aquellos pertenecientes a porciones metasomatizadas, y en Cerro Redondo (Schilling et al., 2005).	189
Figura VI.2 Diagrama de edad versus ϵ_{Nd} t para rocas pertenecientes al Batolito Sur Patagónico. (Hervé et al., 2007b). Se indican los valores de ϵ_{Nd} que pueden alcanzar espesartitas, absaroquitas y el dique de dolerita, dentro del rango de edad posible para ellos.	190
Figura VI.3 Diagrama de Nd versus (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) t. Se grafican datos de espesartitas, Formación Barros Arana, dolerita, Plutón Diorítico Moat, Complejo Ofiolítico Sarmiento, Complejo Ofiolítico Tortuga, Manto Litosférico Patagónico (representado por xenolitos Mantélicos en Pali Aike), Formación Zapata, Formación Tobífera, y Basamento Metamórfico Patagónico, representado por el Complejo Metamórfico Oriental, Complejo Metamórfico Staines, Complejo Metamórfico Puerto Edén. La razón (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)t es calculada tomando 100 Ma para espesartitas, absaroquitas y xenolitos.	191
Figura VII.1 Modelo tectónico propuesto por Prades (2008) para explicar el origen de las rocas basálticas pertenecientes a la serie shoshonítica de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera.....	199

Índice de Tablas

Tabla III-1 Clasificación y nomenclatura de lamprófidos basado en su mineralogía. Modificado de Le Maitre et al., (2002) y Sterckeisen (1980). Or: feldespato alcalino, pg: plagioclasa, feld: feldespato, foide: feldespatoide.	61
Tabla IV-1 Muestras de diques máficos ricos en anfíbola. Muestra ubicación, coordenadas, relaciones de corte, y su orientación. eq quiere decir que son muestras equivalentes, es decir son muestras obtenidas en distintas campañas de terreno del mismo dique. * indica que la ubicación es aproximada, extraída desde Google Earth.	73
Tabla IV-2 Muestras de intrusivos hipoabisales de dolerita. Se indica su ubicación, coordenadas, relaciones de corte, y su orientación.	74
Tabla V-1 Resumen de todas las muestras utilizadas en este estudio y las técnicas analíticas aplicadas en cada caso. Los elementos analizados en cada muestra y en el respectivo tipo analítico son los siguientes: (1) SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , FeOt MnO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ ; (2) Ba, Co, Cr, Cu, Nd, Ni, Rb, Sr, V, Y, Zn, Zr; (3) SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ t MnO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ ; (4) Ba, Be, Sc, Sr, V, Y, Zr; (5) Ag, As, Bi, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga ,Gd, Ge, Hf, Ho, In, La, Lu, Mo ,Nb, Nd, Ni, Pb, Pr, Rb, Sb, Sm, Sn, Ta, Tb, Th, Tl, Tm, U, W, Yb, Zn; (6) SiO ₂ ,TiO ₂ ,Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , Fe ₂ O, MnO, MgO, Ca, Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ ; (7) Ba, Sr, Y, Cr, V, Ni, Co, Sc, Cu, Zn, Hf, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Hd, Er, Yb, Lu; (8) Nb, Ta, Th; (9) * Metodos químicos humedos SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , FeO MnO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ H ₂ O, CO ₂ ; ;(10) Ni, Cr, Ba; (11) Rb, Sr, Zr, Nb, Y;(11) SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , FeO MnO, MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ , LOI, Y, Sc, Hf, Zn, Co, Ni, Ba, Cr, V, Cu, Sr, Zr, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu.....	126
Tabla V-2 Mineralogía normativa calculada mediante la norma CIPW. Los valores presentados se encuentran en % en peso.....	129
Tabla VI-1 Determinación de edad K-Ar en muestra de roca total del Complejo La Pera. Constante de decaimiento de potasio son las recomendadas por Steiger and Jaeger (1977)	183
Tabla VI-2 Composición de isotópica de Nd de espesartitas, basalto de la Formación Barros Arana, y Dique de dolerita. * Indica Datos de Stern (1991) y ** de Calderón et al., (2007b). Cálculos dependientes de la edad se han realizado tomando 125 Ma.....	186
Tabla VI-3 Comparación de cálculos dependientes de la edad en Figura VI.2, tomando esta vez una edad de 100 Ma.....	186

I. INTRODUCCIÓN

I.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA Y ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Los lamprófidos son rocas ígneas mesocráticas a melanocráticas, usualmente hipabisales, con textura panidiomórfica y abundantes fenocristales máficos de mica oscura o anfíbolos (o ambos), con o sin piroxenos, con o sin olivinos, puestos en una matriz de los mismos minerales, y con feldespatos (usualmente feldespato alcalino) restringidos a la masa fundamental (Woolley et al., 1996). Representan un diverso grupo de rocas poligenéticas cristalizadas bajo condiciones ricas en volátiles (Best, 2003). Se reconocen distintos tipos de lamprófidos, en los cuales el contenido modal de biotita, anfíbola, augita, plagioclasa y ortoclasa resulta crucial en su clasificación (Gillespie and Styles, 1999). Por ejemplo, la hornblenda domina sobre la biotita en rocas clasificadas como vogesitas y espesartitas. En estas rocas, si se presenta olivino, raramente se encuentra fresco, y minerales secundarios usualmente son carbonatos (calcita, siderita y otros), clorita, cuarzo, limonita y caolinita. Altas concentraciones de elementos compatibles e incompatibles de lamprófidos primitivos, juntos con sus razones isotópicas específicas de Sr y Nd sugieren su derivación en bajos grados de fusión parcial de un manto previamente metasomatizado (Best, 2003).

Comúnmente, los lamprófidos tienen similitudes geoquímicas con la serie de rocas absarokita – shoshonita - banaquita, formadas en zonas de ambientes de subducción (Best, 2003; Wrobel et al., 1999).

Al sur de la Provincia de Última Esperanza, en la zona de la Cordillera Sarmiento, Andes Patagónicos (Figura I.1 a), se han reconocido varios diques de lamprófidos, de espesor decimétrico a métrico (Calderón et al., 2005; Galaz et al., 2005; Ramírez, 2006; Rapalini et al., 2008), que se encuentran emplazados en unidades litoestratigráficas mesozoicas y rocas plutónicas del Batolito Patagónico Sur (BPS)

(Figura I.1), que flanquea por el oeste el área de la Cordillera de Sarmiento. Las sucesiones volcano-sedimentarias en esta área comprenden el Complejo Ofiolítico Sarmiento (COS) (Stern and De Wit, 2003), y las Formaciones Tobífera y Zapata (FT y FZ). El COS está compuesto por cúmulos locales de gabro, complejos de diques bimodales y una sucesión volcánica de espesor aproximado de 2 Km de basaltos masivos y almohadillados con diques máficos asociados e intercalaciones de lutitas y chert. Este complejo representa un fondo cuasi-oceánico remanente de la cuenca marginal de Rocas Verdes (Dalziel, 1981). La FT está compuesta por una sucesión de rocas piroclásticas y capas locales de lutitas fosilíferas y limolitas con una potencia mínima estimado de cerca de 1 Km (Allen, 1982; Fuenzalida and Covacevich, 1988; Galaz et al., 2005), cuyos componentes ígneos son de edad Jurásico Tardío y Cretácico Temprano ca. 150-142 Ma (Calderón et al., 2007a; Hervé et al., 2007b). Sobreyace en disconformidad sobre rocas metamórficas deformadas del Paleozoico (Wilson, 1991), correspondientes en esta zona al Complejo Metamórfico Staines (Hervé et al., 2003), que alberga también al emplazamiento del COS (Allen, 1982). Lutitas y limolitas de la FZ se encuentran en contacto deposicional con rocas del COS y la FT. El miembro superior de la FZ se compone de sucesiones intercaladas de limolitas y areniscas de grano fino, interpretadas como depósitos turbidíticos distales (Allen, 1982; Fuenzalida y Covacevich, 1988). El lapso de tiempo ocurrido entre los cerca de 150 Ma de las rocas del Complejo Ofiolítico Sarmiento y las capas más jóvenes de la FZ no se encuentra bien acotado. (Fauna fósil indica una edad Titoniano tardío a Albiano-Aptiano; Katz, 1963; Cortés, 1964).

Calderón et al (2007b) describen en este mismo sector, filones de doleritas intruyendo a la FT, donde ésta se encuentra milonitizada (Galaz et al., 2005). Estos filones de dolerita no presentan evidencia de recristalización dinámica, por lo que planteó que la inyección de este magma máfico ocurrió después del cizalle sufrido por las tobas silíceas de la FT. Sin embargo, en una campaña de terreno posterior se describieron en el margen de uno de estos filones evidencias de deformación (esquistosidad marginal) por lo que aún no se conoce bien su temporalidad respecto a la deformación principal (Calderón 2009, com. pers.).

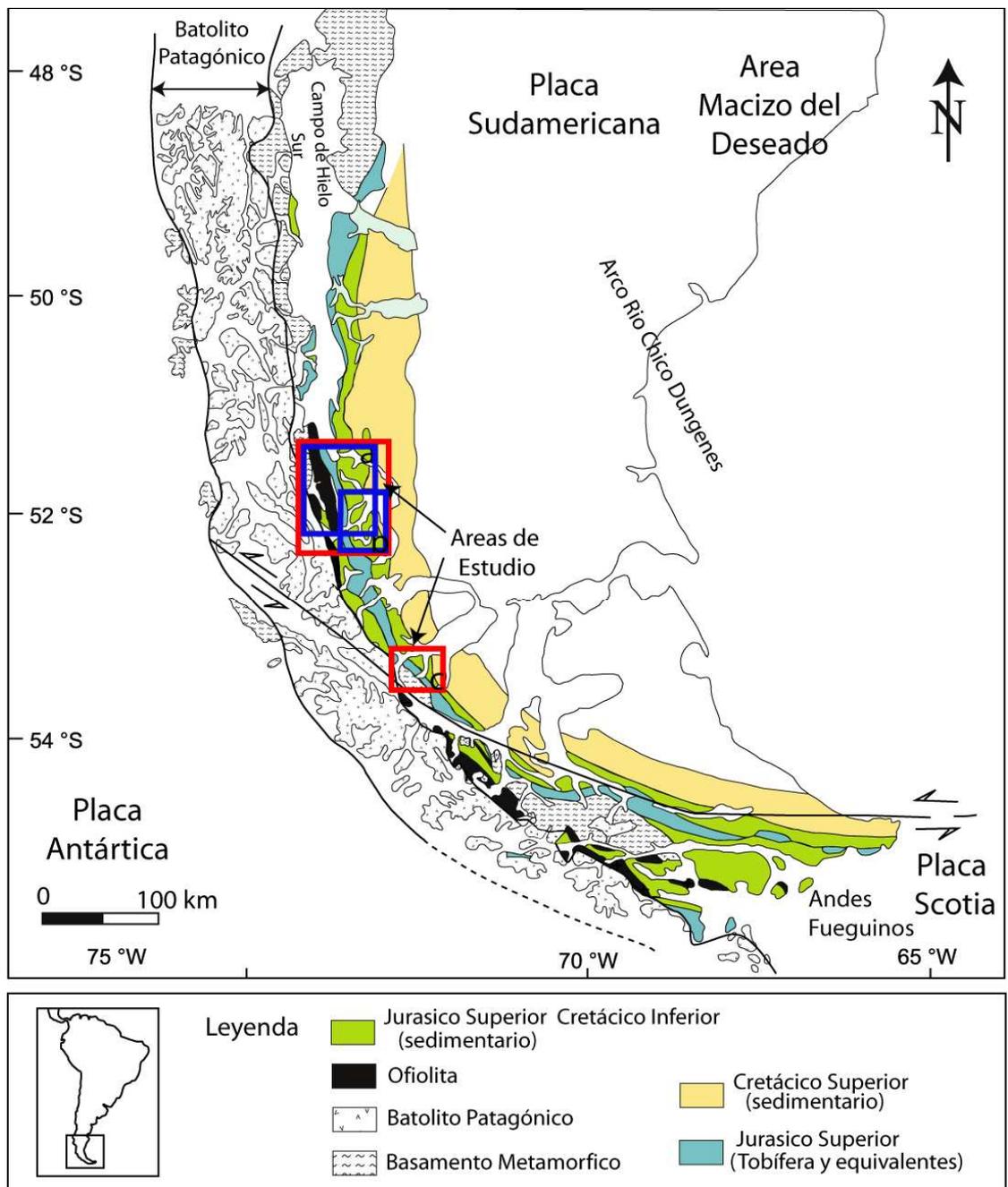


Figura I.1 Mapa Geológico de la Patagonia (Modificado de Wilson, 1991). En rojo se indican las zonas de estudios. En azul se indican las siguientes figuras: a, Figura IV.1 ; b, Figura IV.5 ; c, Figura IV.8.

Basaltos y diques máficos, ricos en anfíbola y clinopiroxeno y de edad Cretácico Temprano (ca. 104 Ma; K-Ar en anfíbola, Stern et al. 1991), ocurren en los alrededores de la Península Barros Arana, a unos 20 Km al este del SOC (Figura I.1b). Estas rocas constituyen el miembro inferior de la Formación Barros Arana (FBA), compuesto por las rocas volcánicas andesítico – basálticas, porfídicas con fenocristales piroxeno, anfíbola y plagioclasa. El miembro superior está conformado por psammitas y pelitas que se disponen en un arreglo grano y estrato decreciente (Prieto, 1994). Stern et al. (1991) clasifica los basaltos como absaroquitas, el miembro máfico de la serie shoshonítica, con afinidad levemente alcalina, representando un evento volcánico desarrollado en el margen oriental de la Cuenca de Rocas Verdes (Ramírez, 2006; Stern, 1991; Stern et al., 1991).

En el sector del parque nacional Torres del Paine, el contacto deposicional entre sucesiones turbidíticas con areniscas de grano grueso de la Formación Punta Barrosa (FPB) y la subyacente FZ se encuentra bien expuesto (Wilson, 1991). La FPB es considerada como la primera sucesión de turbiditas de agua profunda de la cuenca de Magallanes (Natland et al., 1974; Wilson, 1991), por lo que se relaciona a la deformación orogénica inicial y al rápido alzamiento de la cordillera de los Andes principal (Wilson, 1991). Edades de circones detríticos de la base de esta formación acotan la edad máxima del inicio de la cuenca de antepaís de Magallanes en cerca de 92 Ma (Fildani and Hessler, 2005) (Turoniano)

Dentro de este contexto, Calderón et al. (2005) y Ramírez (2006) afirman que los diques de lampróvido intruyen al COS, a lutitas y limolitas plegadas de la FZ, a milonitas félsicas de la FT (Galaz et al., 2005), y a cuerpos intrusivos de tonalita de biotita-hornblenda del BSP. Un dique que corta sucesiones plegadas de la FZ ha sido datado en 124 ± 3.7 Ma por análisis de K-Ar en roca total (Rapalini et al., 2008).

Sobre la base de similitudes mineralógicas, texturales, espaciales y temporales, Calderón et al. (2005) sugiere que los lampróvidos, presuntamente cogenéticos, se relacionan con los basaltos absaroquíticos de la FBA. Estas rocas tienen razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7030 y valores de ϵNd cercanos a +5,0, que reflejan la contribución de un manto litosférico subcontinental en la génesis del magma (Stern et

al., 1991). Ramírez (2006) indica condiciones de posible saturación de H₂O y débil subsaturación de SiO₂ y Al₂O₃ para el magma. Además reconoce similitudes composicionales, pero indica que no hay información suficiente que evidencie que los basaltos y diques provengan de una misma fuente magmática, por lo que propone realizar comparaciones isotópicas (Sm, Nd, Rb, Sr).

En la provincia de Magallanes, en los alrededores del Seno Skyring y Seno Otway, se presentan coladas de lavas, rocas volcanoclásticas y turbiditas de piroclastos. En los fragmentos de las rocas volcanoclásticas se han reconocido andesitas y basaltos (Farfan, 1994), que Prades (2008) describe en el sector del Estero la Pera (a unos 50 km al sureste de la Península Barros Arana) como andesitas basálticas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbola. Estas rocas son conocidas informalmente como Complejo La Pera (CLP), pero que ha sido incorporada dentro de la Formación Canal Bertrand (FCB) (Mpodozis, 2006). La FCB, consiste de areniscas y lutitas, que hacia el techo se presentan como turbiditas ricas en detritos volcánicos, que se engranan lateral y verticalmente con el CLP. (Castelli et al., 1992; Farfan, 1994; Mpodozis, 2006). Prades (2008) estudia químicamente un fragmento volcánico, clasificándolo como una shoshonita ultrapotásica.

Se asigna una edad Aptiana para el CLP (102 Ma, en base a circones en areniscas volcanoclásticas; Mpodozis 2006), y Prades (2008) postula un origen para este volcanismo a partir de bajos porcentajes de fusión parcial de un manto metasomatizado, relacionado a procesos de subducción, cercano al comienzo del cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

La correlación entre la FBA y el CLP es sugerida por su continuidad espacial, mostrada en el mapa geológico de Chile 1:1.000.000 del Servicio Nacional de Geología y Minería (2002), en el cual aparecen mapeadas con la misma simbología, como secuencias volcanoclásticas marinas del Cretácico Superior. Esta correlación es soportada por las similitudes litológicas (Harambour, en Prieto 1994), petrográficas, geoquímicas (Prades, 2008) y temporales (Mpodozis, 2006), por lo que Prades (2008) postula una génesis común para ambas formaciones, generadas en un régimen extensional por flexura del margen oriental de la Cuenca de Rocas Verdes durante su cierre.

Datos isotópicos de una tonalita del Batolito Patagónico Sur, de edad 126 ± 1 Ma (Hervé et al. 2007), registran una razón inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7039 y un valor de ϵNd cercano a +4. Un dique de dolerita de similares características petrográficas a los filones que intruyen a la FT se presenta emplazado en el COS muestra una razón $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,0644), menor al común obtenido en las diferentes capas del COS, y muestra una variación mayor en el ϵNd , del orden de una unidad de ϵNd tanto calculado con 100 o 150 Ma. (ϵNd_{140} de +5.4) respecto a las mismas rocas (Calderón et al., 2007b). Si consideramos que los lamprófidos son cogenéticos, y que se relacionan con el magmatismo de la Formación Barros Arana, del Complejo La Pera, y de los diques y filones de dolerita, probablemente estos diques de lamprófido resultaron de pulsos contemporáneos de fundidos desde reservorios magmáticos profundos provocados por procesos tectónicos durante el cierre de la Cuenca marginal de Rocas Verdes. El paso de este ambiente extensivo, a uno compresivo (que da origen a la Cuenca de Magallanes en el antepaís) está evidenciado por la deformación sufrida por la FT (Galaz et al., 2005). Si consideramos que la edad de ca. 125 Ma del dique es cercana a su cristalización, el comienzo del cierre de la cuenca de Rocas Verdes podría ser hasta 30 Ma más joven que la orogénesis principal de los Andes Patagónicos definida por Fildani et al. (2005).

Los datos generados durante el desarrollo de esta memoria de título constituyen un avance para comprender de mejor manera el magmatismo cretácico en los Andes Patagónicos, la historia tectónica de la zona y quizás aspectos de la naturaleza del manto litosférico sub-continental del Mesozoico.

I.2 OBJETIVOS

I.2.1 Objetivo General

El objetivo general de este estudio es determinar la petrogénesis de los diques de lamprófidio, y si éstos tienen relación genética con el magmatismo cretácico shoshonítico registrado en la Formación Barros Arana y el Complejo la Pera, en Magallanes.

I.2.2 Objetivos Específicos

Para cumplir el objetivo general, se detallan los siguientes objetivos específicos para el estudio de los diques de lamprófidio y doleríticos, fragmentos volcánicos del Complejo La Pera y lavas de la Formación Barros Arana:

- Caracterización textural y mineralógica, y clasificación petrográfica
- Clasificación geoquímica de rocas y minerales.
- Determinar razones isotópicas (Sm-Nd) de rocas
- Determinar características y proveniencia del magma parental.
- Comparación con datos químicos e isotópicos obtenidos y encontrados en la literatura entre diques de lamprófidio, la Formación Barros Arana, el Complejo La Pera y diques y filones de doleritas, con el magmatismo Cretácico regional, estableciendo similitudes y diferencias.

- Determinación de ambiente tectónico de emplazamiento de shoshonitas de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera.

I.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Se trabajara con la siguiente hipótesis de trabajo: Los diques de lampróvido tienen un origen común, y se relacionan en su génesis con el magmatismo shoshonítico de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera.

I.4 ZONA DE ESTUDIO

I.4.1 Ubicación y vías de acceso

La mayoría de las muestras de diques de lampróvido y de doleritas fueron obtenidas en campañas de terreno realizadas en los años 2002, 2003, 2004, 2005, 2007, 2008, en las que participaron los Señores Francisco Hervé y Mauricio Calderón trabajando los alrededores de la Cordillera Sarmiento y Riesco. También se contó con acceso a las muestras pertenecientes a la Formación Barros Arana que fueron colectadas y estudiadas por Ramírez (2006) en las cercanías de la Península Barros Arana. Estas zonas de estudio (Figura I.1 a y b) se encuentran dentro de la provincia de Última Esperanza. Y el acceso a ellas es por vía marítima. Zarpando desde Puerto Natales es posible recorrer todo el sector.

Las muestras del Complejo La Pera fueron colectadas por el autor durante una campaña a terreno realizada en diciembre del año 2008, donde se accedió a afloramientos ubicados en el sector nororiente de la Península de Brunswick (Figura I.1 c), dentro de la provincia de Magallanes. El acceso a este sector fue por vía marítima,

siendo posible zarpar desde Bahía Mansa, ubicada al suroeste de Punta Arenas, o desde cualquier otro puerto ubicado en las cercanías de las zonas de estudio.

I.5 METODOLOGÍA

La campaña de terreno se realizó desplazándose a bordo del motovelero Chonos (Figura I.2 a), teniendo en consideración el mapa del sector noroeste de la Península de Brunswick (Farfan, 1994) y el Mapa Geológico de Chile escala 1:1.000.000 del Servicio Nacional de Geología y Minería (2002). El acceso a los afloramientos se realizó en zodiac, el cual permitió el acercamiento a bordes costeros, donde el muestreo se desarrolló en los márgenes costeros de poca extensión que no se encontraban cubiertos por vegetación (Figura I.2 b).



Figura I.2 a) Motovelero Chonos y Zodiac. b) Afloramiento costero.

La metodología a seguir para analizar las muestras fue la siguiente:

- Se seleccionaron muestras para realizar 14 cortes transparentes representativos de las muestras disponibles de diques máficos, y clastos volcánicos del Complejo La Pera. Estos fueron confeccionados en el laboratorio

de corte del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por el Sr. Julio Díaz. El resto de las muestras ya contaban con cortes transparentes.

- Se realizaron descripciones petrográficas observando texturas, mineralogía primaria, secundaria, metadominios, etc. En el caso de las muestras de basaltos de la Formación Barros Arana, se encuentran bien descritas por Ramírez (2006), por lo que se resumieron las características petrográficas, y se revisaron algunos cortes transparentes específicos. Este análisis permitió la selección adecuada de muestras para realizar los análisis geoquímicos detallados a continuación.
- Caracterización mineralógica de fases primarias mediante análisis de microsonda de una muestra de dique de dolerita y de una muestra del Complejo La Pera. Estos análisis fueron realizados en la Universidad de Stuttgart por los Señores Mauricio Calderón y Thomas Theye, utilizando una microsonda CAMECA SX 100 de cinco espectrómetros de dispersión de longitudes de onda, con un voltaje de aceleración de 15 kV, un diámetro de rayo de 5 μm , y 2 μm , con un tiempo de conteo de 20 s. También se obtuvieron imágenes de electrones electrodispersados. Se calcularon formulas químicas para minerales que permitieron clasificarlos. Los datos de la química mineral fueron complementados con datos composicionales de minerales presentes en diques de lamprófidos y basaltos de la Formación Barros Arana (Calderón et al., 2005; Ramírez, 2006).
- Se prepararon muestras para análisis geoquímicos en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, por el Sr. Juan Vargas. Los análisis fueron encargados al Laboratorio ACTLABS, donde se usó el paquete de análisis geoquímico 4 litho, que establece concentraciones de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5), tierras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Th, Y, Sc, Hf) y trazas (Zn, Co, Ni, Ba, Cr, V, Cu, Nb, Sr y Zr)

mediante una técnica mixta, por fusión de metaborato / tetraborato de litio – ICP de roca total, e ICP/MS (Plasma por Acoplamiento Inductivo de Masa), con un equipo Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000 ICP/MS. Estos datos se usaron en conjunto con los compilados en la literatura para estas rocas.

- Se seleccionó una muestra del Complejo La Pera para realizar un análisis geocronológico de roca total mediante técnica K-Ar. La preparación de la muestra la realizó el autor en las dependencias del Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) de la Universidad de Sao Paulo, Brazil. Realizando finalmente el análisis el Sr. Arthur Onoe.
- Se seleccionaron muestras para análisis isotópicos de Sm-Nd. Durante una pasantía en el laboratorio del CPGeo de la Universidad de Sao Paulo, el autor preparó 2 muestras de diques de lamprófido, y una muestra de basalto de la Formación Barros Arana. El análisis fue realizado en roca total por personal de CPGeo. Además se incluyeron datos sin publicar del Sr. Mauricio Calderón de un dique de lamprófido. Se realizó una compilación de datos isotópicos regional que permitió compararlos con las unidades presentes en el área de estudio

II. MARCO GEOLÓGICO

II.1 PROVINCIAS TECTÓNICAS

Diraison et al (2000), han distinguido cinco provincias tectónicas en la Región de Magallanes (Figura II.1)

1. Cordillera Principal, que al NW es llamada Cordillera Patagónica (de orientación N-S), mientras que al SE se conoce como Cordillera Fueguina (orientación E-W). Está compuesta por rocas metamórficas paleozoicas a mesozoicas e intrusivos jurasicos a neógenas, que conforman el Batolito Patagónico, y el arco volcánico.
2. Remanentes de la cuenca marginal de Rocas Verdes, incluyendo ofiolitas y sedimentos marinos del Cretácico inferior.
3. Núcleo de rocas metamórficas de más alto grado del Complejo de Cordillera Darwin, ubicado en la cordillera de Darwin, la que posee alturas que sobrepasan los 2000 m sobre el nivel del mar, convirtiéndola en el macizo más elevado de la región.
4. La faja plegada y corrida de Magallanes, compuesta de rocas metamórficas del Paleozoico al Cretácico inferior, y rocas sedimentarias mesozoicas a cenozoicas
5. Cuenca de antepaís de Magallanes, compuesta de rocas sedimentarias Cenozoicas, las que en general se encuentran plegadas y falladas en el margen occidental de la cuenca.

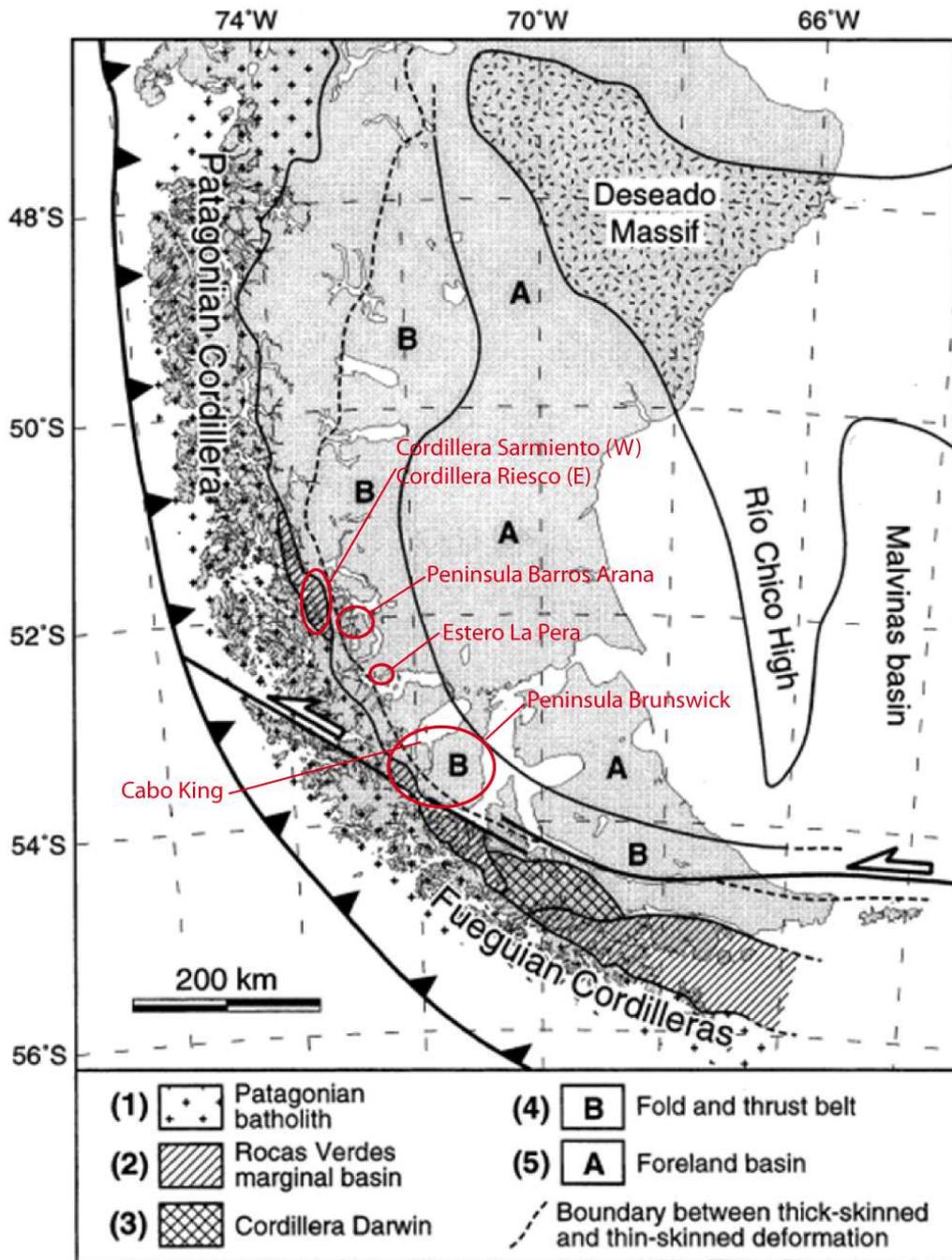


Figura II.1 Mapa mostrando las principales provincias tectónicas de la parte más austral de Sudamérica, y la ubicación de las zonas de estudio (Modificado de Diriason et al., 2000). (1) Batolito Patagónico, (2) Cuenca Marginal de Rocas Verdes, (3) Cordillera de Darwin, (4) Faja Plegada y Corrida, (5) Cuenca de Antepaís. La línea segmentada separa la faja pegada y corrida en dos: faja plegada y corrida de escama gruesa (al SW) y faja plegada y corrida de escama delgada (al NE).

II.2 COMPLEJOS METAMÓRFICOS

Entre los 48° - 50°30' de latitud Sur, al este del batolito afloran rocas metasedimentarias de bajo grado que conforman el complejo Metamórfico Andino Oriental, cuyo protolito consiste en una secuencia sedimentaria constituida principalmente por areniscas cuarcíferas y fangolitas, y en menor proporción, por rocas carbonatadas y cherts calcáreos (Calderón and Hervé, 2000). Ha sido considerado como el basamento continental, y se ha interpretado como un margen continental pasivo (Faúndez et al., 2002). Según Hervé et al. (1988), su metamorfismo varía de intermedio a baja presión (3 – 4,6 kb y 380-360°C), aunque en zonas de mayor grado metamórfico (zonas de andalusita y silimanita-feldespatos potásico) han sido reconocidas en el margen occidental de dicho complejo, interpretadas como producto de metamorfismo de contacto sobrepuesto al metamorfismo regional del basamento (Calderón and Hervé, 2000). Ramos (1989) asigna una edad devónica superior a carbonífera inferior mediante plantas y trazas fósiles, mientras que su edad mínima se encuentra acotada por la de la Formación Tobífera, la cual lo sobrepone discordantemente (Bruhn et al., 1978; Forsythe and Allen, 1980; Fuenzalida and Covacevich, 1988; Thomson and Hervé, 2002). Basados en edades de circones, Thomson y Hervé (2002) acotan la edad del Complejo Metamórfico Andino Oriental entre 364 – 250 Ma.

Por su parte, la franja de rocas metamórficas ubicadas al oeste del Batolito Patagónico, corresponde a un complejo de subducción que consiste de metaturbiditas, esquistos micáceos, metacherts, metacalizas, y metabasaltos (Forsythe and Mpodozis, 1983; Hervé et al., 2003). Forsythe y Mpodozis (1983) sugieren que en la isla Madre de Dios, parte de las rocas metamórficas se habrían formado en islas oceánicas, las cuales se acrecieron al margen sudamericano pasando a formar parte de un prisma de acreción construido con anterioridad al Jurásico Superior. Además, dichos autores correlacionan los terrenos del basamento que aflora en Madre de Dios con aquellos ubicados en isla Morington, estrecho Nelson, isla Desolación, indicando que en conjunto representan un prisma de acreción ancho y de centenares de kilómetros, edificado por acreción oblicua en el margen Pacífico de Gondwana durante el Paleozoico superior- Mesozoico inferior.

Al sur de los 54°S, afloran rocas metamórficas del basamento en la Cordillera de Darwin, que corresponde a una culminación topográfica de rumbo E-W en los Andes Patagónicos, con alturas que en promedio son 1 km más altas que en los sectores adyacentes (Cunningham, 1995). En ella se encuentran rocas metamórficas de alto grado, con cianita, granate y silimanita, y ha experimentado una historia compleja de metamorfismo y deformación polifásica. Para el Complejo Metamórfico Cordillera de Darwin se han reconocido protolitos principalmente sedimentarios; a este basamento metamórfico cristalino le sobreyace en discordancia la Formación Tobífera (Ortiz, 2007). Las condiciones de presión-temperatura alcanzadas durante el peak metamórfico por esquistos del Fiordo Parry, ubicado en la vertiente norte de Cordillera Darwin, permiten estimar una profundidad de formación de 18 km (Ortiz, 2007).

Las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin fueron sometidas a procesos de deformación dúctil en niveles profundos de la corteza. En ellas se reconocen 3 fases de deformación, todas compresivas, aunque con una componente de cizalle, y una cuarta fase transtensional (Álvarez, 2007).

Según Cunningham (1995), la exhumación del núcleo metamórfico Cordillera Darwin durante el Cretácico Superior – Terciario Inferior, ha sido interpretada como producto de un alzamiento rápido y tasas normales de erosión. El mismo autor menciona que el rebote isostático rápido que experimento la Cordillera de Darwin, podría en parte deberse al término de la subducción intracontinental de la parte sur de la Cordillera Darwin, y al desprendimiento del piso oceánico subductado de la Cuenca de Rocas Verdes durante su cierre en el Cretácico medio.

II.3 ROCAS ESTRATIFICADAS

II.3.1 Formación Tobífera

La Formación Tobífera es parte de una provincia volcánica silíceo jurásica de la Patagonia y de la Península Antártica, formada durante eventos episódicos, los cuales en conjunto tienen una duración de aproximadamente 35 Ma, asociada a una variedad de mecanismos, entre los cuales la fusión de corteza continental es considerado un proceso dominante (Bruhn et al., 1978; Pankhurst et al., 2000), presentando similitudes con riolitas de ambientes de subducción (Pankhurst et al., 2000).

Consiste en una sucesión volcano-sedimentaria compuesta principalmente por rocas piroclásticas silíceas y flujos riolíticos, con intercalaciones de lutitas, limolitas, y areniscas fosilíferas en parte cuarcíferas, y en menor medida, de andesitas y lavas máficas (Bruhn et al., 1978; Forsythe and Allen, 1980; Fuenzalida and Covacevich, 1988; Galaz et al., 2005; Wilson, 1991). Junto con las formaciones El Quemado e Ibañez, hacia el norte, aflora en una franja de unos 1000 km de largo de tendencia NS, mostrando una sucesión de 600 a 1000 m de potencia.

La Formación Tobífera sobreyace en disconformidad sobre rocas metamórficas deformadas del Paleozoico (Wilson, 1991), y en particular se reconoce en discordancia angular sobre el Complejo Staines, en la península homónima, en la provincia de Última Esperanza (Allen, 1982).

Pankhurst et al. (2000) obtuvieron edades de 178 y 172 Ma en circones de la Formación Tobífera (SHRIMP, U-Pb), y la asocian a otros eventos de volcanismo al este de la Patagonia, en la Península Antártica, en África, y en Australia, con edades de hasta 188 Ma. Sin embargo, Fuenzalida y Covacevich (1988), basados en el contenido faunístico de esta formación, le asignan una edad Kimmeridgiana media a superior (~ 153 Ma) y una edad mínima Títoniana superior (~145,5 Ma). Por último, Calderón et al. (2007a) mediante análisis U-Pb en circones, obtuvieron edades de 142

y 148 Ma, mientras que por su parte, Hervé et al. (2007a) mediante la misma técnica obtienen 151 Ma.

Wilson (1991), propuso un ambiente de emplazamiento sub-acuático para al menos, parte de la Formación Tobífera. Galaz et al. (2005) afirman que la Formación Tobífera se depositó en parte contemporáneamente al Complejo Ofiolítico Sarmiento, en un ambiente geodinámico de rifting, lo que es coherente con la afirmación de que la Cuenca de Rocas Verdes fue precedida y acompañada por este volcanismo riolítico (Bruhn et al., 1978; Calderón, 2006; Fuenzalida and Covacevich, 1988).

Apoyado en la datación de treinta circones detríticos del miembro inferior de la Formación Tobífera, Calderón et al. (2007a) argumentan que no existen evidencias de la presencia de un arco volcánico durante la formación temprana de la cuenca de Rocas Verdes, ya que no se encontraron poblaciones más jóvenes que 386 Ma. Más aún, señalan que las poblaciones encontradas, exhiben un patrón de edades similares al de las rocas metasedimentarias paleozoicas estudiadas por Hervé et al. (2003), lo cual se podría interpretar como indicador de la existencia de un margen pasivo hasta la fase extensional del Jurásico tardío. Sin embargo también sugieren alternativamente que la ausencia de componente detríticos jurásicos, podría estar relacionada con la generación de grabenes aislados formados a lo largo de estructuras de rifting.

Estructuras mesoscópicas y microscópicas observadas en la Formación Tobífera evidencian una zona de deformación milonítica, en la que se desarrollaron procesos de mediana deformación y mediana temperatura. Asociado a esta deformación, se desarrollo un metamorfismo de facies esquistos verdes para asociaciones minerales presentes en la matriz de las rocas (Galaz et al., 2005; Hervé et al., 2007a), y uno de facies prehnita-pumpellyita para asociaciones minerales presentes en vetillas de tensión asociado a metamorfismo retrógrado (Galaz et al., 2005). Mediante la aplicación de diversos geotermobarómetros en asociaciones minerales sintectónicas presentes en la matriz de la roca, consistentes de fengita, clorita, stilponemalno, y cuarzo, estos autores indican condiciones P-T de $6,37 \pm 1,1$ kbar y de $399 \pm 64^\circ\text{C}$ respectivamente. Según ellos, estas condiciones metamórficas se habrían alcanzado a

19-26 km de profundidad, posiblemente producto de un corto periodo de subducción reversa, cuando se produjo el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

Cabe mencionar, que la presencia de clastos de rocas asociados a la Formación Tobífera, con similares características de metamorfismo y deformación anteriormente descritas, en brechas de la Formación Cerro Toro (Galaz et al., 2005) (80-70 Ma, U-Pb) (Fildani et al., 2003), indican que rocas de la Formación Tobífera se habrían exhumado previo al depósito de dichas brechas deformadas.

II.3.2 Formación Zapata (Última Esperanza) - Erezcano (Magallanes)

Se ha reconocido una sucesión uniforme de lutitas oscuras finamente estratificadas, desde los 51° S, hasta la costa norte del Canal Beagle, que ha recibido distintas denominaciones dependiendo de la localidad donde aflora.

En general, sobryace concordantemente a basaltos almohadillados del Complejo Sarmiento, y en contacto gradual sobre la Formación Tobífera. (Fildani and Hessler, 2005; Fuenzalida and Covacevich, 1988), e infrayace concordantemente a la Formación Punta Barrosa, entre Torres del Paine y Seno Obstrucción, en la provincia de Última Esperanza, donde se encuentra definida (Katz, 1963) y ha sido reconocida (Allen, 1982; Fildani and Hessler, 2005) como Formación Zapata. Al sur de esta área, donde se conoce como Formación Erezcano, infrayace respectivamente a la Formación Canal Bertrand, Formación Nodales y Formación Cerro Matrero. También se reconoce en el sector de Cabo Froward, al interior de los Estuarios Silva Palma, y Wickham, en la costa sur del Seno Otway al norte de Cutter –Cove, dentro de la Península de Brunswick.

La Formación Zapata se compone principalmente por lutitas y limolitas de color gris oscuro a negro finamente estratificadas, y con pirita diseminada (Fildani and Hessler, 2005; Fuenzalida and Covacevich, 1988), lo cual indica un ambiente de depósito parcialmente anóxico.

Los niveles de areniscas son escasos, aunque hacia el techo de la formación, capas de arenisca de grano fino a medio interpretadas como turbiditas, se intercalan con los estratos de lutitas, lo cual representa la transición entre la Formación Zapata y la Formación Punta Barrosa (Fildani and Hessler, 2005). Esta drástica profundización del medio sedimentario se registra en el Seno Skyring en las rocas de la Formación Latorre (correlacionable con la Formación Punta Barrosa), lo que según Mpodozis (2006), marca el inicio de la fase de antepaís.

En general se le ha asignado un espesor entre 1000 -1200 metros (Allen, 1982; Fildani and Hessler, 2005), aunque otros autores le han asignado espesores de 700 m (Wilson, 1991) y 1450 m (Fuenzalida and Covacevich, 1988). Sus rocas han sido interpretadas como depósitos marinos someros (Wilson, 1991), y como pelitas negras de plataforma subsidente (Mpodozis, 2006).

En base a su contenido faunístico, se le asigna una edad Titoniana superior- Aptiana superior (Cañon, 1964; Fuenzalida and Covacevich, 1988), por lo que habría rellenado la Cuenca de Rocas Verdes durante el Jurásico superior – Cretácico inferior. Esta edad también permite correlacionarla con Pizarras del Cabo Froward (Península de Brunswick), Formación Yaghan (Isla Navarino), Formación Río Jackson, y engranaría parcialmente con la base de la Formación La Paciencia (Seno Almirantazgo, Harambour et al., 1989).

Una población de circones detríticos encontrados en la base de la Formación Punta Barrosa, arrojaron edades de 92 ± 1 (Fildani et al., 2003), indicando que dicha Formación probablemente se habría comenzado a depositar en el Coniaciano, lo que implica que la Formación Zapata se habría depositado durante todo el Cretácico inferior.

II.3.3 Formación Barros Arana (Última Esperanza)

Stewart et al. (1971) son los primeros en reconocer una franja compuesta por rocas volcánicas máficas de unos 100 km de largo, de tendencia N-S, expuesta entre 15 a 45 km al Este del Complejo Ofiolítico Sarmiento. La formación fue definida formalmente por Prieto (1994), como una secuencia constituida por rocas volcánicas básicas a intermedias y rocas sedimentarias volcanoclásticas de la misma composición, y aflora entre Canal Valdés y Seno Poca Esperanza, cuya localidad típica se ubica en las cumbres de Península Barros Arana.

Soffia (1988) y Fuenzalida y Covacevich (1988) indican un engrane con la parte alta del miembro superior de la Formación Zapata (Erezcano), debido a que en la costa este de Canal Valdés se observan intercalaciones de brechas volcanoclásticas básicas en ese miembro (Harambour, en Prieto, 1994), engrane de naturaleza tanto vertical , como lateral (Ramírez, 2006). Por otra parte, Prieto (1994) infiere un engrane del techo de la Formación Barros Arana con parte de la Formación Punta Barrosa.

Es posible definir dos miembros (Prieto, 1994; Soffia, 1988): El miembro inferior, consiste de diques, filones, una sucesión de lavas y brechas volcánicas, intercalándose con psamitas, que también intruyen a las lavas en forma de diques sedimentarios (Ramírez, 2006). Flujos lávicos corresponden a basaltos a andesitas basálticas de piroxeno y anfíbola (Stern et al., 1991), y presentan textura almohadillada y fragmental, mientras que las brechas volcánicas presentan fragmentos y matriz de igual mineralogía y textura que las lavas (Ramírez, 2006; Stern et al., 1991). El miembro superior está compuesto por brechas volcanoclásticas y sedimentos (Soffia, 1988). Prieto (1994) reconoce una alternancia de psamitas y pelitas que se disponen en un arreglo grano y estrato decreciente, y describe a las psamitas como areniscas y grauwackas de grano fino a grueso de colores verdes, verde claro y gris medio , presentándose en capas de 0,1 a 0,5 m de potencia, de base neta y techo neto o gradacional a pelitas. Las pelitas corresponden a lutitas y limolitas gris medio oscuro a verde, de 5 a 20 cm de espesor y suelen presentar gradación con areniscas. Ramírez

(2006) también reconoce niveles de conglomerado de aproximadamente 20 cm de espesor.

Ramírez (2006) estima una potencia de 450 m para el miembro inferior, en el sector de Bahía Tranquila, mientras que Prieto (1994) y Stern et al. (1991) estiman una potencia de 600 m, para toda la formación, estimada en la Península Barros Arana.

Stern et al. (1991) presentan una edad K-Ar realizada en un megacrystal de anfíbola ópticamente fresco, alojado dentro de un fragmento fanerítico de piroxeno y anfíbola extraído de un aglomerado que se expone en el extremo sur del Canal Valdés, perteneciente al miembro inferior de la Formación Barros Arana (Prieto, 1994). Dicho análisis arroja una edad de 104 ± 3 Ma para estas rocas ígneas máficas, la que es consistente con la edad paleontológica de el miembro superior de la Formación Erezcano, que indica una edad Albiana para la Formación Barros Arana (Fuenzalida and Covacevich, 1988).

Las características litológicas y petrográficas del miembro inferior de la Formación Barros Arana determinan la existencia de un volcanismo básico a intermedio contemporáneo al depósito de lavas y brechas volcanoclásticas, en un ambiente cercano a la fuente de emisión, interpretándose la generación de las brechas como autobrechización de las lavas en un ambiente subaéreo (Prieto, 1994), basado en que ellas se presentan localmente oxidadas, sus clastos no exhiben bordes de enfriamiento ni formas de almohadillas, y la matriz suele ser reducida y de igual composición a los clastos, lo que está de acuerdo con la abundante presencia de óxidos descrita por Stewart (1971). Sin embargo, Soffia (1988) propone que el miembro inferior de la Formación Barros Arana se depositó (al igual que el miembro superior), en un ambiente marino, debido a que exhibe excesiva cloritización, estructuras de paleocanales y lavas autobrechizadas, lo que también es evidenciado por las estructuras almohadilladas y fragmental descritas por Ramírez (2006). La presencia de foraminíferos bentónicos (Rivano, 1985, en Prieto, 1994), asociados con fragmentos de líticos volcánicos, y la escasa madurez física y química de psamitas del miembro superior de la formación (Prieto, 1994; Ramírez, 2006) indican que la sedimentación se produjo en un ambiente marino, cuya fuente sedimentaria volcánica básica a

intermedia fue contemporánea y cercana a la sedimentación, como se desprende del engrane lateral y vertical entre el miembro inferior y superior de la formación descrito por Ramírez (2006). La relación estrato y grano decreciente, indican una disminución de la actividad volcánica explosiva asociada a un decrecimiento del poder del flujo transportante (Prieto, 1994). Todas estas características, llevan a concluir a Prieto (1994), que la Formación Barros Arana se depositó en un ambiente subaéreo, que evolucionó a marino somero, contemporáneamente con la disminución la actividad volcánica básica explosiva.

Las lavas y diques del miembro inferior de la formación han sido clasificados químicamente por Stern et al. (1991) y Ramírez (2006), como absaroquitas, el miembro máfico de la serie shoshonítica generada en ambiente de arco volcánico asociado a subducción, con afinidades medianamente alcalinas. Afloramientos de basamento metamórfico pre Andino en el Estero Poca Esperanza, y en Bahía Tranquila sugieren que la formación Barros Arana fue emplazada en corteza continental, lo que lleva a afirmar a Stern et al. (1991) y a Ramírez (2006), que Barros Arana se depositó hacia el este de la Cuenca de Rocas Verdes, en la plataforma continental, en vez de sobre las porciones ígneas máficas del piso de la cuenca, que se exponen más al oeste. En este contexto, Stern et al. (1991) proponen en base a razones isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bajas y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ altas de las absaroquitas (Stern, 1991), que el magma se generó durante un régimen extensional, en una cuenca somera de tras arco (Prieto, 1994), detrás de un arco volcánico calcoalcalino, lo que permitió que las absaroquitas alcanzaran la superficie sin interactuar con la corteza (Stern et al., 1991). Este volcanismo reflejaría una disminución del ángulo de subducción en el área, que Ramírez (2006) asocia a la interacción con una pluma mantélica, que en última instancia llevo al cierre de la cuenca de tras arco de Rocas Verdes, representando aportes del manto litosférico subcontinental patagónico (Stern et al., 1991)

Cabe señalar que la Formación Barros Arana es correlacionable litológicamente con el Complejo La Pera, que se expone en Seno Skyring (Harambour, 1993, en Prieto, 1994).

II.3.4 Formación Canal Bertrand (Magallanes)

Esta formación fue definida por Castelli et al. (1992) en Canal Bertrand, Seno Skyring, donde aflora en la zona del fiordo Riquelme a Isla Larga, exponiéndose también en el sector de la Península de Brunswick, en el estuario Silva Palma y entre la Bahía San Nicolás y el Cabo Froward.

Ha sido descrita en el sector occidental del Seno Skyring como una secuencia rítmica de areniscas y lutitas afectadas por pliegues apretados de escala decamétrica, en general con vergencia este, y afectada por un intenso y penetrativo clivaje (Mpodozis, 2006). Pese a que no se observó la base o techo de la Formación Canal Bertrand, se estima su potencia ente 1000 y 2000 m (Castelli et al., 1992).

En su base incluye complejos de “turbiditas diluidas” que pasan hacia arriba a una serie de “turbiditas clásicas”, y direcciones de paleocorrientes en canales indican aportes detríticos desde el norte para los niveles inferiores, y desde el oeste para los superiores (Castelli et al., 1992).

Hacia el techo, las turbiditas presentan niveles ricos en detritos volcánicos, y se interdigitan con lavas, rocas volcanoclásticas y turbiditas de piroclastos (Mpodozis, 2006), expuestos en el sector del Estero La Pera, al norte del Seno Skyring (Castelli et al., 1992), reconociéndose también niveles de brechas volcanoclásticas y detritos ricos en piroclastos en la Península de Brunswick, específicamente en el sector de Cabo King y la costa oeste del Estuario Silva Palma, (Castelli et al., 1992; Farfan, 1994), descritos como sedimentos volcanoclásticos polimícticos, depositados en ambientes subaéreos a subacuoso poco profundo, observándose un engrane lateral con la Formación Canal Bertrand, y un apoyo directo sobre ella con bases erosivas, formando relleno de canales. En ambos casos no se reconoció el techo, por lo que se estima una potencia de estos niveles variable entre 300 y 700 m (Castelli et al., 1992). Estos niveles volcánicos fueron descritos originalmente bajo el nombre de “**Complejo la Pera**” por Castelli et al. (1992), y eran considerados como una unidad estratigráfica independiente y más joven que la Formación Canal Bertrand. Sin embargo, Mpodozis

(2006) señala que este no es el caso, ya que los niveles volcánicos y volcanoclásticos forman parte integral de la Formación Canal Bertrand.

Farfan (1994), reconoce dentro de la Península de Brunswick, dos litofacies en el Complejo La Pera, una de brechas volcánicas de variadas dimensiones, con fragmentos volcánicos angulosos, redondeados, polimícticos, mal seleccionados, que se interpretan como ambiente subaéreo a marino, cercano a un centro emisor de material ígneo, cuyo origen, probablemente guarda relación con alguna condición especial de la subducción del fondo oceánico de la Cuenca Marginal de Rocas Verdes bajo la corteza continental. La otra litofacie, se compone de un intervalo de 4,5 metros intercalado entre flujos de detritos volcanoclásticos, compuesto por capas de 2 a 15 cm de areniscas finas a media con matriz limosa amarilla. Hacia el techo de los bancos hay limolitas grises a negras, que se interpreta como un ambiente submarino poco profundo, afectado por olas normales.

Una edad Aptiano-Albiana para la Formación Canal Bertrand fue propuesta por Castelli et al. (1992), basado en la ocurrencia de bivalvos que fueron clasificados por (Ricardi, 1990) como *Aucellina cf. radisotrata* y *Aucellina andina*, y por Covacevich (1991) como *Aucellina sp.* Acorde a lo anterior, una gran población de circones detríticos de 114 Ma obtenidos de la base de la formación, indica que la edad máxima de depósito es Aptiana superior, mientras que una muestra tomada de la parte superior volcánica de la formación se encuentra dominada (90%) por una población de circones detríticos centrada a los 102 Ma, lo cual sugiere una edad Albiana para el Complejo La Pera (Mpodozis, 2006), pese a la edad Cenomaniano superior a Turoniano (95 a 88 Ma) inferida por dataciones radiométricas K-Ar reportadas por (Castelli et al., 1992).

Prades (2008), describe en el Complejo La Pera, en el sector del Estero La Pera, una lava autobrechizada, formada por fragmentos angulosos, de tamaño milimétrico a centimétrico. La composición mineral y la textura de los clastos, es similar a la de la matriz, compuesta principalmente de clinopiroxeno, anfíbola, y apatito, además de plagioclasa. También describe rocas sedimentarias en el mismo sector, clasificándolas como litarenitas feldespáticas, arcosas líticas, y grauwackas feldespáticas, caracterizadas por presentar inmadurez textural, en el que los líticos son muy similares

a los que describe en la autobrecha, que interpreta como productos de la erosión de las lavas del Complejo La Pera. Mediante un análisis químico en un clasto perteneciente a la autobrecha, el mismo autor la clasifica químicamente como shoshonita, el miembro intermedio de la serie shoshonítica, de naturaleza ultrapotásica.

Mpodozis (2006), indica que la edad de La Formación Canal Bertrand, permite correlacionarla con la Formación Barros Arana, ubicada en la zona de Última Esperanza. Los miembros volcánicos de ambas formaciones presentan además notables similitudes petrográficas y geoquímicas, por lo que se sugiere un origen común para ellas, a partir de bajos porcentajes de fusión de un manto metasomatizado (Prades, 2008). El magmatismo habría estado asociado a una subducción hacia el este que habría estado activa desde el Valanginiano, y un underthrusting o subducción reversa del lado oriental de la Cuenca de Rocas Verdes, bajo el lado occidental de la misma, cercano al comienzo de su cierre, el que produciría flexura en el margen continental de la Cuenca de Rocas Verdes, que permitirá el ascenso de magma desde niveles mantélicos metasomatizados.(Prades, 2008).

II.3.5 Formación Punta Barrosa (Última Esperanza)

Esta formación aflora en entre los 51°Y 52°30' S, suprayaciendo concordantemente a la Formación Zapata (o Erezcano), infrayaciendo en concordancia y contacto gradual a la Formación Cerro Toro (Crane, 2004), y probablemente a la Formación Barros Arana. (Prieto, 1994).

Fue definida por Katz (1960), quien la describe como una secuencia de areniscas finas a gruesas con alternancias de lutitas. Por su parte, Wilson (1991) reconoce gruesos estratos de arenisca (40-150 cm) de grano medio y raramente, grueso. Cortés (1964) señala el origen turbidítico de esta formación, y determino que su depósito habría ocurrido en el flanco occidental de la cuenca, recibiendo aportes de sedimentos desde el norte, mientras que sobre la base de indicadores de paleocorrientes, Fildani y

Hessler (2005) determinan una dirección de aporte hacia el S, SE. El ensamble bioestratigráfico sugiere un ambiente de aguas profundas de 1000 a 2000 m (Natland et al., 1974).

Ha sido relacionada al levantamiento y deformación orogénica de la cordillera principal de Los Andes (Wilson, 1991), y la petrografía y análisis de proveniencia sugieren importantes aportes de rocas ígneas y metamórficas, por lo que el depósito de la formación marca el inicio del desarrollo de la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (Fildani and Hessler, 2005).

Datando circones detríticos (U-Pb SHRIMP), Fildani et al. (2003) determinan una edad máxima para la base de la Formación de 92 ± 1 Ma.

II.3.6 Formación Latorre - Barcarcel (Magallanes)

La Formación Latorre aflora en la costa norte de isla Riesco, zona oriental del canal Bertand, isla Latorre y estero La Pera, las cuales a diferencia de la Formación Canal Bertrand, no muestran evidencias de deformación penetrativa (Mpodozis, 2006). Se encuentra en contacto por falla (Falla La Pera) con la Formación Canal Bertrand (Mpodozis, 2006).

Definida por Mpodozis (2006), con la localidad tipo en la Isla Latorre, ésta formación incluye una sucesión de turbiditas constituida por una alternancia rítmica de areniscas finas a medias, las cuales exhiben completas y típicas secuencias de Bouma con muy bien desarrollados intervalos Ta, Tc y Td, bases erosivas con calcos de carga, y techos con laminación convoluta y ondulitas. Todo esto permite clasificarlas como depósitos de la sección media ("middle fan") de un abanico submarino.

La formación representa los depósitos más antiguos de la cuenca de antepaís cretácica. Se correlacionan con la Formación Punta Barrosa de la zona de Última Esperanza (Mpodozis, 2006)

El resultado de análisis U/Pb de las poblaciones de circones detríticos observadas en muestras de la Formación Latorre, entregan una edad máxima de depósito de 89 Ma y de 91 Ma (Coniaciano inferior) (Mpodozis, 2006), lo cual es consistente con el rango superior de edad (Albiano medio a Coniaciano) indicada por la ocurrencia de amonites (*Anaegaudryceras buda*), determinada por Covacevich (en Castelli et al, 1992).

Estas características permiten correlacionar esta formación litológica, estratigráfica, y temporalmente, con la Formación Barcarcel, definida en la Punta Barcarcel, dentro de la Península de Brunswick por Hollister (1943). También se reconoce en la costa Este del estuario Silva Palma, y entre la bahía San Nicolás y el Faro San Isidro, donde no se observa su contacto basal, y su techo corresponde al contacto con los conglomerados de la Formación Rosa. La potencia mínima de 330 m, pudiendo alcanzar los 1000 m, con variaciones laterales.(Farfan, 1994). La litología de la Formación Barcarcel corresponde a intercalaciones sucesivas de areniscas y limonitas, las que se han distinguido como bancos de areniscas gruesas en la base, que gradan a medias y finas, culminando con limonitas ocasionalmente bioturbadas hacia el techo y a veces con restos de madera, que se interpreta como un ambiente marino plataformal somero bajo acción de olas normales en que predomina la decantación de limos. (Farfan, 1994). Farfán (1994) asigna una edad Coniaciano a la formación Barcarcel en base a su contenido fosilífero.

II.3.7 Formación Cerro Toro (Ultima Esperanza)

Esta formación aflora de forma continua entre los 50°30' y los 52°30', sobreyaciendo en concordancia transicional a la Formación Punta Barrosa e infrayaciendo a la Formación Tres pasos.

Katz (1960) definió la Formación Cerro Toro como una secuencia de 2000 m de espesor compuesta por una alternancia de pelitas gris oscuro y areniscas muy finas en capas delgadas, que exhibe intercalaciones de potentes lentes conglomerádicas. Estos

últimos fueron denominados “Conglomerados de Lago Sofía” por Cecioni (1956) y Formación Lago Sofía por otros autores.

La formación se compone de turbiditas con aportes de sedimentos provenientes desde el norte, los que se depositaron en el flanco occidental de una cuenca marina (Cortés, 1964), de 1 a 2 km de profundidad (Natland et al., 1974), por lo que representa la cúspide de la sedimentación de agua profunda en la Cuenca de Magallanes (Fildani and Hessler, 2005).

Winn y Dott (1977) determinaron que la formación Cerro Toro representa un complejo turbidítico de abanico marino profundo, en el que los conglomerados corresponderían a facies de canales con levas asociados, o en incisiones de valles erodados controladas estructuralmente en la antefosa. (Crane, 2004).

Evidencia petrográfica de la una porción de la Formación Cerro Toro indican que la parte norte de la cuenca fue progresivamente asilada del arco Andino por alzamiento de cabalgamientos y gran parte de los sedimentos fueron derivados de terrenos Paleozoicos a lo largo del frente Andino (Crane, 2004)

Cañon (1964) propone una edad Cenomaniana a Campaniana en base a la presencia de algunos microfósiles, pero Fildani et al. (2003) sugieren una edad más joven (80-70 Ma?) de acuerdo a las edades presentadas para la Formación Punta Barrosa.

Esta unidad ha sido correlacionada con la Formación Nodales, en Península Brunswick y la Formación Cerro Matero, en Tierra del Fuego. (Cañon and Ernst, 1975)

II.3.8 Formación Escarpada (Magallanes)

Definida por Mpodozis (2006), aflora en distintas localidades del seno Skyring (Cabo León, Bahía La Pesca, Punta Adelaida), y corresponden a una unidad de conglomerados y areniscas que sobreyacen concordantemente a la Formación Latorre.

En afloramientos expuestos en Isla Escarpada se han descrito cerca de 800 metros de conglomerados polimícticos gruesos, intercalados con bancos arenosos, con clastos muy bien redondeados de riolitas de la Formación Tobífera, clastos de pizarras con clivaje, similares a las de la formación Erezcano, además de rocas intrusivas y metamórficas (Mpodozis, 2006).

La asociación litológica y las estructuras sedimentarias presentes en Isla Escarpada son similares a las que caracterizan a los Conglomerados de Lago Sofía de la zona de Última Esperanza, los cuales se interpretan como un complejo relleno de canales submarinos interconectados dentro de un abanico turbidítico profundo a lo largo del eje de la Cuenca de antepaís de Magallanes durante el Cretácico superior (Mpodozis, 2006)

Circones detríticos de 86 Ma indican una edad máxima de depósito santoniana para esta formación (Mpodozis, 2006). Esta edad concuerda con la edad santoniana atribuida por Covacevich (en Castelli et al. 1992), basado en amonites recolectados en los estratos que la componen (*Desmophyllites* sp., *Bosychoceras* sp.)

En la isla Riesco, Hollister (1943) define en la Punta Rosa a la Formación Rosa, y es reconocida en la Península de Brunswick en la costa este del estuario Silva Palma, al interior de la península formando parte de cadenas de cerros, y entre la Bahía San Nicolás y el Faro San Isidro (Farfan, 1994). Farfan (1994) describe a la unidad como lóbulos constituidos por areniscas y conglomerados asociados a procesos tractivos, relacionados con aparatos deltaicos progradantes. Se le estima una potencia de entre 300 y 700 m. En esta unidad se asocia a ambientes deltaicos, de canal, y de prodelta, que se interpreta como una progradación del sistema. De acuerdo a su contenido fosilífero se le asigna una edad Santoniana, por lo que es correlacionable litológica y temporalmente con la Formación Escarpada.

II.4 ROCA ÍGNEAS

II.4.1 Batolito Patagónico Sur

El batolito Patagónico, aflora continuamente a lo largo del margen continental Andino, exponiéndose en una franja de unos 100 km de ancho, que se extiende en el margen occidental de la Patagonia entre los 40° y 56° latitud Sur, constituyendo uno de los complejos plutónicos relacionados a subducción más largos del mundo.

El Batolito Patagónico Sur constituye la porción central del batolito Patagónico, exponiéndose entre los 47° y 53°S. Se ubica donde actualmente la placa Antártica está siendo subductada bajo Sudamérica, configuración tectónica que fue establecida en el Cenozoico tardío, cuando el punto triple migro al norte desde el borde austral del continente después de cerca de 15 Ma. La mayoría, si no es que todo el batolito fue generado antes de este tiempo.

Se considera que el Batolito Patagónico Sur es el resultado de la amalgamación de plutones relacionados a subducción desde el Jurásico Tardío hasta el Neógeno, durante 150 Ma. de magmatismo granítico en un margen de placa (Hervé et al., 2007b).

Se encuentra constituido principalmente por granitoides calcoalcalinos (Allen, 1982), y la geoquímica de los plutones cretácicos y cenozoicos que lo componen es esencialmente idéntica, formando una serie magmática cálcica/calcoalcalina típica.

Hervé et al. (2007b), basados en 70 edades en circones U-Pb (la mayoría determinada por SHRIMP), sumado con observaciones litológicas y geoquímicas, dividen al Batolito en 5 complejos plutónicos:

- Complejo Plutónico del Jurásico Tardío (157 – 145 Ma). Este cuerpo bimodal, se compone principalmente de leucogranitos y por algunos gabros, emplazados a lo largo de su margen oriental actual. Este episodio es al menos en parte contemporáneo con el voluminoso evento magmático extrusivo representado por las ignimbritas

riolíticas de la Formación Tobífera, depositadas en lo profundo de la Cuenca de Rocas Verdes, al este del batolito. Este fue el último de muchos episodios volcánicos silíceos que migraron hacia el suroeste en la Patagonia que comenzaron en un régimen tectónico extensional Jurásico Temprano. La generación del piso cuasi oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes fue también contemporánea a este evento magmático que generó los primeros plutones del batolito, lo que es consistente con las relaciones de corte mutuo que presentan en terreno.

- Complejo Plutónico Cretácico 1 (144 -137 Ma), compuesto principalmente por granodioritas y granitos, incluyendo también algunos gabros de hornblenda. Este complejo plutónico se ubica al oeste del anterior, y su generación habría sido gatillada por cambios en parámetros de la subducción.

-Complejo Plutónico Cretácico 2 (136 -127 Ma), conformado por granodioritas y tonalitas de grano grueso de biotita y hornblenda, y en menor cantidad por gabros de piroxeno. Estos cuerpos intrusivos se ubican en el borde occidental del Batolito Patagónico Sur, representando la culminación de la migración del magmatismo hacia el oeste.

-Complejo Plutónico Cretácico 3 (126 - 75 Ma), compuesto mayoritariamente por tonalitas y granodioritas de biotita y hornblenda, y granodioritas de biotita, y en menor cantidad por gabros de anfíbola y algunos granitos.

-Complejo Plutónico Paleógeno (67 – 40 Ma), compuesto por tonalitas y granodioritas de biotita y hornblenda, ricas en magnetita, y por gabros de clinopiroxeno.

Tanto el Complejo Plutónico Cretácico 3, como el Complejo Plutónico Paleógeno, se encuentran emplazados entre los márgenes actuales del batolito, representado por plutones concentrados geográficamente en el extremo sur

-Complejo Plutónico Neógeno (25 – 15 Ma), compuesto principalmente por tonalitas y granodioritas de biotita y hornblenda, de grano grueso a medio, y en menor cantidad por gabros y granitos. Estos intrusivos se encuentran emplazados entre el centro y el margen oriental del Batolito.

II.4.2 Rocas Verdes

Stern y de Wit (2003) se refieren con el nombre de Rocas Verdes a los complejos ofiolíticos que afloran en los Andes patagónicos entre los 50° y 56° latitud sur, formando una franja semicontinua. Estos complejos han sido interpretados como remanentes de la Cuenca de Rocas Verdes desarrollada entre el Jurásico superior – Cretácico Inferior (Calderón, 2006; Dalziel, 1981; Dalziel et al., 1974; Katz, 1964; Stern et al., 1976; Stern and De Wit, 2003)

Estos complejos consisten predominantemente de lavas y brechas almohadilladas máficas, 100% diques, y gabros, y son interpretados como la parte superior de una ofiolita formada a lo largo de un centro de expansión tipo ridge medio oceánico (Dalziel et al., 1974; de Wit and Stern, 1976; Stern and De Wit, 1980; Stern et al., 1976).

Es posible dividir a Rocas Verdes en tres complejos ofiolíticos: Complejo Ofiolítico Sarmiento (50° a 53°10' S), Complejo Capitán Aracena: (53°10' a 54°40' S), y Complejo Tortuga: (54°40' a 56°S). (Prades, 2008).

Calderón (2006) describe la seudoestratigrafía del Complejo Sarmiento, llamándola incompleta por no presentar los componentes ultramáficos de las ofiolitas “clásicas”. En esta seudoestratigrafía define tres niveles ígneos principales: 1) Un nivel extrusivo máfico compuesto por basaltos almohadillados, brechas almohadilladas (*pillow brechas*) con intercalaciones de cherts de radiolarios y areniscas; 2) un nivel extrusivo máfico-félsico, dominada por basaltos almohadillados con intercalaciones de tobas silíceas, hialoclastitas, y diques de dacita y riolita cortados por filones de gabros; y 3) una unidad intrusiva máfica-félsica, compuesta mayoritariamente por granófiros de grano medio cortados por diques de gabro de grano fino y diques horizontales de plagiogranito. En la base de esta unidad intrusiva menciona la presencia de metagabros y filones de anfibolita.

En el caso del Complejo Capitán Aracena solo se distinguen dos unidades de un complejo ofiolítico: un nivel de basaltos almohadillados (*pillow lavas*), que se

presentan intruidas por diques máficos, y un nivel de 100% diques (sheeted dykes) (Prades, 2008).

Por su parte, el complejo Ofiolítico Tortuga, está compuesto por basaltos y brechas almohadilladas (en ocasiones como flujos masivos), enjambre de diques diabasicos (sheeted dykes), y gabros bandeados o masivos. (de Wit, 1977; de Wit and Stern, 1976) Todas estas unidades se encuentran cortados por diques de lamprófido, máficos y diabasicos.(Avendaño, 2008).

Con respecto al metamorfismo, el Complejo Sarmiento fue afectado por metamorfismo de fondo oceánico, caracterizado por el crecimiento de minerales secundarios sin el desarrollo de esquistosidad (de Wit and Stern, 1976). Stern y de Wit (2003) afirman que este metamorfismo , en la seudoestratigrafía del Complejo Sarmiento exhibe un fuerte gradiente vertical, pasando desde facies ceolita a facies anfibolita en aproximadamente 2 km, siendo el grado de reemplazo metamórfico más intenso dentro y sobre el complejo de *sheeted dykes* (100% diques), decreciendo marcadamente en la unidad de gabros, probablemente debido al restringido acceso del agua marina a los niveles plutónicos más profundos del complejo ofiolítico. Mencionan además que los límites entre facies son irregulares y que es común observar efectos del desequilibrio retrógrado. En el caso del Complejo Capitán Aracena, Prades (2008) describe un metamorfismo de muy bajo grado y de bajo grado, y en algunos sectores alcanza las facies esquistos verdes, con desarrollo de una foliación no penetrativa, indicando un evento de cizalle contemporáneo. Por su parte, el Complejo Tortuga sufre un metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico, con un metamorfismo de carga sobrepuesto, que alcanza las facies esquistos verdes (Avendaño, 2008).

Calderón (2006), basado en edades de circones tanto magmáticos de diques félsicos y plagiogranitos, como detríticos del Complejo Sarmiento, señala que al menos entre los 152-147 Ma, se habría desarrollado una fase de *rifting* asociada al desarrollo de la Cuenca de Rocas Verdes, acompañada de un evento magmático bimodal.

Avendaño (2008), presenta una edad de metamorfismo de $118,3 \pm 3,5$ Ma, datando una titanita (U-Pb, LA-MC-ICP-MS) asociada a actividad microbial en un basalto

almohadillado del Complejo Tortuga, que representa la edad mínima para este complejo

Cabe mencionar que Stern y de Wit (2003), basado en el hecho que las rocas de la cuenca hacia el norte (Complejo Sarmiento) se hacen menos oceánicas en carácter que en el sur (Complejo Tortuga), y en que datos petroquímicos y de campo indican que la cuenca tuvo una amplitud mayor hacia el sur, sugieren que la Cuenca de Rocas Verdes se abrió de sur a norte, por lo que la parte sur llegó a etapas más evolucionadas del desarrollo de una cuenca marginal, lo que es confirmado por Avendaño (2008), quien describe un carácter mucho más oceánico en las rocas del Complejo Tortuga, comparadas con las rocas de los Complejos Aracena y Sarmiento.

Aún no es claro si la cuenca de Rocas Verdes corresponde a una cuenca de trasarco, o si se desarrolló por extensión cortical sin la presencia de un arco magmático al oeste de ella. De estas dos opciones, la más recurrente es que al menos en las fases tardías de su evolución la Cuenca de Rocas Verdes fue una cuenca de trasarco desarrollada al este del arco magmático existente (Bruhn et al., 1978; Calderón, 2006; Cunningham, 1995; Dalziel et al., 1974; Miller et al., 1994; Stern and De Wit, 2003). Sin embargo, Mpodozis (2007) señala que dado que reconstrucciones basadas en anomalías magnéticas, indican que durante el Jurásico superior – Cretácico inferior la Península Antártica se ubicaba inmediatamente al oeste de la parte más austral de Sudamérica., por lo que la Cuenca de Rocas Verdes probablemente estaba muy distante del margen Pacífico para ser considerada una cuenca de tras arco, lo que le hace pensar que más bien corresponde a un brazo del proto-mar de Weddell, el cual se abrió progresivamente hacia el noroeste.

Calderón (2006) argumenta que la datación de circones detríticos en el miembro inferior de la Formación Tobífera no indica evidencias de la presencia de un arco volcánico durante la formación temprana de la Cuenca de Rocas Verdes, ya que no se encontraron poblaciones con edades menores a 386 Ma, lo cual sugiere que es indicador de la existencia de un margen pasivo hasta la fase extensional del Jurásico tardío. Sin embargo, también señala que la ausencia de componentes detríticos jurásicos, podría estar relacionada con la generación grabens aislados formados a lo

largo de estructuras de *rifting*. El mismo autor sostiene que edades de circones detríticos en depósitos de turbiditas distales de la Formación Zapata, indican que la Cuenca de Rocas Verdes estaba limitada al oeste por un arco magmático en las etapas tardías de su evolución geodinámica.

Según Miller et al. (1994), en Península Hardy se observa la transición lateral entre los depósitos de arco de la Formación Hardy, y rocas del relleno sedimentario de la cuenca marginal (Formación Yaghan). Basado en el estudio del engrane de dichas secuencias, afirma que un magmatismo de arco relacionado a esta subducción ocurrió contemporáneamente al desarrollo de la Cuenca de Rocas Verdes, ya que las lavas de la Formación Hardy, que se encuentran al SW de las Rocas Verdes, presentan un patrón de diferenciación calco-alcalino. Suárez et al. (1985) había asignado a la Formación Hardy una edad titoniana-valanginiana basado en los fósiles encontrados en ella, lo cual sumado a que Miller et al. (1994) obtuvieron una edad Ar-Ar de $107 \pm 0,7$ Ma, según este autor indica que el arco magmático estuvo activo durante todo o casi todo el Cretácico inferior.

II.4.3 Diques de Lamprófido (Unidad Informal)

En los alrededores de la Cordillera Sarmiento ha sido reportada la presencia de varios diques máficos (Calderón et al., 2005; Galaz et al., 2005; Ramírez, 2006; Rapalini et al., 2008), que Calderón et al. (2005) han identificado como lamprófidos. Estos diques, de ancho métrico a decimétrico, se disponen subverticales y de tendencia general E-W. Ellos se emplazan en las siguiente unidades: Complejos de diques en la unidad intrusiva del Complejo Ofiolítico Sarmiento, (Calderón et al., 2005), lutitas y limonitas plegadas de la Formación Zapata, (Calderón et al., 2005; Ramírez, 2006; Rapalini et al., 2008), milonitas félsicas de la Formación Tobífera (Calderón et al., 2005; Galaz et al., 2005), filones métricos de doleritas que se emplazan en la Formación Tobífera. (Calderón et al., 2005; Ramírez, 2006), y a tonalita de biotita-hornblenda del Batolito Sur Patagónico en la Bahía Beaufort.

También se han descrito diques de lamprófido al sur de la zona de estudio, en el Seno Grandi (sur de Isla Navarino), donde cortan a las unidades del Complejo Tortuga (Avendaño, 2008).

Calderón et al. (2005) y Ramírez (2006) clasifican a los diques de acuerdo a su textura y mineralogía como lamprófidos, debido a la abundante presencia de anfíbola, generalmente ocurrida como fenocristales, específicamente espesartíticos, debido a que presentan mayores porcentajes de plagioclasa que de ortoclasa, y presentar anfíbolos, diópsido y menor olivino.

En el caso de ser contemporáneos, la edad máxima de los diques es Aptiana, debido a que intruyen a la Formación Zapata. Además, un dique reportado por Calderón et al. (2005) en las inmediaciones de la Bahía Beaufort, corta a una tonalita de Biotita-Hornblenda perteneciente al Batolito Patagónico Sur que tiene una edad U-Pb en zircón mediante SHRIMP de 126.3 ± 1 Ma. (Hervé et al., 2007b). La única datación directa en un lamprófido es entregada mediante un análisis K-Ar en roca total de un dique que corta a la Formación Zapata hecho por Rapalini et al. (2008), quien reporta una edad de 125.2 ± 3.7 Ma.

Galaz et al. (2005) indican que la Formación Tobífera ya estaba siendo deformada al momento de ser intruida por un dique de lamprófido, y Calderón et al. (2005) indican que los diques de lamprófido no son afectados por la deformación que afectó a la Formación Zapata y Tobífera durante el cierre de la cuenca de Rocas Verdes, por lo que son post-tectónicos, y por lo tanto acotan la edad mínima de este evento.

Bajo el supuesto de que todos los diques son cogenéticos y contemporáneos, Calderón et al. (2005), propone una probable relación de los diques de lamprófidos con el magmatismo de ca. 104 Ma. de las lavas absaroquíticas de la Formación Barros Arana, cuyo origen fue probablemente derivado de una fuente mantélica subcontinental deprimida (Stern, 1991; Stern et al., 1991), y propone un componente en la fuente de fusión similar para la tonalita de Bahía Beaufort, en base a su razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.703869 y a su ϵNd_{126} de +4.0 (Hervé et al., 2007b). Si esto es correcto, se podría asumir que la edad de los lamprófidos es la misma que la de la tonalita, por lo que

proponen que el comienzo del cierre de la cuenca de Rocas Verdes podría ser hasta 33 Ma antes de la edad asignada al depósito de las turbiditas de la Formación Zapata, asociadas con la formación de la cuenca de antepaís de Magallanes, como ha sido propuesto por Fildani et al. (2003)

Ramírez (2006) apoya las similitudes mineralógicas y composicionales entre los diques de lamprófidio y las absaroquitas de la Formación Barros Arana, pero sin embargo concluye que no hay datos que evidencien que provienen de la misma fuente magmática, por lo que sugiere comparaciones de elementos traza e isotópicas (Sm, Nd, Rb, Sr) entre las espesartitas y las absaroquitas.

II.4.4 Diques y filones de Dolerita (Unidad Informal)

Calderón et al. (2007b) describen filones de doleritas intruyendo a la Formación Tobífera en la Cordillera Riesco, en las proximidades del Canal Morla Vicuña, donde ésta se presenta milonitizada (Allen, 1982; Galaz et al., 2005). Ellos son de anchos métricos, de tendencia N-S, de grano medio componiéndose principalmente de clinopiroxenos, plagioclasa y clorita

Estos filones de dolerita no presentan evidencia de recristalización dinámica, por lo que planteó que la inyección de este magma máfico ocurrió después del cizalle sufrido por las tobas silíceas de la FT. Sin embargo, en una campaña de terreno posterior se describieron en el margen de uno de estos filones evidencias de deformación (esquistosidad marginal) por lo que aún no se conoce bien su temporalidad respecto a la deformación principal (Calderón 2009, com. per.).

Calderón et al. (2007b) reportan diques de anchos métricos, de doleritas de grano fino ocurriendo en la capa máfica extrusiva del Complejo Ofiolítico Sarmiento, en la Cordillera Sarmiento. Se componen principalmente de plagioclasa, clinopiroxeno, clorita intersertal y cuarzo, titanita y epidota accesorios. Un análisis isotópico de Sm-Nd muestra una razón $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,0644), menor al común obtenido en las diferentes capas del Complejo Ofiolítico Sarmiento, y muestra una variación mayor en

el ϵNd , del orden de una unidad de ϵ -neodimio tanto calculado con 100 o 150 Ma. (ϵNd_{140} de +5.4) respecto a las mismas rocas. Esto, sumado a las similitudes mineralógicas con los filones de dolerita emplazados en las metariolitas de la Formación Tobífera (en Cordillera Riesco), sugieren una fuente distinta a la que dio origen al Complejo Ofiolítico Sarmiento para estas doleritas, más similar al manto primitivo. Estos diques de dolerita podrían estar relacionados con el magmatismo máfico de la Formación Barros Arana, el cual se derivó de una fuente mantélica subcontinental empobrecida.

II.5 TECTÓNICA REGIONAL

II.5.1 Punto Triple

La particular configuración tectónica de los Andes Australes se encuentra determinada en gran parte por el punto triple entre las placas Antártica, Sudamericana, y Scotia, que ocurre en la intersección entre el sistema de fallas Estrecho de Magallanes/Lago Fangano con la fosa de Chile a los 52°S (Figura II. 2). La placa de Scotia se encuentra como cuña tectónica entre las otras dos placas, limitando al oeste y sur con la placa Antártica en un margen convergente, y al norte con la placa Sudamericana en un margen transcurrente sinistral.

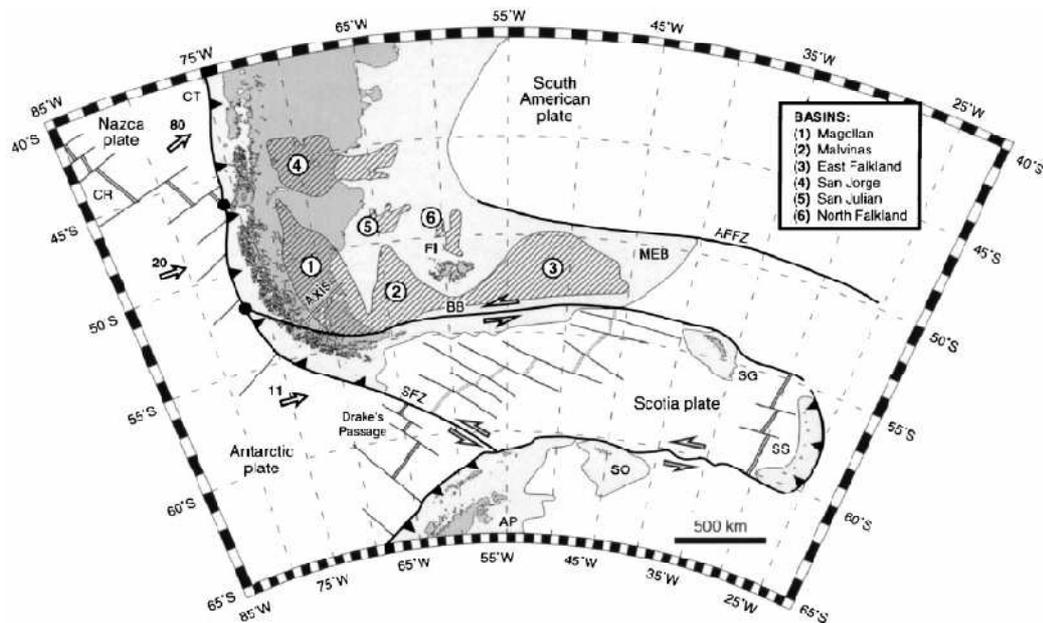


Figura II.2 Configuración tectónica actual de placas en Sudamérica austral (Diraison et al., 2000)

II.5.2 Oroclino Patagónico

El Oroclino Patagónico se encuentra en el extremo sur de Sudamérica, entre los 52° y 56° de latitud Sur. En esta zona, la Cordillera de los Andes cambia de un rumbo N-S al norte del Oroclino (presente a lo largo de casi todo el margen chileno), a un rumbo E-W en las cercanías de los 56°S, en la Cordillera de Darwin (Figura II.2) (Diraison et al., 2000).

Mediante estudios paleomagnéticos, se ha establecido que el Oroclino es, al menos en parte, un curvamiento secundario debido a la rotación tectónica de bloques continentales en sentido antihorario, que aumenta de N a S, llegando a ser de hasta 90° en el extremo sur del oroclino (Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991; Dalziel et al., 1973; Rapalini et al., 2001)

En cuanto a la edad de las rotaciones, existen evidencias paleomagnéticas que afirman que la Cordillera de Darwin ha rotado en sentido antihorario desde el Cretácico tardío (Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991), y es probable que la mayor parte de la rotación ocurrió antes del Terciario (Cunningham, 1995)

El origen del oroclino sería el producto, a escala regional, de un arrastre debido al cizalle sinistral entre las placas Sudamericana y Scotia-Antártica, en el que la rotación de bloques y contracción probablemente, continúe desarrollándose hasta el presente.(Cunningham, 1993).

II.5.3 Faja Plegada y Corrida de Magallanes

La faja plegada y corrida de Magallanes consiste en un sistema orogénico, polifásico, afectando a rocas mesozoicas, y en menor medida cenozoicas. Se originó entre el Cretácico superior y el Mioceno, en respuesta a pulsos sucesivos de deformación, durante los cuales el frente de deformación avanzó hacia el antepaís, involucrando en cada etapa a los sedimentos acumulados en la antifosa, derivados de la erosión del relieve creado en cada uno de dichos eventos (Mpodozis, 2005)

Es posible separarla longitudinalmente en dos sectores (Figura II.1): uno dominado por tectónica de escama delgada, con corrimientos con vergencia hacia el antepaís y fuerte plegamiento; y otro dominado por pliegues de gran amplitud, probablemente relacionados a tectónica de escama gruesa (Harambour, 2002).

El acortamiento orogénico estimado en el Oroclino Patagónico aumenta de norte a sur, siendo de 110 km a los 50° latitud Sur (Kraemer, 1996), y de 300 (mínimo) a 600 (máximo) a los 56° latitud Sur (Kraemer, 2003). Este acortamiento se habría producido en cuatro eventos principales, siendo el del Cretácico medio el primero y el de mayor envergadura, provocando un periodo de fuerte subsidencia en la cuenca de antepaís de Magallanes en el Cretácico superior (Kraemer, 2003).

III. MARCO TEÓRICO

En este capítulo se realiza una introducción y descripción de los lamprófidos de manera general, con especial énfasis los lamprófidos calcoalcalinos. Se caracteriza tanto su petrografía y mineralogía, como su geoquímica, señalando la nomenclatura para ellos, que fue usada en este trabajo. Se presentan sus asociaciones clásicas con otros tipos de rocas, regímenes tectónicos y se resaltara su importancia. También se revisan los modelos petrogenéticos propuestos que explican sus características. Además se revisan rápidamente las características de shoshonitas. Por último, se señalan los procesos que puede causar metasomatismo en el manto.

III.1 Lamprófidos

Los lamprófidos conforman un heterogéneo grupo de rocas ígneas relativamente poco comunes, de pequeño volumen, mesocráticas a melanocráticas. Han sido tradicionalmente agrupadas juntas basadas en sus similitudes en mineralogía, textura, geoquímica, y ocurrencia. Usualmente poseen textura porfídica y panidiomórfica, con abundantes fenocristales máficos, conteniendo esencialmente anfíbola y biotita-flogopita, con feldespato restringido a la masa fundamental (Rock, 1991; Woolley et al., 1996).

Han sido considerados como el producto de cristalización de fundidos primarios mostrando un amplio espectro de composiciones con afinidades alcalinas a calcoalcalinas en rocas predominantemente subvolcánicas, que usualmente forman enjambres de diques, filones, grupos de pipas, plugs, stocks chimeneas o márgenes de intrusiones mayores, que raramente pueden ser encontrados como flujos de lava. Lamprófidos han sido descritos en una amplia variedad de regímenes tectónicos y/o geodinámicos, y en diversas edades (Rock, 1977, 1991), y a menudo han sido asociados a mineralización de oro. Representan un diverso grupo de rocas

poligenéticas cristalizadas bajo condiciones ricas en volátiles (Best, 2003), y pueden delinear colectivamente una provincia ígnea distintiva.

Diques de lamprófidio son caracterizados a menudo por su forma segmentada, o sinuosa, con estructuras internas bandeadas o zonadas, indicando diferenciación en el flujo, o múltiples intrusiones (Rock, 1987)

III.1.1 Petrografía y mineralogía

La textura y mineralogía es un aspecto importante entre los lamprófidios, pues representan características distintivas que permiten identificarlos, además de proporcionar una clasificación para ellos.

La roca debería ser mesocrática a melanocrática, y porfídica a microporfídica, preferiblemente panidiomórfica, con abundantes fenocristales máficos. De hecho, el término "lamprófidio" (del griego *lampros*, *porphyros*: pórfido brillante) hace referencia a los cristales de anfíbola y biotita que a menudo brillan en sus superficies frescas (McHone, 1978). La mayoría de los diques máficos de grano fino con abundantes macrocristales o fenocristales de biotita o anfíbola son lamprófidios (Rock, 1987).

Las fases esenciales dentro de los lamprófidios deberían incluir anfíbolos, biotita-flogopita, y a menudo presentan minerales ricos en F, Cl, SO₃, CO₂ y H₂O, como haluros, carbonatos, sulfatos, ceolitas y otros minerales hidrotermales. (Le Maitre et al., 2002; Moayyed et al., 2008; Rock, 1987; Streckeisen, 1980).

Los fenocristales se componen típicamente de mica oscura (biotita o Fe-flogopita) o anfíbolos (o ambos), con o sin piroxenos, con o sin olivinos, inmersos en una masa fundamental compuesta por los mismos minerales. En el caso en que se presenten minerales félsicos, como feldespatos (usualmente alcalinos) y feldespatoides, éstos ocurren restringidos a la masa fundamental. También son comunes xenolitos de cuarzo (Le Maitre, 1989; Le Maitre et al., 2002; Rock, 1987; Rock, 1991; Streckeisen, 1980; Woolley et al., 1996).

Es característico un alto contenido de Ba, Fe³⁺, Al o Ti en feldespatos potásicos, anfíbolas, flogopitas y piroxenos (según corresponda). Minerales máficos ricos en Mg comúnmente coexisten con feldespatos alcalinos e incluso con cuarzo. Minerales ausentes en todos los tipos de lamprófidos incluyen olivino con # Mg ~≤ 75, anfíbolas de Fe-Mg-Mn o tremolíticas (*sensu* Leake, 1987), muscovita, ortopiroxeno, pigeonita y wollastonita. (Rock, 1987).

El olivino raramente se encuentra fresco, y minerales secundarios usualmente incluyen carbonatos, clorita, cuarzo, limonita y caolinita (Le Maitre et al., 2002; Streckeisen, 1980)

Los lamprófidos también se caracterizan por poseer flogopita pseudo-hexagonal o con textura "castellated", a menudo con bordes pardos oscuros y centros más pálidos. También presentan típicamente estructuras globulares. Estas estructuras ocurren como ocelos leucocráticos en cuerpos esferoidales o lenticulares, rosados o grises (McHone, 1978). Muchos de ellos gradan desde ocelos subesféricos bien definidos, con biotita delimitándolos tangencialmente, a parches vagos, apenas diferenciados de la roca de caja (Rock, 1987), las cuales pueden deberse a la segregación en las últimas etapas del fundido, en cavidades dentro de la masa fundamental (Foley, 1984; Rock, 1991).

También pueden presentar megacristales, aunque el origen común de estas fases y el magma lamprófido aun se encuentra bajo discusión (Rock, 1987).

Cabe destacar que los lamprófidos guardan similitudes mineralógicas con algunas kimberlitas y lamproitas (Woolley et al., 1996).

III.1.2 Clasificación y nomenclatura

Como es notado por Woolley et al., (1996) los lamprófidos resultan difíciles de clasificar sin ambigüedad usando los criterios existentes. No son susceptibles de clasificar de acuerdo a su proporción modal, como con el sistema QAPF, ni con diagramas de composición composicional, como el TAS (Le Maitre, 1989). A pesar de esto, es posible distinguirlos de otras rocas de acuerdo a sus propiedades características (Le Maitre, 2002).

El término "lamprófido" fue introducido en la literatura petrológica por Von Gumbel (1874). El nombre derivó de la apariencia macroscópica de diques oscuros que contienen grandes fenocristales de mica café y hornblenda, pero con ausencia de fenocristales de feldespato. Siguiendo esta introducción, el término fue usado por Rosenbuch (1877) para abarcar una amplia variedad de rocas hipabisales conteniendo fenocristales máficos (e.g. minettes, kersantitas, camptonitas, y vogesitas). Eventualmente, espesartitas, morchiquitas y alnöitas fueron también incluidas en el grupo. De este modo, el grupo se convirtió en un depósito para cualquier roca rica en fenocristales máficos que fuera difícil de clasificar.

Subsecuentemente, Middelmost (1986), Le Maitre (1989) y Rock (1991) extendieron la definición más allá incluyendo kimberlitas, lamproitas, e incluso rocas que contienen fenocristales de feldespato y leucita.

Rock (1991) definió a los lamprófidos como un clan de rocas ígneas, separándolos en 5 categorías principales en base a sus características mineralógicas y geoquímicas : (I) lamprófidos calcoalcalinos (CAL), o lamprófidos shoshoníticos sensu Rock (1977), (II) lamprófidos alcalinos (AL), (III) lamprófidos ultramáficos (UML), (IV) lamprófidos lamproíticos y (V) lamprófidos kimberlíticos. Sin embargo, Mitchell (1994), basado en la convicción de que las clasificaciones deben ser de naturaleza genética, rechazo el término "clan lamprofídico" y propuso adoptar el término "facies lamprofídicas", para expresar el concepto de que algunos de los miembros del clan petrológico cristalizaron bajo diferentes condiciones que otros miembros del clan. Además, Woolley et al. (1996) notan que tanto kimberlitas como lamproitas son lo suficientemente distintas

como para excluirse del grupo de los lamprófidos, por lo que sugieren que dicho uso debería ser discontinuado. Consecuentemente, en este estudio se consideraran dentro de los lamprófidos sólo a facies lamprofídicas de CAL, AL y UML.

Lamprófidos calcoalcalinos incluyen a minettes, vogesitas, kersantitas y espesartitas, mientras que lamprófidos alcalinos comprenden a camptonitas, sannaita y morchiquita (Rock, 1987). Estas clasificaciones pueden identificarse petrográficamente siguiendo la Tabla III-1, de acuerdo a su contenido mineral.

Constituyentes de color claro		Minerales máficos predominantes		
Feldespatos	Feldespatoides	biotita > hornblenda, ± augita diopsídica, (± olivino)	hornblenda, augita diopsídica, ± olivino	anfíbola marrón, titanoaugita, olivino, biotita
or > pg	-	minette	vogesita	-
pg > or	-	kersantita	espesartita	-
or > pg	feld > foide	-	-	sannaita
pg > or	feld > foide	-	-	camptonita
-	vidrio o foide	-	-	morchiquita

Tabla III-1 Clasificación y nomenclatura de lamprófidos basado en su mineralogía. Modificado de Le Maitre et al., (2002) y Sterckeisen (1980). Or: feldespato alcalino, pg: plagioclasa, feld: feldespato, foide: feldespatoide.

A pesar de estas distinciones, es muy difícil clasificar estas rocas por su mineralogía extremadamente similar. Por ejemplo resulta difícil distinguir entre camptonitas y morchiquitas. Además, los lamprófidos, en contraste con la mayoría de tipos de rocas comunes, son bien conocidos por exhibir heteromorfismo, es decir, a partir de un magma de composición dada, pueden cristalizar más de una asociación mineral bajo diferentes condiciones. De ahí que muchos lamprófidos, petrográficamente distintos pueden corresponder geoquímicamente al mismo tipo de magma (Rock, 1991). Esto quiere decir que la mineralogía por si sola puede servir solo como una guía de clasificación y no puede ser tratada de forma aislada (Mitchel y Bergman 1991).

III.1.3 Geoquímica

Químicamente, los lamprófidos son rocas subsaturadas en sílice, variando de sódicas a potásicas, máficas a ultramáficas, intermedias a ultrabásicas, ricas en volátiles, que muestran un alto contenido de álcalis en relación a su contenido de sílice y muchas de sus variedades muestran un alto contenido de feldespato alcalino modal (Rock, 1977).

Como grupo, son típicamente enriquecidos en elementos litófilos de gran radio iónico (LILE, *Large Ion Lithophile Elements*), como K, Na, Sr, Th, P, Ba, tierras raras livianas (LREE, *Light Rare Earth Elements*), y volátiles como H₂O, CO₂, F, Cl, los cuales se encuentran en la red cristalina de los minerales hidratados, como anfíbola o mica, o alojados por carbonato, ceolita, epidota, fluorita, o sulfatos primarios, por lo que altos contenidos de H₂O y CO₂ no necesariamente implican alteración (Rock, 1987; Rock, 1991).

Por otra parte contienen niveles basálticos de Y, Ti, Sc, y elementos de tierras raras pesadas (HREE) (Rock, 1987; Rock, 1991; Streckeisen, 1980)

Magmas lamprófidos tienen composiciones primitivas, mostradas por altos #Mg (donde # Mg = Mg/(Mg+Fe²) molecular, con Fe²/(Fe²+Fe³) molecular fijo como 0,15, una razón común para rocas ígneas potásicas) y altos contenidos de Cr, Ni y V (Rock, 1991).

La mayoría de los lamprófidos que son clasificados con el diagrama para rocas volcánicas de total de álcalis versus sílice (IUGS), aparte de alguno pocos CAL (principalmente kersantitas y espesartitas), todos los lamprófidos caen en el lado alcalino de la divisoria alcalina-toleítica Hawaiana. En composición normativa, CAL varían entre *cuarzo (q)* a *nefelina (ne)* y desde *anortita (an)* a *acmita (ac)* normativos, lo que en si mismo manifiesta su peculiar composición, con características alcalinas y calcoalcalinas (Rock, 1987; Rock, 1991).

Otras características distintivas son las siguientes:

- Sr y Ba comúnmente alcanzan mayores concentraciones que en otras rocas ígneas silicatadas: El registro de contenido más alto de Sr (7275 ppm) excede el máximo de incluso para carbonatitas.
- Th, Zr, y Rb también alcanzan altos valores que en otras rocas ígneas, excepto por tipos exóticos de pegmatitas y agpaitas.
- El diagrama araña promedio de lamprófidos alcalinos tiene una forma casi idéntica que los diagramas de araña de los basaltos alcalinos, pero con enriquecimientos mayores en un factor de 1,5-2: Esto confirma la idea (Rock 1977) de que lamprófidos alcalinos son rocas basálticas alcalinas enriquecidas en volátiles y elementos incompatibles.

También existen ciertas características que pueden ayudar a identificar en que grupo se puede clasificar un determinado lamprófido, por ejemplo, anomalías negativas de Nb son características de lamprófidos calcoalcalinos, pero no se presentan en lamprófidos alcalinos o lamprófidos ultramáficos. Además se ha encontrado que lamprófidos con abundante plagioclasa en la masa fundamental (espesartitas y camptonitas) tienen substancialmente menores contenidos de Sm y menores razones La/Yb, que los tipos libres de esta fase. También se ha establecido que el orden del enriquecimiento en LREE, y la pendiente del patrón de tierras raras (REE, *Rare Earth Elements*) es en general UML > CAL > AL.

III.1.4 Petrogénesis

Aunque sus propiedades mineralógicas y texturales permiten distinguir a lamprófidos de otras rocas ígneas, diferentes tipos de lamprófidos a menudo éstas propiedades son muy similares, haciendo difícil su clasificación, y con ello la comprensión de los procesos involucrados en su génesis (Whitehead, 2008).

El origen de los magmas lamprófidos aun es controversial (Rock, 1991). El problema consiste en explicar los elevados contenidos de elementos compatibles, combinado con el enriquecimiento en muchas ocasiones extremo de LILE (e.g. Ba, Sr, Rb) y LREE. Esto ha llevado a proponer diversos y complejos modelos para su petrogénesis,

que pueden ser clasificados en tres tipos generales (Rock, 1987; Rock, 1991; Wang et al., 2007; Xu et al., 2007):

- 1) Contaminación de magmas máficos en la corteza continental
- 2) Mezcla de un magma basáltico surgente con cantidades variables de fundidos ultrapotásicos y/o alcalinos del manto litosférico, relacionados con calentamiento y/o adelgazamiento del manto litosférico subcontinental (Thompson et al., 1990), o mezcla de fundidos basálticos derivados del manto o lamprófidos con fundidos silíceos derivados de la corteza.
- 3) Fusión parcial de un manto metasomatizado y enriquecido, ya sea en un ambiente relacionado a subducción, o en el manto litosférico subcontinental.

La fusión parcial de material del manto previamente enriquecido en elementos incompatibles es considerada la explicación más probable para el origen de magmas primarios para lamprófidos (Rock, 1991). La participación de un componente de manto peridotítico puede causar las altas abundancias de elementos compatibles, y los fraccionamientos entre LREE Y tierras raras pesadas (HREE, Heavy Rare Earth Elements), pero la composición de dicho manto tiene que haber cambiado para enriquecerse en LILE y LREE. Ha sido sugerido que un este enriquecimiento puede ser formado en una zona de colisión y/o subducción, y más aun, que puede estar relacionado con enriquecimiento aportado por sedimentos llevados por subducción de una corteza oceánica alterada

III.1.5 Cuadros Tectónicos

Los lamprófidos, como otras rocas ígneas alcalinas, son más abundantes en rifts continentales, cuencas abortadas de puntos triples, y algunas islas oceánicas. Sin

embargo, ellos también ocurren ampliamente en zonas orogénicas y sus periferias e.g.: Himalayas, Alpes; Pirineos; Caledonides, en arcos de islas e.g.: Japón; Solomons, en márgenes continentales pasivos a destructivos, e.g.: U.S.A. occidental, en fragmentos de corteza oceánica anómalamente alzados e.g.: Gorrige Bank; Bermudas, y cerca de fallas transcurrentes mayores e.g.: Falla Alpina, Nueva Zelanda. Por lo tanto, colectivamente ellos son asociados no solo con magmatismo intraplaca, sino que también con magmatismo en márgenes de placas divergentes, convergentes e incluso en márgenes pasivos (Rock, 1987).

Específicamente, lamprófidos calcoalcalinos son usualmente reportados en ambientes tectónicos convergentes, y son característicos de cinturones orogénicos, aunque también se han reconocido en arcos de islas, cratones continentales, y valles de rift.

III.1.6 Asociaciones

Distintos tipos de relaciones se han reportado entre lamprófidos calcoalcalinos y otros tipos de rocas potásicas y calcoalcalinas a lo largo del mundo, las cuales se encuentran bien documentadas y resumidas por Rock (1991), que las ha clasificado en 5 asociaciones de terreno: i) Asociación de lamprófidos calcoalcalinos con rocas volcánicas o plutónicas calcoalcalinas graníticas (asociación A o post-granítica) e.g., el granito Criffel; (ii) ellos pueden ser asociados con plutones o rocas volcánicas shoshoníticas (asociación B) e.g., al suroeste de México; (iii) ellos pueden asociarse con complejos de pipa brecha-apiníticos (Asociación C o pre-temprano granítica) e.g., al norte de Donegal, Irlanda; iv) ellos pueden estar asociados con lamprófidos alcalinos o ultramáficos, pero no con otras rocas ígneas contemporáneas asociadas aparte de venas asociadas con los mismos lamprófidos (asociación L) e.g., minas de carbón en India; v) mas raramente ellos pueden presentarse en enjambres regionales desconectados de actividad ígnea contemporánea (asociación R). Las asociaciones A y B pueden ocurrir juntas, y en muchos casos los diques de lamprófito son abundantes cerca de plutones que son más bien ricos en K (i.e. shoshoníticos) (Rock 1991),

aunque lamprófidos calcoalcalinos de Irlanda oriental han sido reportados en asociaciones A, B y L (Rock 1984).

Comúnmente, los lamprófidos suelen tener la composición más primitiva de una suite de rocas, por lo que han sido considerados magmas parentales para suites intrusivas hidratadas. En el caso de lamprófidos calcoalcalinos, ellos pueden ser parentales para plutones de granito-granodiorita-norita-diorita-piroxenita ricos en hornblenda, sienitas potásicas, e incluso granitos calcoalcalinos.(Rock, 1987).

Sin embargo, la pregunta acerca del origen y relación de lamprófidos calcoalcalinos y plutones ricos en K es una pregunta global (Rock, 1991), con implicancias para la génesis de magmas, y la relación del magmatismo con la tectónica.

También se han identificado rocas cercanamente relacionadas a lamprófidos, y han sido separadas en **familiares de lamprófidos pobres en volátiles**, y **familiares enriquecidos en máficos o félsicos** (Rock, 1987). En el primer caso, algunos lamprófidos alcalinos gradan hacia rocas basálticas de similar composición global, a través del decrecimiento de volátiles (anfíbola + biotita), pérdida de textura globular, y a menudo, de ocurrencia de fenocristales de plagioclasa o de olivino en la masa fundamental. También se han reportado variaciones en lamprófidos calcoalcalinos, donde se podrían usar términos como basaltos espesartíticos. Respecto al segundo caso, dentro de suites lamprófidas son bien distribuidas rocas enriquecidas en máficos, y pueden ser cubiertas, por ejemplo, bajo el nombre de melaespesartita. Estos términos modificados son quizás justificados para lamprófidos calcoalcalinos o alcalinos melanocráticos, y para lamprófidos ultramáficos con menos minerales claros que oscuros. Tipos de rocas intermedias a félsicas son comúnmente asociadas con lamprófidos calcoalcalinos y han sido llamadas porfiritas o odinitas (rocas lamprófidas microdioríticas con fenocristales de plagioclasa), semi-lamprófidos o malchitas (lamprófidos con índice de diferenciación ente 20 y 33), porfiritas acidas (porfídicas con cuarzo y feldespato potásico) y porfíricas. Aunque las series lamprófidos calcoalcalinos → porfiritas → porfíricas es virtualmente un espejo de la serie de rocas andesita calcoalcalina → dacita → riolita, se justifica una terminología separada por sus peculiaridades composicionales y texturales (Rock, 1987).

III.1.7 Importancia

El estudio de los lamprófidos se han intensificado en las últimas décadas, pues se ha aclarado que son rocas significantes petrológica y económicamente.

Como se ha visto, aunque volumétricamente insignificantes, los lamprófidos son comúnmente considerados como fundidos generados por bajos grados de fusión parcial de una fuente mantélica metasomáticamente enriquecida, por lo que su origen esta cercanamente relacionado al procesos de enriquecimiento durante la evolución litosférica, por lo que estos fundidos preservan la mejor evidencia para la composición del manto litosférico subcontinental, y pueden proveer pistas acerca de la historia evolucionaria del manto, en particular para el origen del enriquecimiento del manto, y las escalas de heterogeneidades geoquímicas (Chen and Zhai, 2003). Además ellos son potenciales magmas parentales de suites shoshoníticas o alcalinas.

En muchos casos, los lamprófidos tienen una estrecha relación espacial, temporal, y probablemente genética con mineralización mesotermal mayor de oro y han sido reportados en depósitos de oro de tamaño grande y supergrande (Müller and Groves, 1995; Rock, 1991; Rock and Groves, 1988).

Por otra parte, se han descubierto microdiamantes en CAL, por lo que son una nueva clase de potenciales rocas portadores de diamantes (Baéz et al.; Duggan and Jaques, 1996)

Por último, los lamprófidos reflejan su afinidad tectónica a través de su signature geoquímica (Müller and Groves, 1995; Müller et al., 1992), por lo que pueden ser una herramienta para comprender mejor antiguos cuadros tectónicos.

III.2 Shoshonitas

El nombre shoshonita deriva de la serie absaroquita, shoshonita, banaquita descrita por Iddings (Iddings, 1895), quien describió algunos basaltos ricos en ortoclasa del Parque Nacional Yellowstone, Wyoming, y acuñó el término “shoshonita”. Shoshonitas (sensu stricto) son rocas ígneas potásicas que ocurren en regímenes tectónicos relacionados a subducción (Morrison, 1980). De hecho la mayoría de las rocas alcalinas de zonas de subducción ahora son consideradas como pertenecientes a la asociación shoshonítica. También han sido específicamente relacionadas con regímenes extensionales postorogénicos, en orógenos relacionados con subducción (Pe-Piper et al., 2009). Ellas forman parte de estratovolcanes que generalmente son contemporáneos, o posteriores a la erupción de series de rocas toleíticas de bajo K, y calcoalcalinas, durante las últimas etapas de la evolución de un arco. Aunque hay pocas excepciones, ellas son comúnmente más distantes de la fosa, y son eruptadas sobre las partes más profundas de la Zona de Benioff. Shoshonitas han sido descritas en varios orógenos, incluyendo los Andes, Sierra Nevada, faja volcánica Mexicana central, y los Carpatianos, pero su significado tectónico y petrogenético permanece bajo debate (Pe-Piper et al., 2009).

La asociación shoshonítica está definida geoquímicamente por su alto contenido total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 5 \text{ wt}\%$), altas razones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ($> 0,6$ a los 50% en peso de SiO_2 , $>1,0$ a los 55% en peso de SiO_2), bajo TiO_2 ($<1,3 \%$ en peso), alto pero variable Al_2O_3 (14-19 % en peso), y un fuerte enriquecimiento en LILE y LREE (Morrison, 1980). Basaltos y andesitas basálticas predominan en la asociación shoshonítica. Shoshonitas tienen texturas porfídicas, con abundantes fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, flogopita y/o anfíbola en una masa fundamental de grano muy fino, comúnmente vítrea, consistente principalmente de feldespato alcalino (sanidina), plagioclasa, y clinopiroxeno (Morrison, 1980). Estas características son muy similares a las de los lamprófidos, por lo que solo la presencia de fenocristales de plagioclasa permite distinguirlos petrográficamente. Esto ha llevado a considerar a los lamprófidos calcoalcalinos como equivalentes hidratados de la asociación shoshonítica (Luhr, 1997).

Se han propuesto varios procesos petrogenéticos y regímenes tectónicos para el origen de las shoshonitas. La mayoría de los autores interpretan al manto litosférico subcontinental o al manto astenosférico, ambos previamente enriquecidos en elementos incompatibles por una subducción anterior, como la principal fuente de magmas shoshoníticos y calcoalcalinos asociados. Otros han enfatizado el fraccionamiento del magma, y asimilación cortical como el proceso dominante que influencia el carácter eruptivo tanto de shoshonitas como rocas calcoalcalinas asociadas (Pe-Piper et al., 2009). Volcanismo shoshonítico tiene una distribución espacial y temporal restringida, y también se ha propuesto que su origen se encuentra relacionado a eventos termales en el manto, particularmente relacionado al quiebre del slab, o a delaminación de la corteza inferior.

III.3 Metasomatismo del manto

El desarrollo del modelo petrogenético de un manto metasomatizado se encuentra brevemente revisado por Plá Cid et al. (2006), y fue inicialmente propuesto para explicar una gama de magmas continentales e intraplaca oceánica a lo largo del mundo, usualmente de signatura alcalina, que presentaron características geoquímicas e isotópicas típicas de regímenes relacionados a subducción. Entre estos magmas alcalinos se encuentran las lamproitas y los lamprófidos. El origen del enriquecimiento del manto permanece aun bajo debate, y Chen y Zhai (2003) resumen los dos modelos más ampliamente aceptados: 1) metasomatismo por fundidos/fluidos derivados desde el slab subductante, y 2) interacción entre manto litosférico y fundidos ricos en volátiles, de baja densidad, que han migrado desde la astenósfera y se acumularon en la litosfera suprayacente.

IV. OCURRENCIA, PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA

IV.1 OCURRENCIA Y ASPECTO EN TERRENO

IV.1.1 Diques de Lamprófido y relacionados.

A través de varias campañas de terreno en la Patagonia, específicamente en los alrededores de la Cordillera Sarmiento, se han reconocido varios diques máficos ricos en anfíbolos. Ellos se ubican entre el Seno Lolos y el Canal Morla Vicuña, aproximadamente entre los 51°25' y 52°10' latitud Sur, intruyendo a unidades litoestratigráficas Mesozoicas que afloran en la Cordillera Sarmiento y en la Cordillera Riesco. Forman un enjambre de diques subverticales, de orientación preferencial E-W (Tabla IV-1), aflorando en una franja N-S de unos 80 km de largo, cubriendo una área mínima de 2400 km². (Figura IV.1). Algunos diques se han muestreado más de una vez en distintas campañas, y se indican como equivalentes en la Tabla IV-1.

Son de anchos métricos a decimétricos, presentan bordes netos, en ocasiones se observan bordes de enfriamiento y ocasionalmente se presentan sinuosos. Se emplazan en las siguientes unidades: lutitas y limolitas plegadas de la Formación Zapata, en las cercanías del Fiordo Staines, en la Península Garfio, (FCO835, STO225) y en el Seno Encuentros (FCO840); complejo de diques máficos en la unidad intrusiva del COS, al norte del Seno Encuentros, en el Cerro del Rostro (FCO856, STO322C), y en la costa norte del Seno Benavente (STO336B); a milonitas félsicas de la Formación Tobífera en la Cordillera Riesco, costa oeste del Canal Santa María, (STO411, R4-11B) (Figura IV.2), y costa norte el Canal Morla Vicuña (FCO802, FO0446), donde también intruyen a un filón de dolerita (FCO801); en el Canal Irene, en los alrededores de la Bahía Beaufort, a 65 km al suroeste del Canal Morla Vicuña, también se ha reconocido un dique máfico rico en anfíbola que corta a una tonalita del

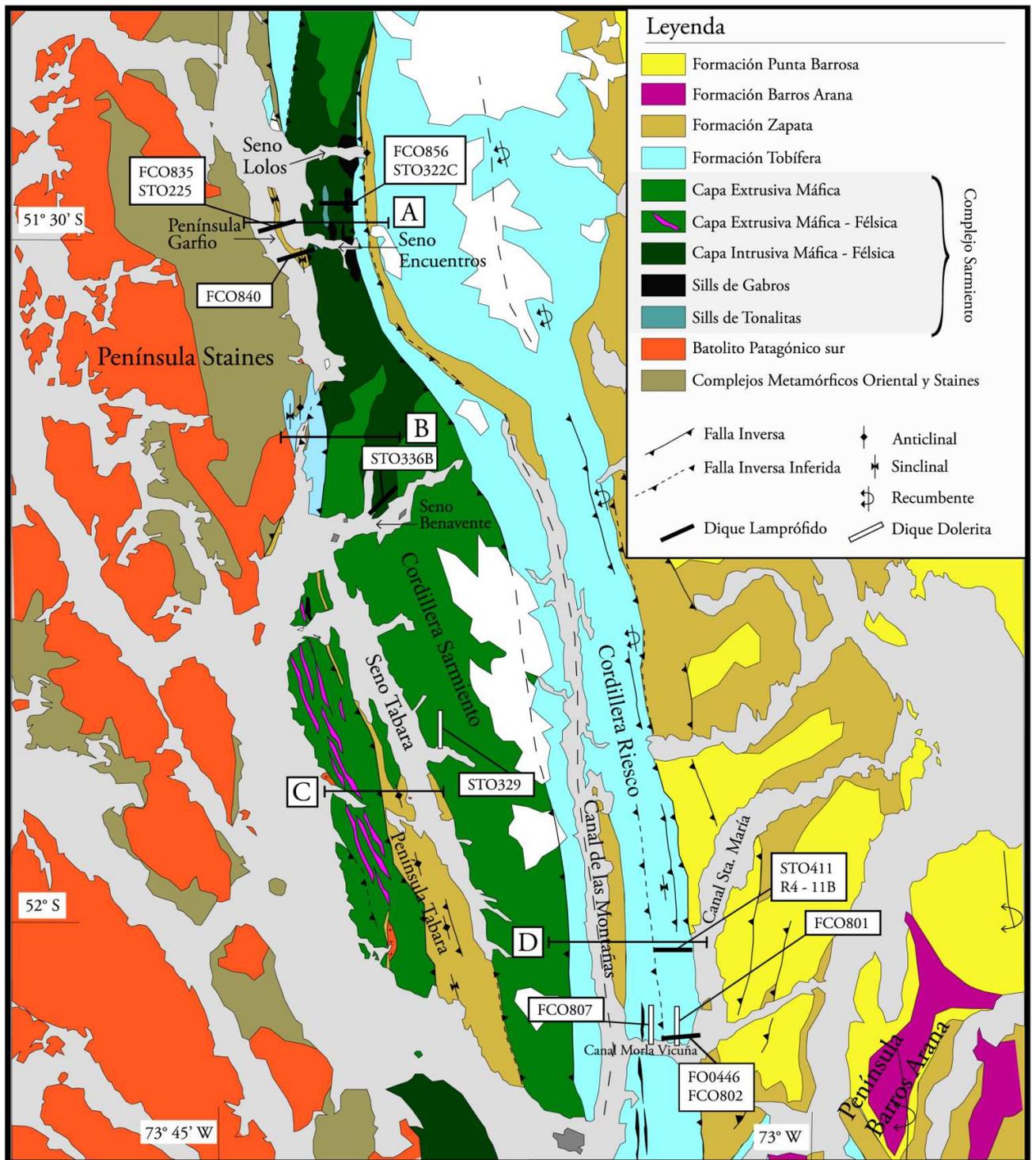


Figura IV.1 Mapa Geológico de la Cordillera Sarmiento y sus alrededores. Modificado de Stewart et al. (1971), Allen (1982), SERNAGEOMIN (2002), Calderón et al. (2007a).

Batolito Patagónico Sur (FO0218B), también de orientación E-W, y disposición subvertical.



Figura IV.2 Dique STO411B, R411B, emplazado en milonitas félsicas con foliación N-S de la Formación Tobífera, en la Cordillera Riesco. Rumbo E-W, subvertical.

Casi a 500 km al SE del Canal Morla Vicuña, al sur del Seno Grandi (SW de Isla Navarino) también se han reportado la presencia de diques de espesartitas (Avendaño, 2008), que cortan a todos los niveles pseudoestratigráficos del Complejo Ofiolítico Tortuga

.Muestra	Ubicación	Coordenadas		Intruye a	Disposición
		Latitud	Longitud		
FCO835 (eq. STO225) STO225 (eq. FCO835)	Península Garfio	51°29'25.80"S	73°39'51.60"O	Formación Zapata	N74E/82N
FCO840	Seno Encuentros	51°31'21.30"S	73°38'12.60"O		N73E/90
FCO856 (eq. STO322C) STO322C (eq. FCO856)	Cerro del Rostro	51°29'44.90"S	73°35'0.30"O	COS (diques máficos)	E-W/90
STO336B	Seno Benavente	51°42'38.16"S*	73°31'38.35"O*		N45E/90
STO411 (eq. R4-11B) R4-11B (eq. STO411)	Cerro Ratón	52° 1'43.85"S*	73°10'21.27"O*	Fm. Tobífera	EW/90
FCO802 (eq. FO0446) FO0446 (eq. FCO802)	Canal Morla Vicuña	52° 6'1.10"S	73°12'2.60"O	dolerita (Fm. Tobífera)	N85E/85S (sinuoso)
FO0474	Cordillera Sarmiento	?	?	?	?
FO0448	Cordillera Sarmiento	?	?	?	?
FO0218B	Bahía Beaufort	52°43'35.40"S	73°22'4.20"O	BPS	EW/90
TN0713 A,B,C	Seno Grandi			COT (basaltos)	N20E/90

Tabla IV-1 Muestras de diques máficos ricos en anfíbola. Se indica ubicación, coordenadas, relaciones de corte, y su orientación. eq quiere decir que son muestras equivalentes, es decir son muestras obtenidas en distintas campañas de terreno del mismo dique. * indica que la ubicación es aproximada, extraída desde Google Earth.

IV.1.2 Diques y filones de Dolerita

En los alrededores de la Cordillera Sarmiento, también se han reconocido intrusivos hipabisales de dolerita (Tabla IV-2). Se han identificado en la costa este del Fiordo Taraba, donde se presentan como diques de anchos métricos, que intruyen a basaltos pertenecientes a la capa máfica extrusiva del Complejo Ofiolítico Sarmiento (STO329) (Figura IV.1).

En la costa norte del Canal Morla Vicuña, se presentan como filones de anchos métricos, de tendencia N-S, aparentemente foliados en los bordes, intruyendo a la Formación Tobífera, donde no es claro si se ésta se encuentra milonitizada (FCO801, FCO807). Ambos se presentan masivos, y amigdaloidales. La dolerita FCO801 se

encuentra intruida por el dique máfico rico en anfíbola FCO802 (equivalente de FO0446), mientras que FCO807 exhibe foliación en sus bordes.

Muestra	Ubicación	Coordenadas		Intruye a	Disposición
		Latitud	Longitud		
FCO801	Canal Morla Vicuña (Cordillera Riesco)	52° 6'1.10"S	73°12'2.60"O	Fm Tobífera	NS
FCO807		52° 5'52.20"S	73°12'39.80"O	Fm Tobífera	NS
STO329	Fiordo Tabara (Cordillera Sarmiento)	51°54'7.29"S*	73°26'26.86"O*	COS (basaltos)	?

Tabla IV-2 Muestras de intrusivos hipabisales de dolerita. Se indica su ubicación, coordenadas, relaciones de corte, y su orientación.

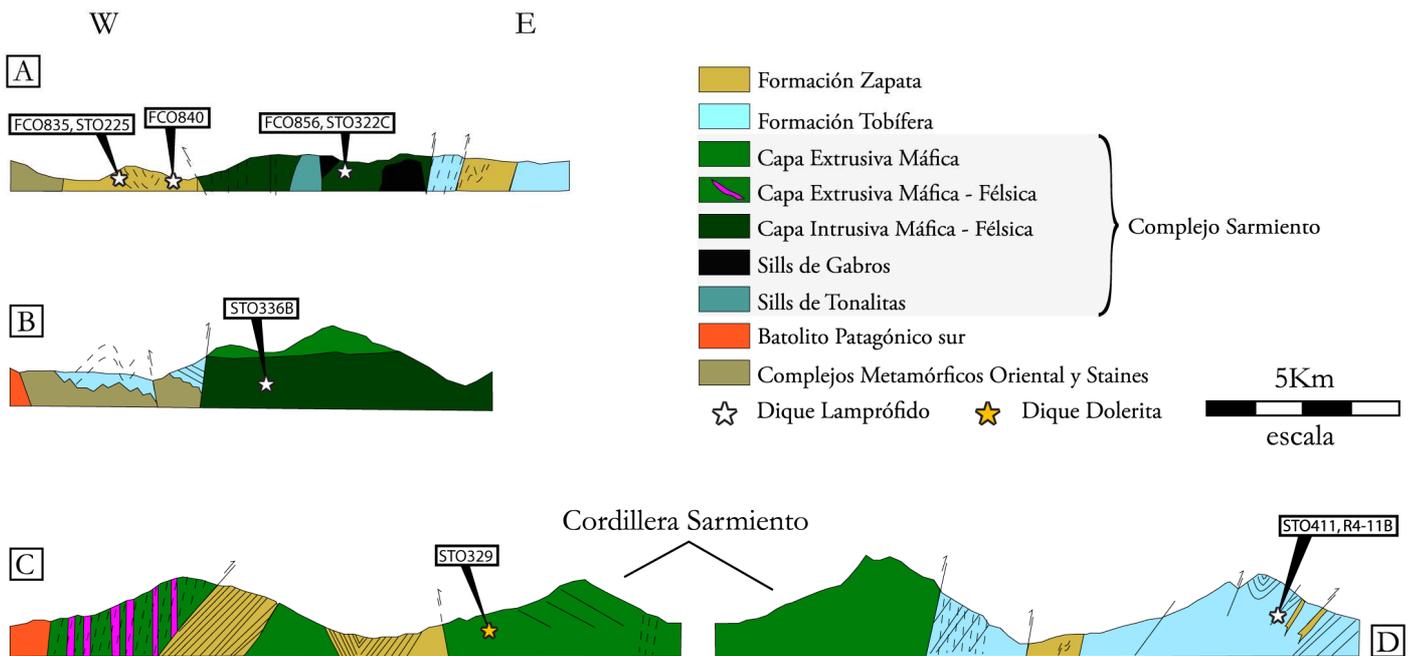


Figura IV.3 Perfiles E-W representando la geología del área de estudio. Su ubicación se presenta en Figura IV.1. Se indica la proyección en ellos de los diques de lamprófidio y de dolerita cercanos.

IV.1.3 Rocas de la Formación Barros Arana

En este trabajo se analizó muestras tomadas y estudiadas por Ramírez (2006), por lo que se realizó un resumen de sus características primarias en cada una de las secciones. Solo se hará referencia al miembro inferior volcánico.



Figura IV.4 Lavas de la Formación Barros Arana. a) Estructura de almohadillas. b) Estructura fragmental. Tomada de Ramírez (2006)

Se reconoció una sucesión de flujos lávicos y brechas volcánicas, con intercalaciones de psamitas, que también se presentan intruyendo a lavas en forma de diques sedimentarios. El índice de color y mineralogía de las lavas sugiere que corresponden a basaltos. Los basaltos presentan frecuentemente estructuras de almohadillas y fragmental (Figura IV.4). Además, presentan evidencia de metamorfismo de muy bajo grado, que se expresa como relleno de vesículas y vetillas.

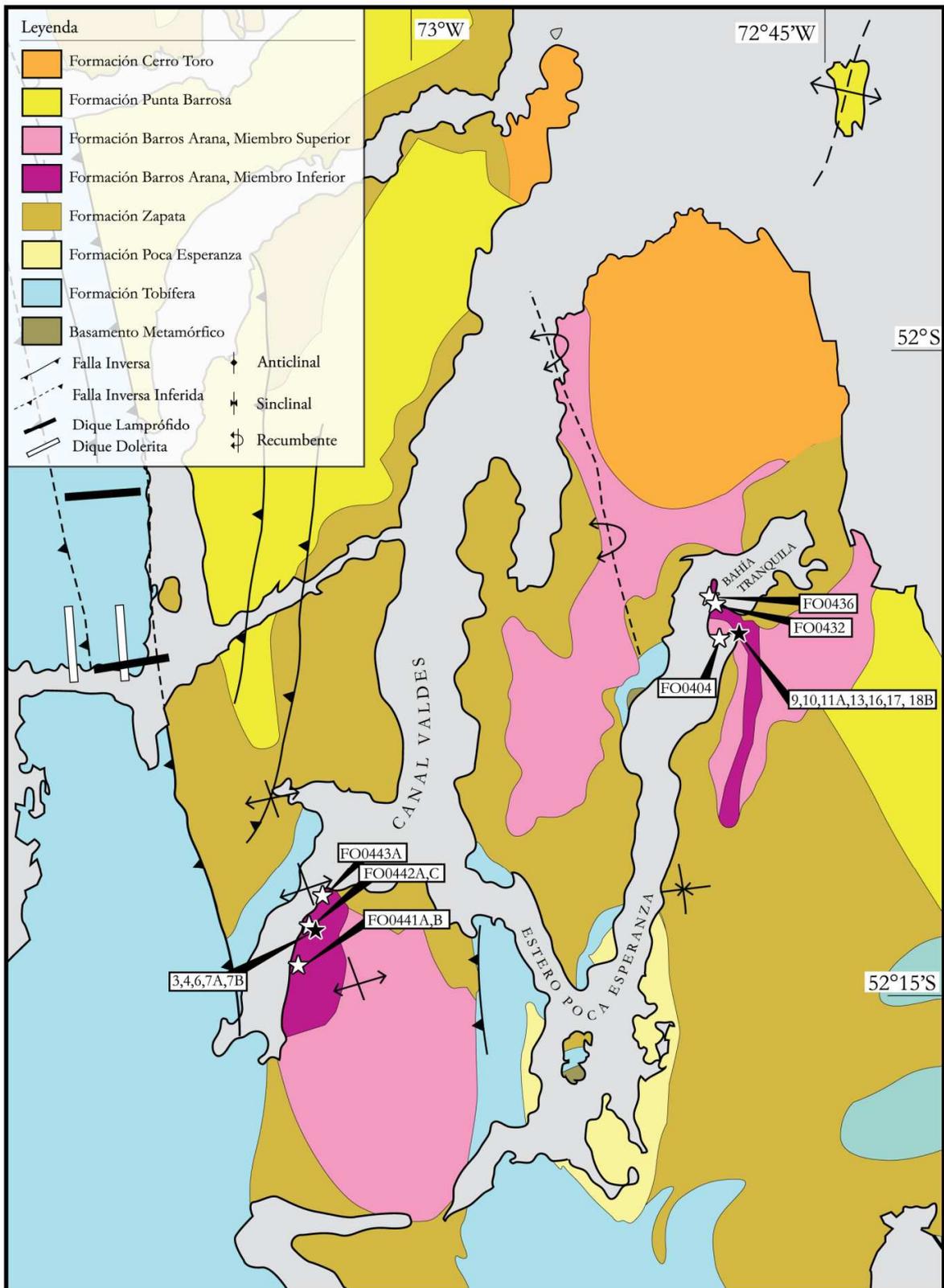


Figura 14.5 mapa Geológico de los alrededores de la Península Barros Arana. modificado de Ramirez (2006), SERNAGEOMIN (2002), Prieto (1994), Stern (1991).

IV.1.4 Rocas del Complejo La Pera

El sector del Cabo King, al noroeste de la Península de Brunswick (Figura IV.7 a), aparece mapeado por Farfán (1994) como Complejo La Pera. En esta localidad se reconocieron brechas volcanoclásticas, formando bancos de centímetros a métricos (Figura IV.7 b, d), mal seleccionadas.

Los clastos volcánicos son angulosos a redondeados, y sus índices de color y fenocristales de piroxeno, plagioclasa y anfíbola sugieren composiciones basálticas a andesítico. Se observan distintos grados de presencia de vesículas (Figura IV.6). No fue posible observar las relaciones de contacto.

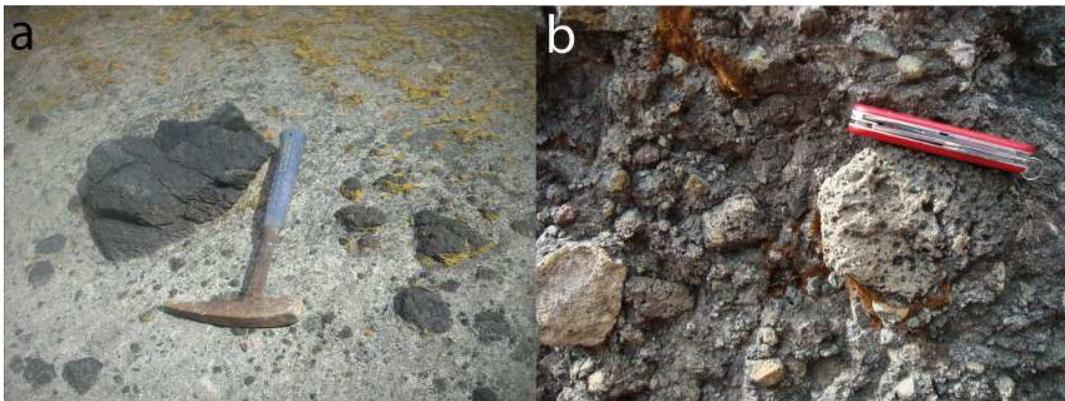


Figura IV.6 Clastos volcánicos en brechas del Complejo La Pera. (a) Presentan mala selección con tamaños que van desde los 2 a 50 cm, (b) y se encuentran angulosos a subredondeados.

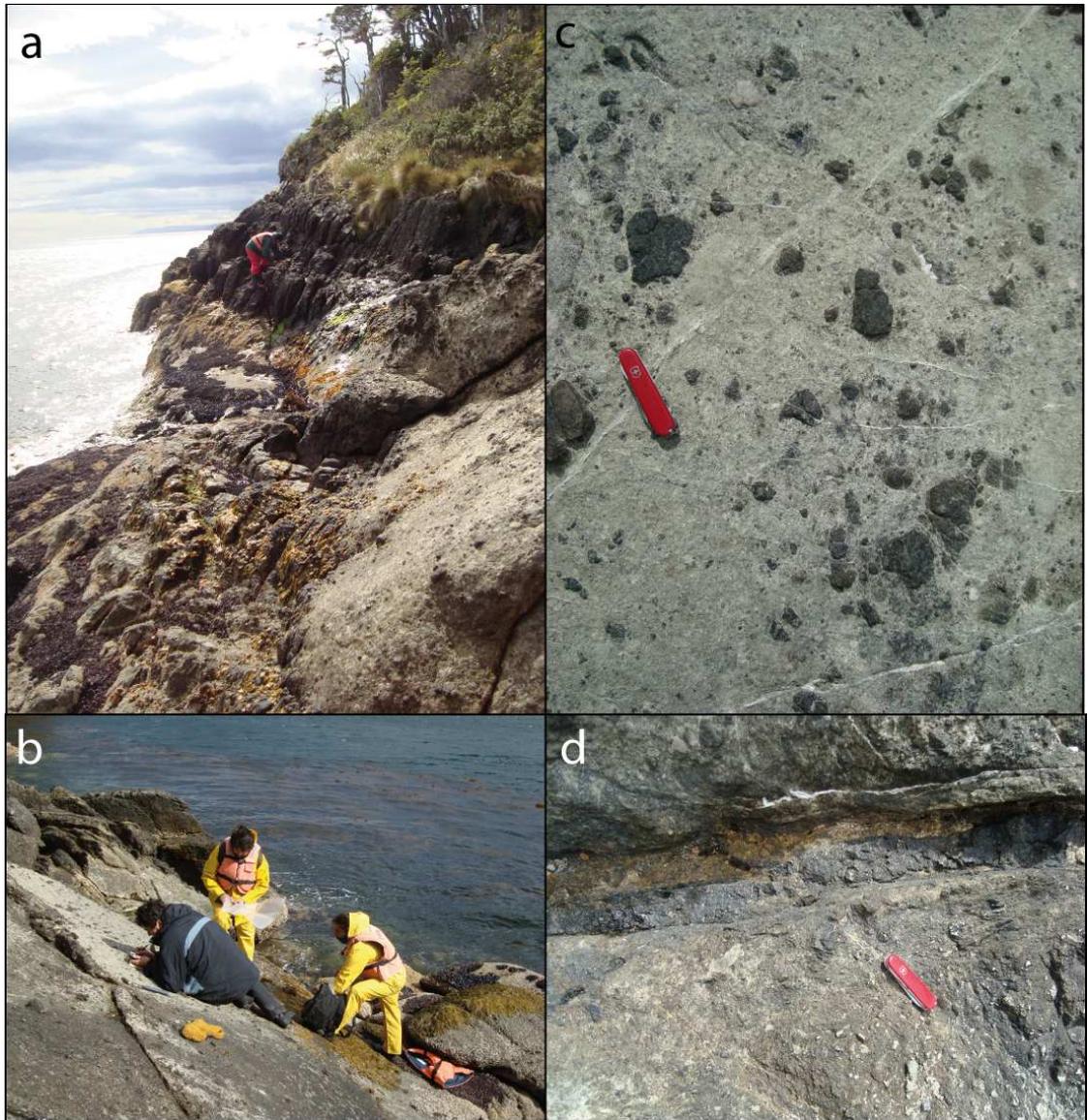


Figura IV.7 (a) Afloramiento de brechas volcanoclásticas del Complejo La Pera en Cabo King. (b) Se presentan en bancos de decenas de metros, (d) a centimétricos. (c) Algunos sectores se encuentran fuertemente cortados por vetillas de cuarzo.

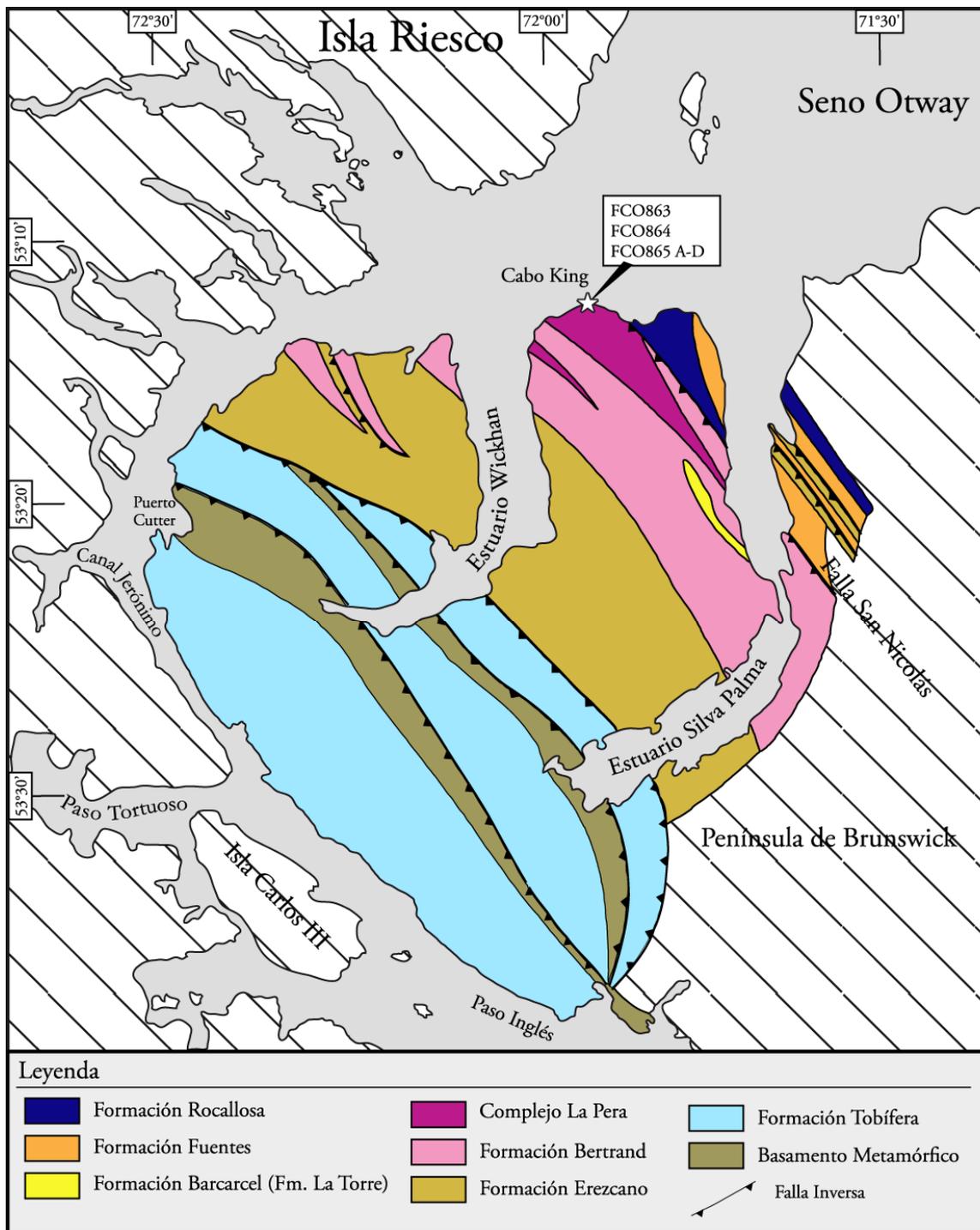


Figura IV.8 Mapa Geológico del noroeste de la Península de Brunswick. Modificado de Farfan (1994). En blanco con líneas negras se indican zonas sin información.

IV.2 PETROGRAFÍA Y QUIMICA MINERAL

IV.2.1 Diques máficos ricos en anfíbolas

Luego del estudio petrográfico, los diques máficos ricos en anfíbolas se han subdividido en dos grupos: lamprófidos verdaderos, y familiares de lamprófidos. Esta distinción se basa en las características petrográficas que son típicas y requeridas para identificar a un lamprófido verdadero. Aquellos diques que no cuenten con alguna de estas características serán considerados familiares de lamprófidos (ver Marco Teórico III.1.1).

a. Lamprófidos

Son rocas isotrópicas, de grano fino a medio. Presentan textura holocristalina a hipocristalina, con menores cantidades de vidrio cloritizado (< 5 %) que describe una textura intersertal. Son esencialmente microporfídicos (con microfenocristales de longitud entre 0,5 mm a 1 mm), aunque en algunos diques (STO225, FO0218B, FCO840, FCO856) los fenocristales alcanzan los 1,5 mm de longitud, lo que los define como porfídicos.

Tienen textura panidiomórfica, salvo por algunos feldespatos perteneciente a la masa fundamental. Los **microfenocristales** o **fenocristales** cubren entre 7 y 20 % del volumen total y se componen de anfíbola (2-11%), clinopiroxeno (2-5%), pseudomorfos de minerales secundarios como reemplazo de olivino (3-10%). R4-11B presenta un solo fenocristal de ortopiroxeno (Figura IV.9).

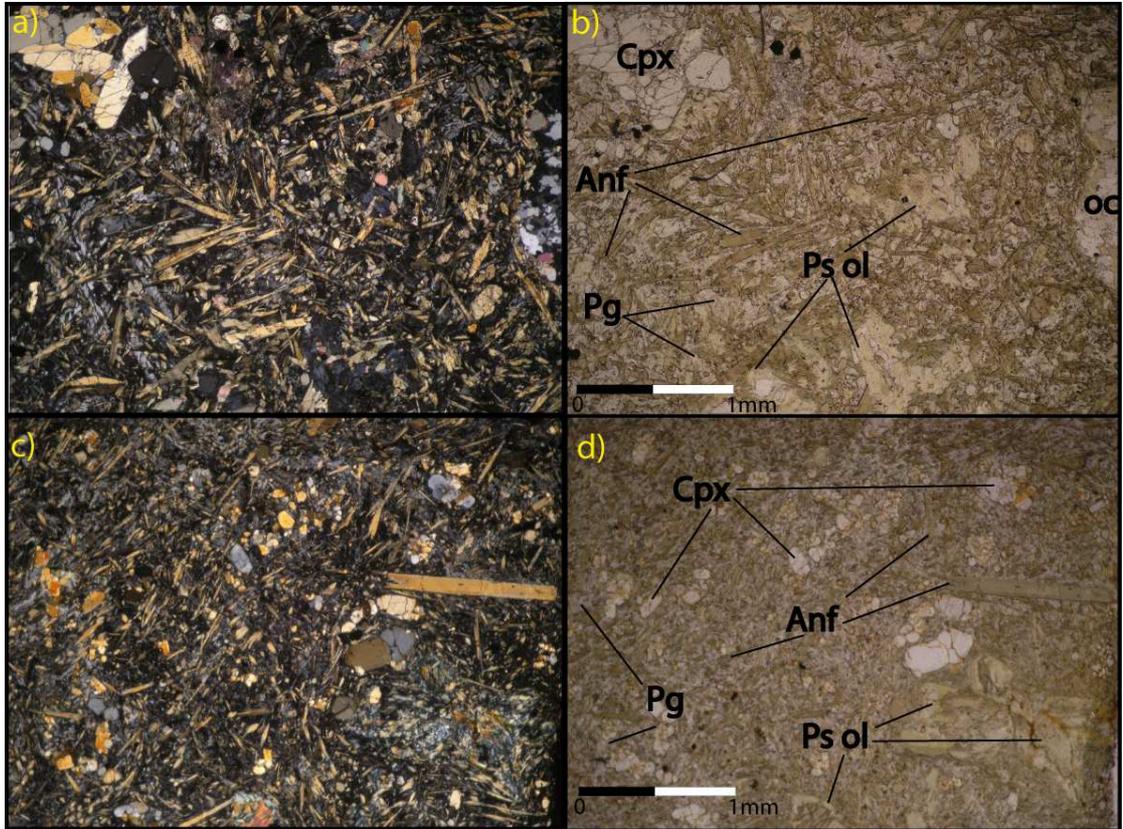


Figura IV.9 Fotografías microscópica lamprófidos (Objetivo 4x). a) Textura Microporfídica y panidiomórfica con microfenocristales de anfíbolos (Anf), clinopiroxenos (Cpx) y cristales fantasmas de olivino (Ps ol). Ocelo (oc) de cuarzo policristalino, en muestra STO225. Fotografía con luz polarizada analizada (LPA). b) Fotografía anterior con luz polarizada no analizada (LPNA). c) Textura microporfídica en muestra R4-11B (LPA). d) Fotografía c con LPNA.

La **masa fundamental** cubre un volumen de 84-93% de la roca y la componen principalmente cristales de anfíbola (25-50%), en una masa feldespática intergranular con texturas plumosa (Figura IV.10) con distintos grados de alteración, en la que se distinguen principalmente plagioclasa (15 - 38 %), que presentan maclas y hábitos característicos, aunque no se descarta la presencia de algún otro feldespato, clinopiroxeno (7 - 17%) y minerales opacos (1 - 3 %). Todos estos diques (excepto por FCO835) se caracterizan por presentar una textura globular, dada por ocelos leucocráticos subesferoidales a elipsoidales (1 - 4 %).

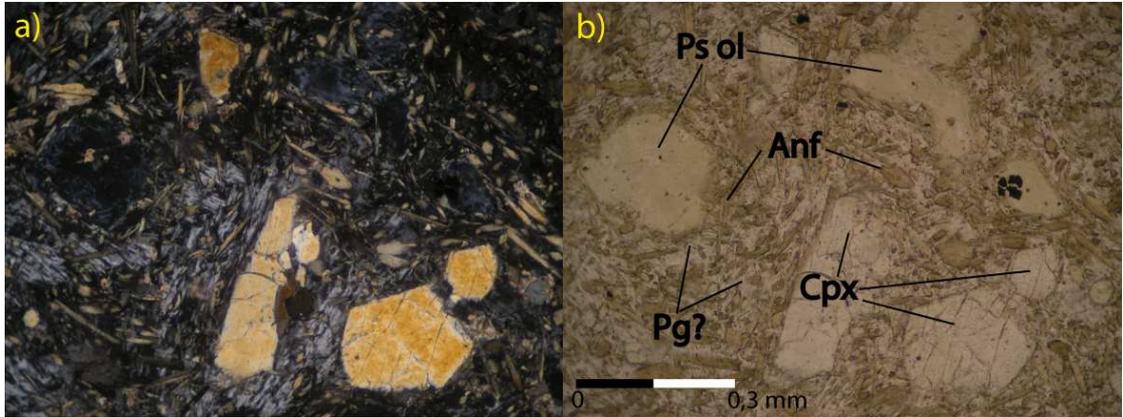


Figura IV.10 Fotografía microscópica lampródidos (Objetivo 10x). Masa fundamental de muestra FCO835. Se distinguen anfíbolos entre cuyos intersticios se desarrolla una masa feldespática de textura plumosa, probablemente plagioclasa (Pg). Cristales fantasmas de olivino (Ps Ol) con textura quelífitica de anfíbolos (Anf). a) Fotografía izquierda con LPA, b) derecha con LPNA.

La **anfíbola** se presenta ehuedral, de preferencia prismática en forma de fenocristal, y tanto prismática como acicular en la masa fundamental. Tienen longitudes que varían desde 0,03 mm a 1,5 mm. Presentan fuerte pleocroísmo amarillo a pardo, que es más intenso en cristales pertenecientes a la masa fundamental, buen clivaje paralelo al largo, y en secciones basales hexagonales se observan dos direcciones de clivaje en ángulo 60/120 (Figura IV.11 a,b). Su extinción es oblicua al largo, con ángulos de $\sim 7^\circ$. Típicamente muestran birrefringencia de color amarillo de segundo orden. En ocasiones exhibe una macla simple, y en general no se presentan zonadas. En FCO840 se observa esqueletal, mientras que en STO225 un fenocristal muestra textura coronítica, definida por un borde de clinopiroxeno (Figura IV.11 c,d). Se presenta frecuentemente fresca, pero algunas muestras presentan actinolita restringida a los bordes. (Figura IV.11 a,b).

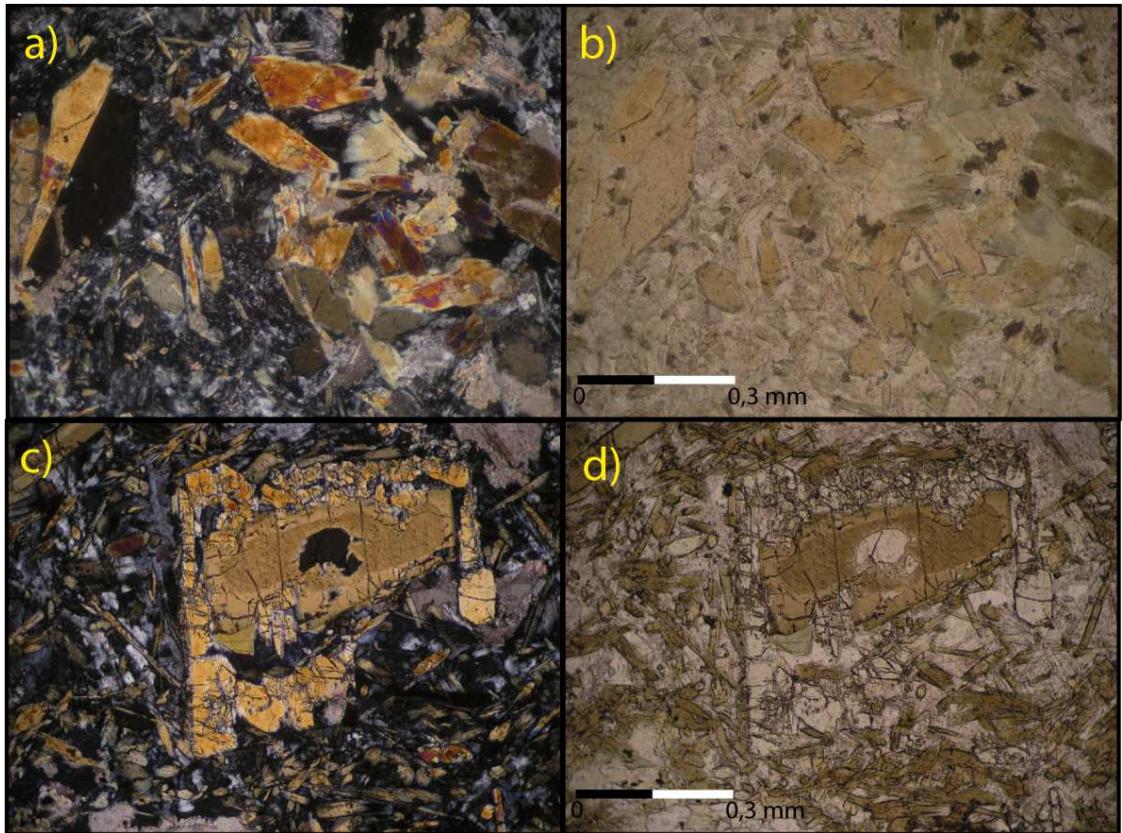


Figura IV.11 Fotografías microscópicas mostrando anfíbolos en lamprófidos (Objetivo 10x). a) caras basales pseudohexagonales con clivaje 60/120°. A la derecha se observan algunos cristales levemente actinolitizados. Muestra FCO856, LPA. b) Fotografía anterior con LPNA. c) Fenocristal de anfíbola esquelética con textura coronítica de clinopiroxeno, muestra STO225, con LPA. d) Fotografía anterior con LPNA.

De acuerdo a los análisis de microsonda reportados por Ramírez (2006) (Anexo 2) , las anfíbolos de los diques STO225 y R4-11B se clasifican como anfíbolos cálcicos, y corresponden a magnesiohastingsitas en el sentido de Leake (1997), mientras que un análisis de R4-11B se clasifica como paragsita (Figura IV.12). Las formulas estructurales de R4-11B y algunas de STO225 presentan $0,25 < Ti < 4,9$, por lo que pueden ser consideradas magnesiohastingsitas titaníferas.

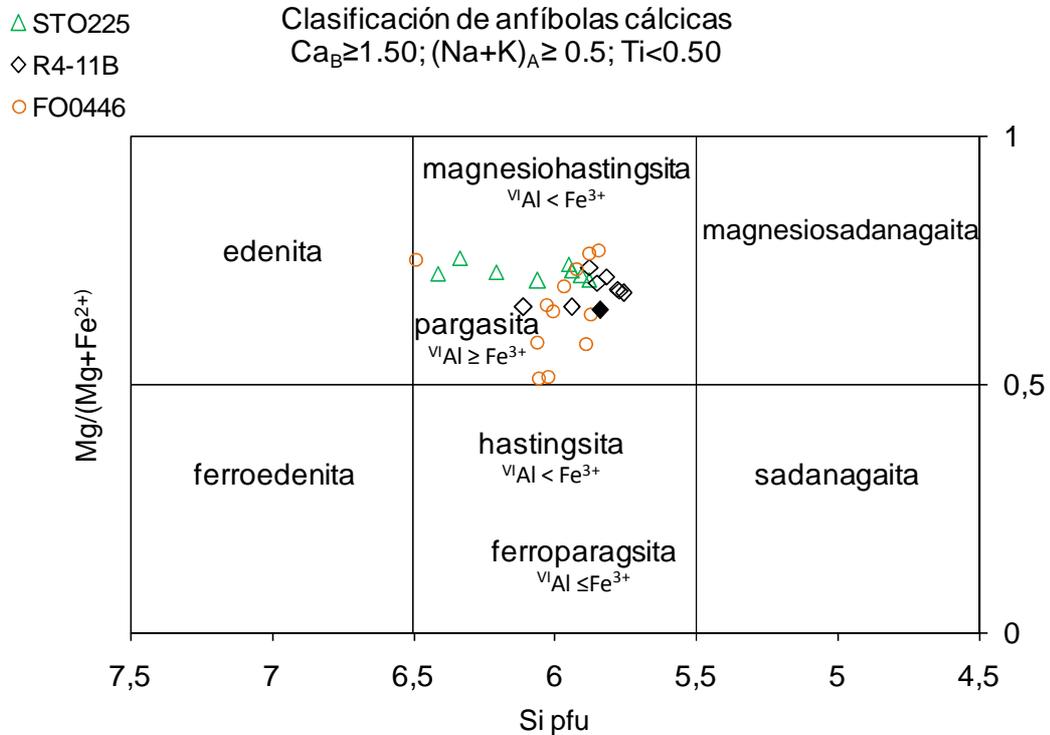


Figura IV.12 Diagrama clasificación de anfíbolos según Leake (1997). Se grafican anfíbolos presentes en lamprófidos (STO225; R4-11B) y dolerita de anfíbola (FO0446). Símbolos abiertos tienen composición magnesiohastingsítica, mientras que símbolos sólidos representan composiciones pargasíticas. Datos tomados de Ramírez (2006).

Los fenocristales de **clinopiroxeno** usualmente forman cúmulos que definen una textura glomeroporfídica (Figura IV.9 a, b). Tanto fenocristales como los cristales en la masa fundamental presentan las mismas propiedades ópticas. Cubren tamaños entre 0,4 mm y 2,3 mm, formando cristales ehuedrales. Tienen relieve moderado, son incoloros a amarillo pálido, sin pleocroísmo, y en ocasiones los que se presentan como fenocristales se encuentran embahados, y esqueletales (Figura IV.13). Presentan extinción oblicua al largo, y tienen colores de birrefringencia de finales de primer orden hasta segundo orden. Se presentan preferentemente frescos, con leves grados de alteración a arcillas, con macla simple, y levemente zonados. De acuerdo a los análisis de microsonda reportados por Ramírez (2006), los cristales de clinopiroxeno de los diques STO225 y R4-11B caen el campo Quad, y la mayoría son clasificados como

diópsido, mientras que unos pocos análisis caen en el campo de la augita (Figura IV.14), de acuerdo a la clasificación de Morimoto (1988).

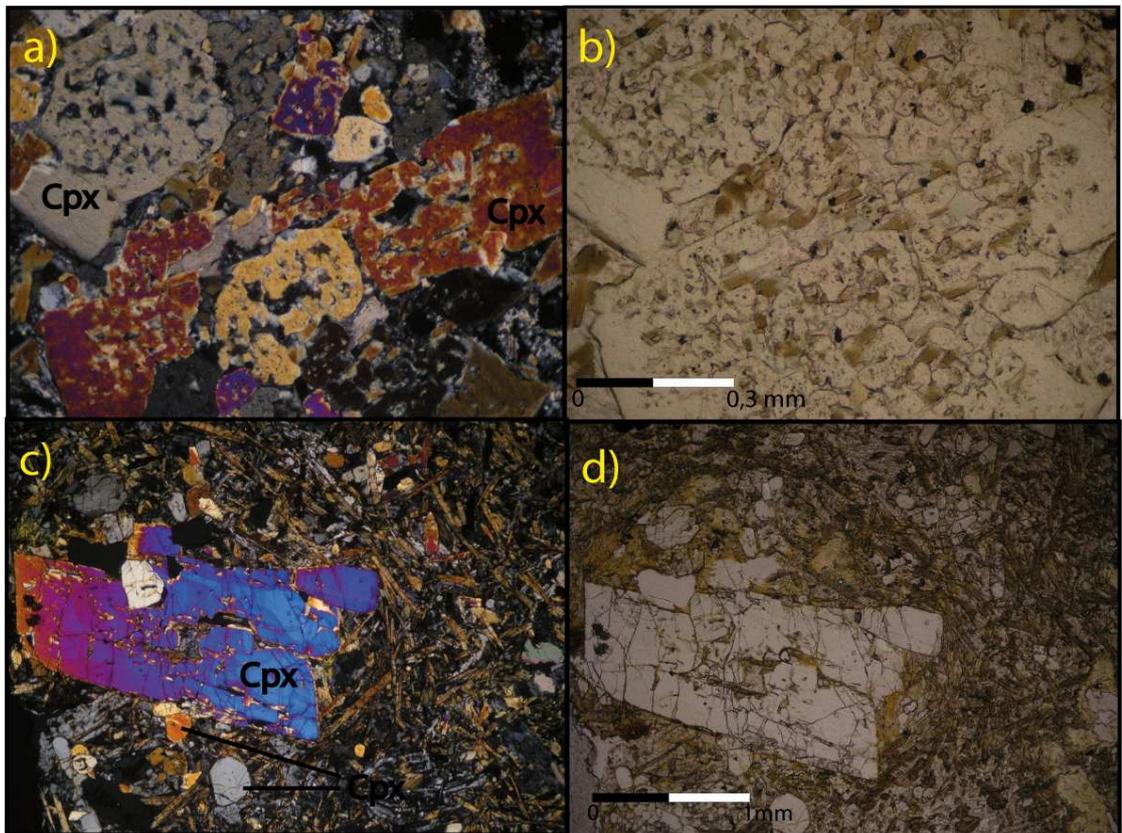


Figura IV.13 Fotografías microscópicas mostrando clinopiroxenos en lamprófidos. a) Cúmulos de cristales esqueléticos en masa fundamental, con cavidades rellenas de la misma. Muestra FO0218B, con LPA (Objetivo 4x). b) Fotografía anterior con LPNA. c) fenocristal de clinopiroxeno embahiado. Muestra STO225, con LPA (Objetivo 10 x). d) fotografía anterior con LPNA.

Clasificación Piroxenos (Morimoto, 1988)

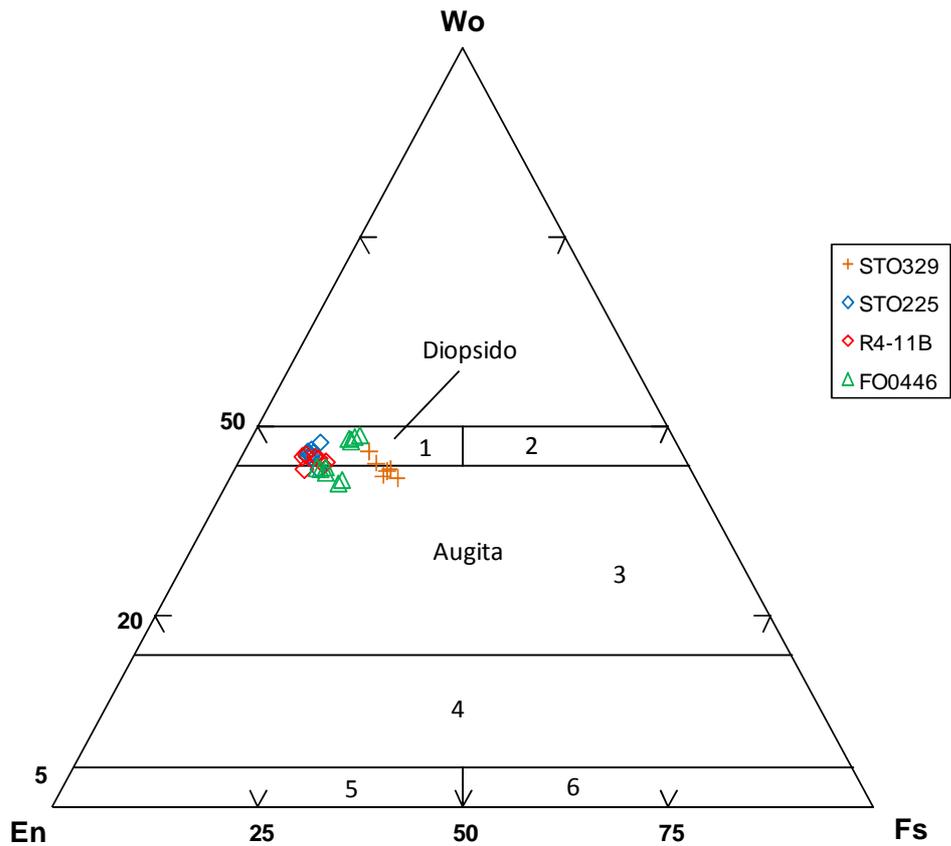


Figura IV.14 Diagrama de clasificación de clinopiroxenos de Ca-Mg-Fe, según Morimoto (1988). 1: diopsido, 2: hedenbergita, 3: augita, 4: pigeonita, 5: clinoenstatia, 6: clinoferrrosilita. Rombos representan lamprófidos, triángulos a familiares de lamprófidos, y cruces a diques de dolerita

Los **pseudomorfos** se presentan sólo en forma de fenocristales o microfenocristales. Presentan diversos hábitos prismáticos, siendo el más frecuente con forma de punta de flecha, típico de olivino, aunque también se observan en menor medida prismáticos, equidimensionales y alargados. Presentan reemplazo total a diversos minerales secundarios, como clorita, calcita, epidota, esfeno, muscovita, ceolita, serpentina. Muchas veces se observan bordes quelifíticos de anfíbolos (Figura IV.9; Figura IV.10).

La **plagioclasa** se encuentra restringida a la masa fundamental, con tamaños de entre 0,03 – 0,5 mm, y se presenta tanto ehedral como anhedral. En el primer caso tienen hábitos tabulares, y exhiben macla simple y polisintética. Cuando no presentan caras propias usualmente tienen texturas plumosas (Figura IV.10) y en algunos casos es posible observar maclas polisintéticas. En ambos casos son incoloras, sin pleocroísmo, y de bajo relieve. Se presentan frescas o mediana a fuertemente alteradas a sericita, arcillas y epidota. No se descarta la presencia de otro feldespato, difícil de diferenciar por alteración y textura plumosa y formas anhedrales. Plagioclasas analizadas químicamente en los diques STO225 y R4-11B (Ramírez, 2006) se clasifican como albita, mientras que se reporta la presencia de feldespato potásica en el dique R4-11B (Figura IV.15).

Clasificación Feldespatos

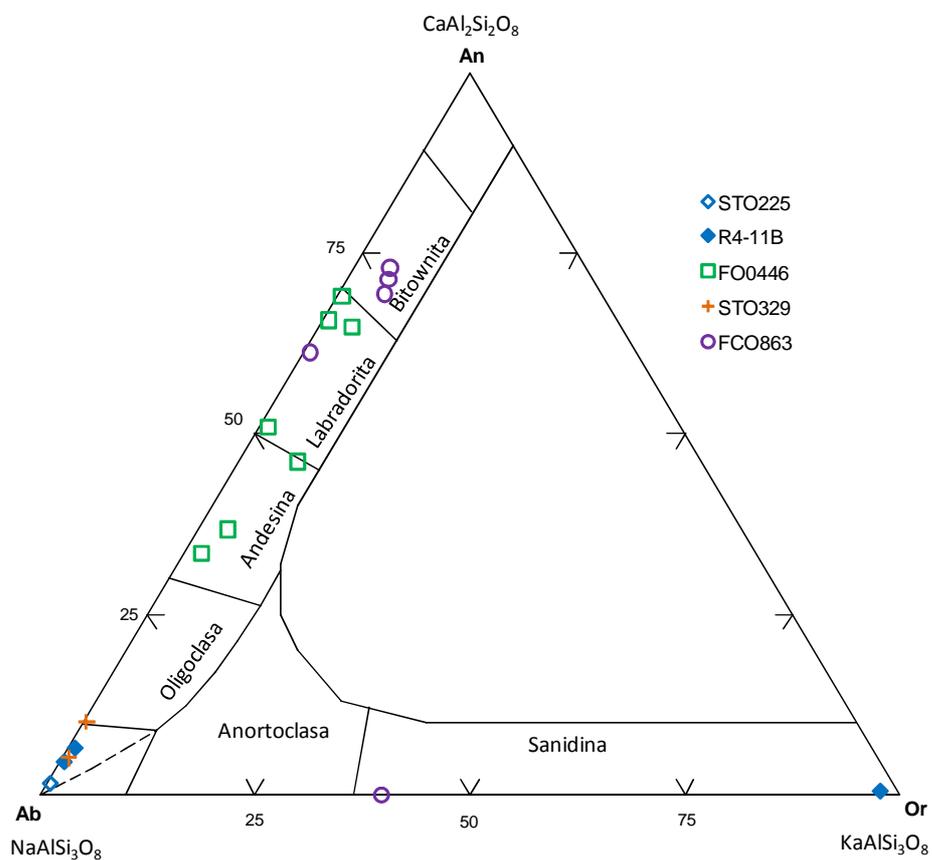


Figura IV.15 Clasificación de los feldespatos presentes en lamprófidos (STO225, R4-11B), familiares de lamprófidos (FO0446) (Ramírez, 2006), dique de dolerita (STO329), andesita Complejo La Pera (FCO863).

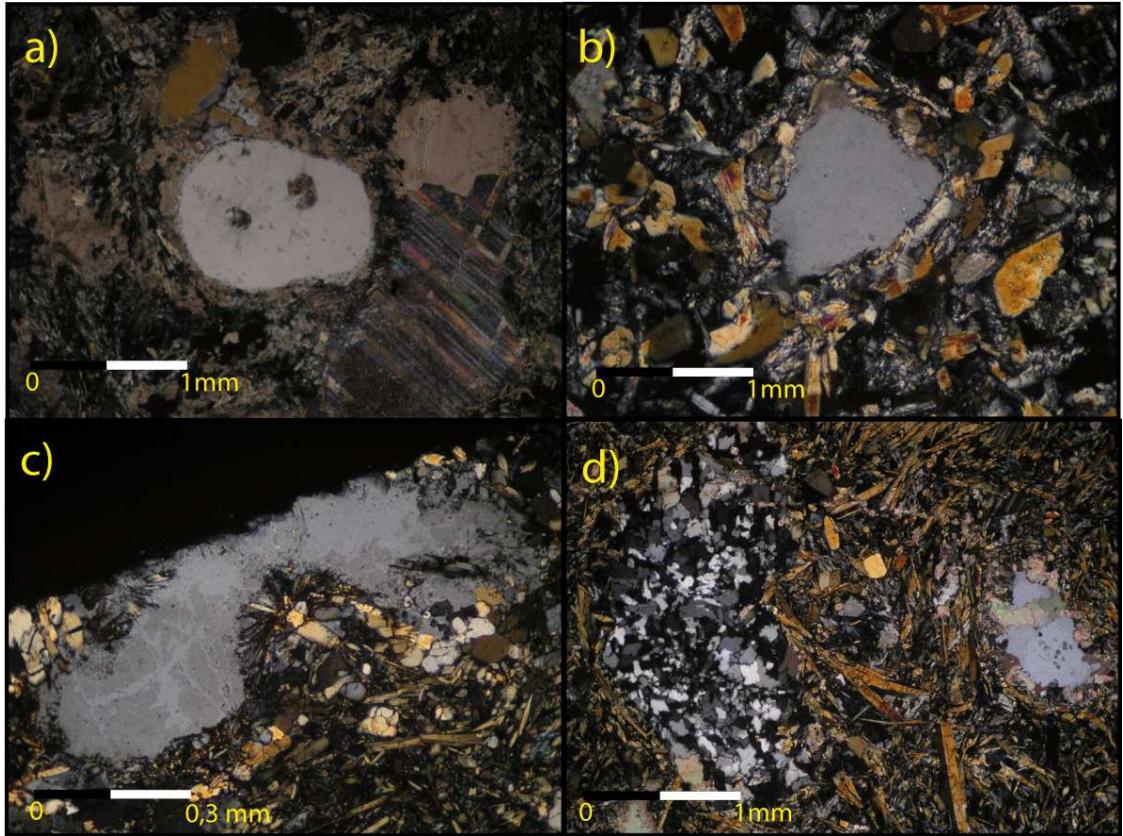


Figura IV.16 Microfotografías de ocelos en lamprófidos (LPA). a) Ocelo subsférico de cuarzo en el centro. Abajo a la derecha ocelos de calcita subelipsoidal. Muestra FCO856 (Objetivo 10x). b) Ocelo subsférico de cuarzo, con bordes de clinopiroxenos. Muestra FO0218B. (Objetivo 10x). c) Ocelo subelipsoidal de cuarzo con bordes de anfíbolos aciculares tangenciales. Muestra STO225 (Objetivo 4x). d) A la izquierda ocelo de cuarzo policristalino y a la derecha de cuarzo y calcita. Ambos con bordes de anfíbolos (Objetivo 10x).

El dique R4-11B, presenta un único cristal de **ortopiroxeno**, incoloro, sin pleocroísmo, embahiado, con extinción recta, y fracturado.

b. Familiares de Lamprófidos

El dique **FO0446**, es una roca isotrópica, de grano fino (0,03 y 0,7 mm), afanítica, panidiomórfica, consistente principalmente de plagioclasa y anfíbola en proporciones similares, aunque se reconocen dominios de la plagioclasa alcanza a uno 90% de la roca. Además presenta cristales fantasmas de olivino (5%), en ocasiones quelifíticos reemplazados principalmente por clorita, y clinopiroxeno (4%). La muestra equivalente **FCO802** (del mismo dique), es isotrópica, micro porfídica, de grano fino, con microfenocristales (10%; 0,4-0,8 mm) consistentes de plagioclasa (5%), clinopiroxeno (3%), y feldespato potásico (2%). La masa fundamental consiste de plagioclasa y anfíbola en proporciones similares, más clinopiroxeno (4%). También se reconoció textura globular por la presencia de un ocelo de cuarzo.

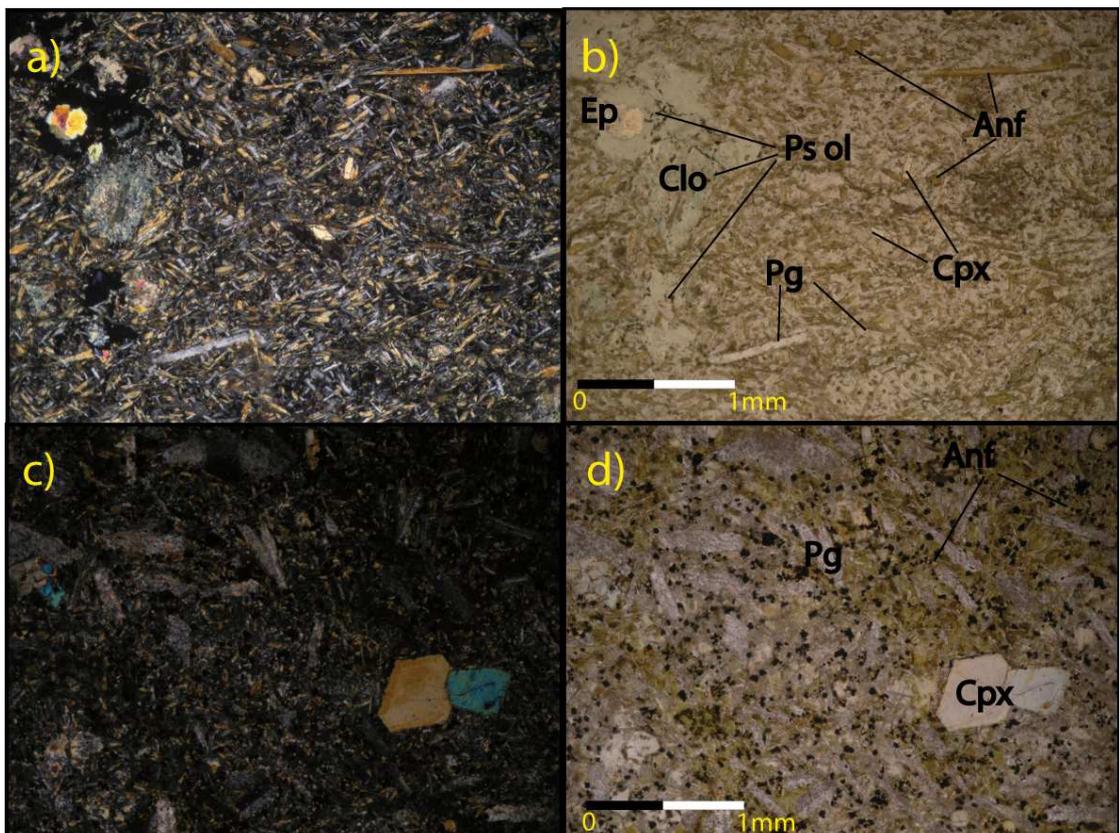


Figura IV.17 Microfotografías diques doleritas de anfíbolos. (Objetivo 4x). a) Muestra FO0448 a LPA. b) Fotografía anterior a LPNA. c) Muestra FCO802 a LPA. d) Fotografía anterior a LPNA.

Las **plagioclasas** se presentan ehuedrales, tabulares, con largos de entre 0,03 y 1 mm, presentando maclas albitica y polisintética, incoloras, de bajo relieve, con alteración variable a sericita. Los análisis químicos en plagioclasas en el dique FO0446 (Ramírez 2006) las clasifican como andesinas y labradoritas (Figura IV.15). Algunos cristales fuertemente sericitizados pueden corresponder a feldespato potásico.

La **anfíbola** se presenta ehedral, formando prismas alargados, y excepcionalmente se reconocen de largos ~1,5 mm. Presentan moderado pleocroísmo amarillo suave a pardo oscuro, y en el caso de FCO802 se presenta alterada a actinolita y esméctica. De acuerdo a los análisis de microsonda reportados por Ramírez (2006), las anfíbolas del dique FO0446 se clasifican de acuerdo a Leak (1997) como anfíbolas cálcicas, específicamente magensiohastingsita titanífera (Figura IV.12).

Los cristales de **clinopiroxeno** se presentan ehuedrales, prismáticos, de entre 0,1 a 0,7 mm, con macla simple. Los presentes en FCO802 tienen pleocroísmo de azul a verde o rosado pálido, y se encuentran en cúmulos, en ocasiones esqueléticos y subofíticos, de relieve moderado, y con zonación moderada. Los análisis de microsonda de piroxenos del dique FO0446 entregados por Ramírez (2006), concentran los análisis en 2 grupos, uno de los cuales se clasifica como diópsido y el otro como augita (Figura IV.14) , según Morimoto (1988).

Los **ocelos** son de cuarzo de diámetro 0,3 - 1 mm, con bordes de vidrio alterado color pardo. Rodeando al vidrio se disponen cristales de clinopiroxeno, anfíbola (FCO802) y plagioclasa (FO0448) orientados tangencialmente al borde de vidrio.

En el caso del dique representado por la muestra **FO0448**, se trata de una roca holocristalina, microporfídica, panidiomórfica, de masa fundamental afanítica.

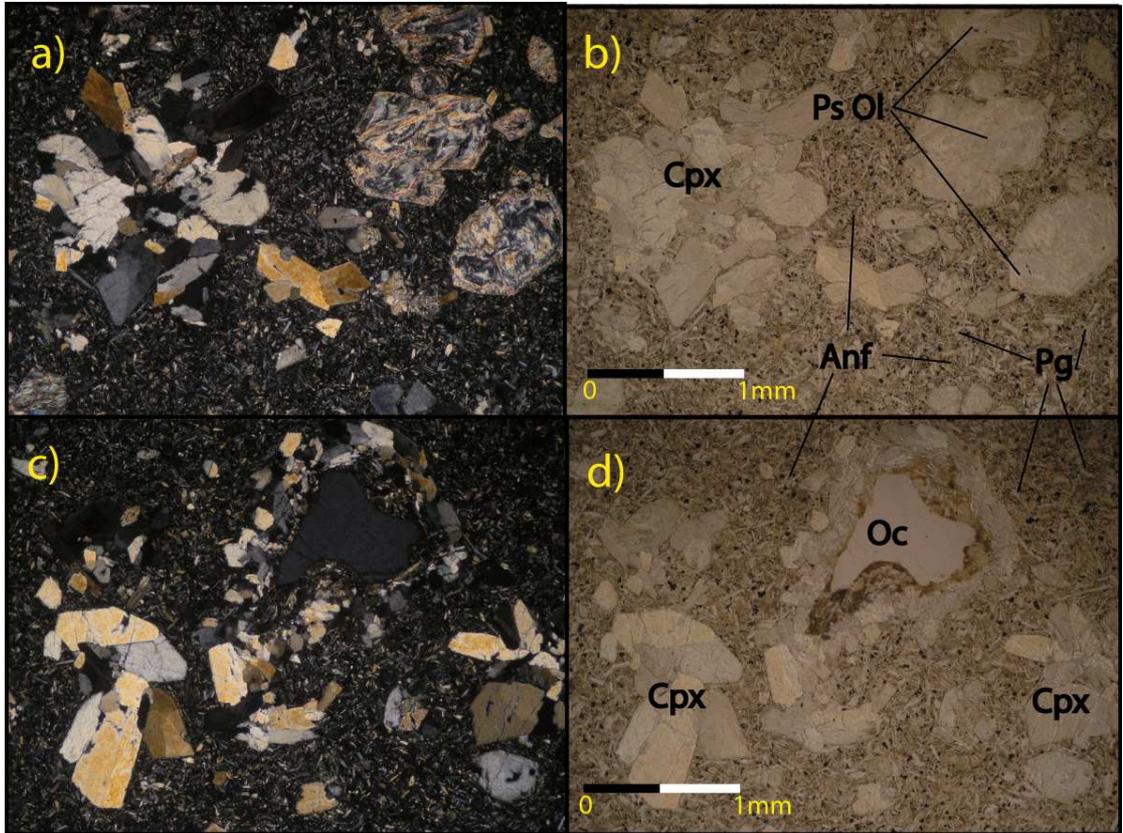


Figura IV.18 Microfotografías muestra FO0448 (Objetivo 4x). a) Fenocristales cumulados de clinopiroxeno (Cpx), y cristales fantasmas de olivino (Ps Ol). Anfíbola (Anf) y plagioclasa (Pg) restringidos a masa fundamental, a LPA. b) fotografía anterior con LPNA. c) Ocelo (Oc) de cuarzo con borde de vidrio y luego de cristales de plagioclasa y clinopiroxeno.

Los microfenocristales de FO0448 (22%; 0,4 – 1 mm) se componen principalmente de cristales fantasmas de olivino, y de clinopiroxeno en iguales proporciones, más ortopiroxeno ocasional, mientras que la masa fundamental afanítica se compone de microlitos de plagioclasa, anfíbola, clinopiroxeno, y en ciertos dominios aparece biotita en lugar de anfíbola, y se presentan estructuras globulares. Los pseudomorfos son prismáticos, y se encuentran totalmente reemplazados a serpentina y otros filosilicatos, y en algunos aun es posible distinguir sus fracturas. Los cristales de clinopiroxeno son prismáticos, con leve pleocroísmo desde incoloro a amarillo pálido. Forman cúmulos, y en ocasiones se encuentran esqueléticos, levemente alterados a montmorillonita. La plagioclasa se presenta tabular, con macla polisintética, fresca. La

anfíbola se presenta entre los cristales de la masa fundamental, fibrosa a prismática. La biotita alcanza los 0,2 mm, es tabular, con pleocroísmo pardo y extinción moteada. Los ocelos presentan morfología elipsoidal de diámetro mayor de hasta 1 mm, de cuarzo, con bordes de vidrio alterado, bordeando al vidrio se disponen cristales de plagioclasa y clinopiroxeno.

Por su parte el dique representado por la muestra **FO0474**, es una roca holocristalina, afanítica, monocristalina, compuesta por anfíbola de tamaños entre 0,1 a 0,7 mm. Se presenta anhedral, en ocasiones como primas tabulares, o con caras basales hexagonales. Se distingue clivaje paralelo al largo de los cristales, y en caras basales de direcciones $60^{\circ}/120^{\circ}$. Posee pleocroismo moderado de amarillo a pardo palido, un relieve moderado, colores de interferencia grises de primer orden, y macla simple. Se encuentra levemente alterada a filisolicatos, con vetilas de clorita y epidota, y presenta bordes de tremolita.

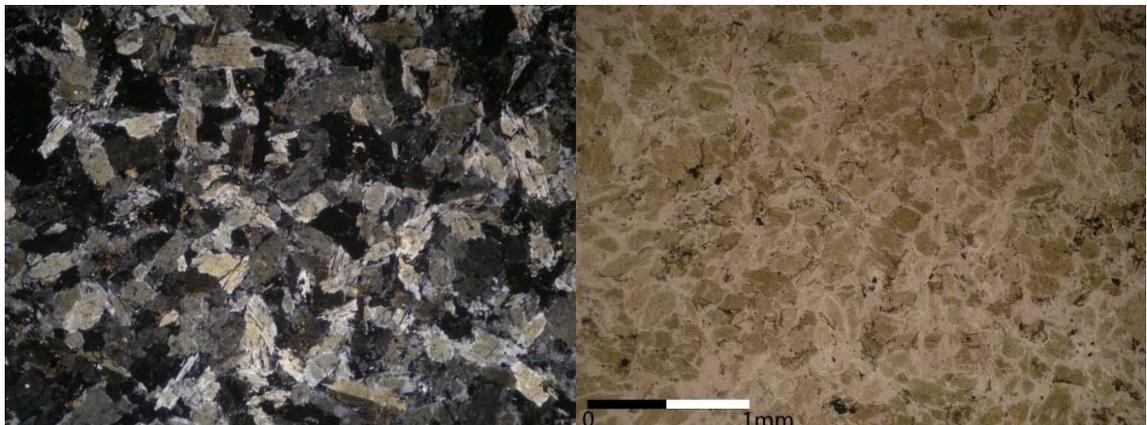


Figura IV.19 Microfotografía hornblendita muestra FO0474. (Objetivo 4x). Roca holocristalina compuesta mayoritariamente de anfíbola, con bordes de tremolita. Izquierda, LPA, derecha, LPNA.

IV.2.2 Diques y filones de dolerita

Las doleritas se caracterizan por ser rocas isotrópicas, holocristalinas, equigranulares, de grano medio a fino. La mineralogía de las tres doleritas aquí estudiadas (STO329, FCO807, FCO801), es muy similar, y se compone de Plagioclasa (30-45%) y Clinopiroxeno (30-35%), con clorita intersticial. Se presentan minerales opacos (<1%) diseminados con tamaños de hasta 0,1 mm, subhedrales.

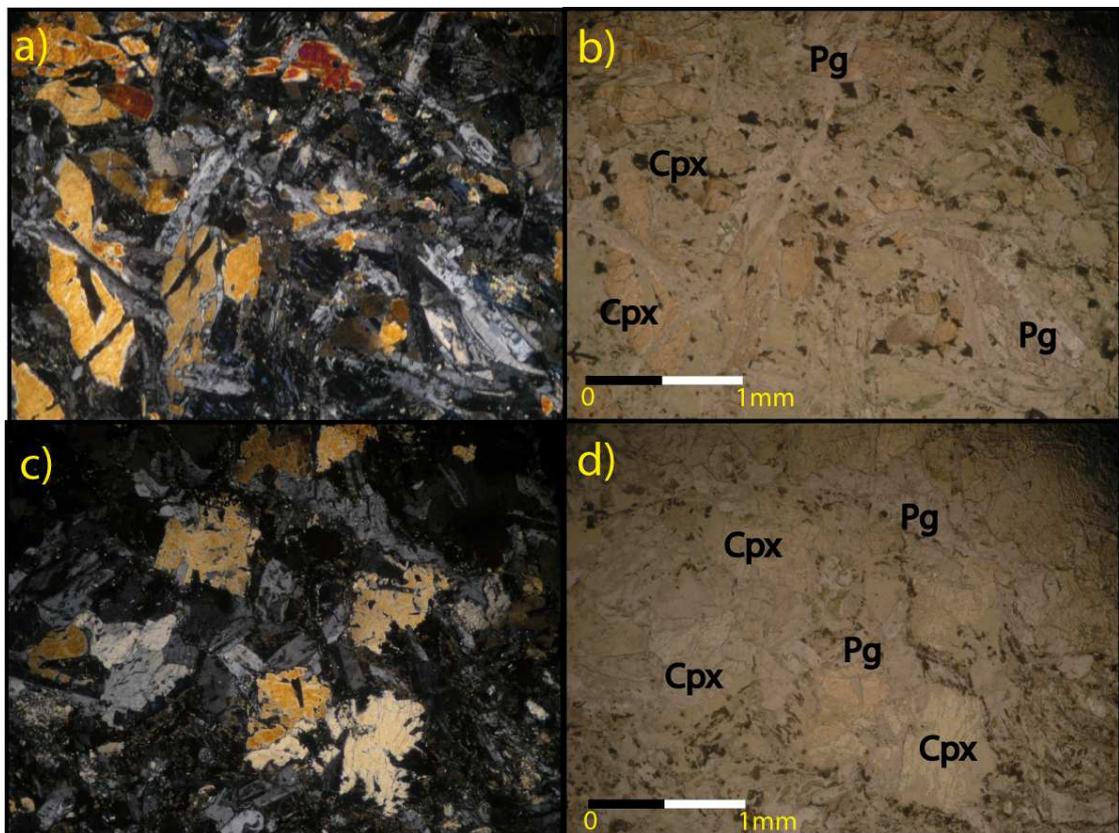


Figura IV.20 Microfotografías de diques de doleritas (Objetivo 4x). a) Dique STO329, equigranular con cristales de clinopiroxeno (Cpx) subfíticos con plagioclasa (Pg). Vetillas de clorita cortan a los clinopiroxenos. LPA. b) Fotografía anterior a LPNA. c) Dique FCO807, con cristales de clinopiroxeno, plagioclasa, y clorita intersticial. LPA. d) Fotografía anterior a LPNA.

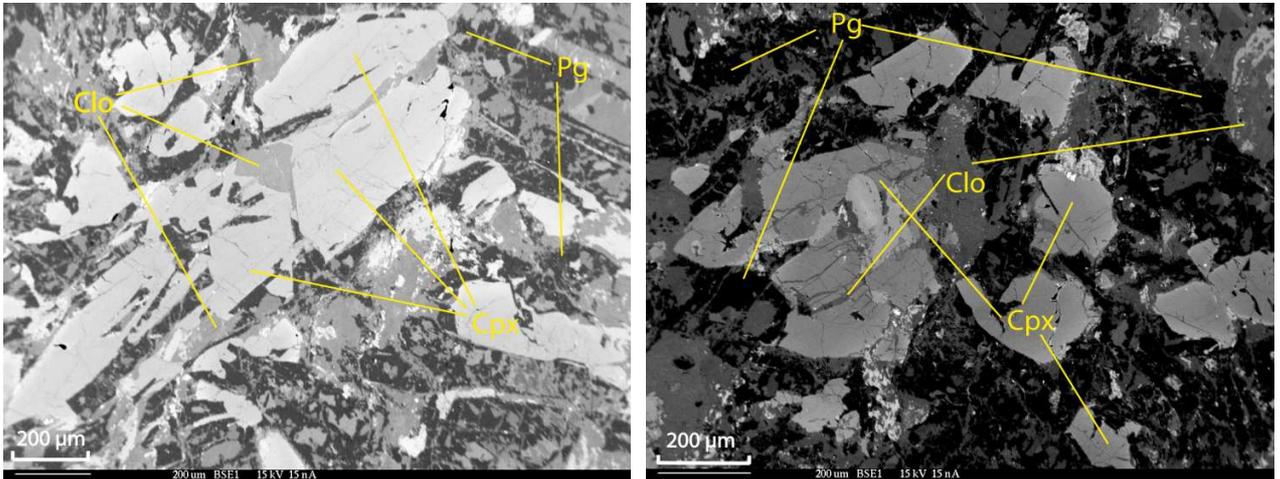


Figura IV.21 Imágenes de electrones retrodispersados del dique de dolerita STO329. Se observan cristales de subhedrales de Clinopiroxeno (Cpx) y Plagioclasa (Pg) con textura subofítica. Clorita (Clo) altera a plagioclasa, clinopiroxeno, y corta formando vetillas a clinopiroxeno.

El **clinopiroxeno** (0,4 – 1,5 mm) se presenta subhedral a anhedral, con pleocroísmo de pardo pálido a rosado. Muestran caras basales pseudo hexagonales, con clivaje perfecto en dos direcciones ortogonales. A menudo se presentan esqueléticos, concertales, formando texturas subofíticas a ofíticas con plagioclasas. Los análisis de microsonda clasifican a los clinopiroxenos presentes en el dique de dolerita STO329 (Figura IV.22) con composiciones variando entre diópsido y augita (Figura IV.14).

La **plagioclasa** (0,5 – 1,7 mm) son subhedrales, tabulares, con maclas simple y albitica, incoloras, con colores de interferencia grises de primer orden, y se encuentran alteradas a epidota, clorita-esméctica y arcilla. Los análisis de microsonda (Anexo 2) en plagioclasas del dique STO329 (Figura IV.21; Figura IV.22) las clasifican como albita y oligoclasa sódica (Figura IV.15).

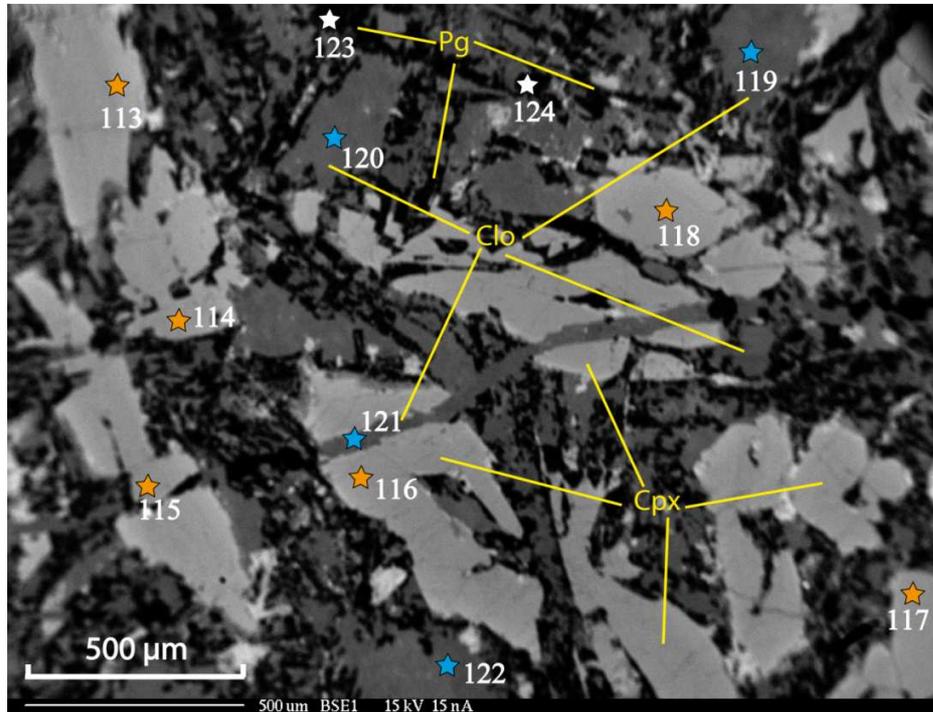


Figura IV.22 Imágenes de electrones retrodispersados del dique de dolerita STO329. Se indican con estrellas naranjas análisis realizados a clinopiroxenos, blancas a plagioclasa, y cian cloritas (Anexo 2).

IV.2.3 Rocas volcánicas de la Formación Barros Arana

Las brechas presentan un matriz (30-80%) que se distingue de los fragmentos por encontrarse desvitrificada, recristalizada, o alterada. Tanto flujos lávicos como fragmentos de brechas, presentan textura porfídica, con masa fundamental afanítica a microcristalina, y fenocristales de clinopiroxeno (60 a 100% de fenocristales), plagioclasa (0-55% de fenocristales), y ocasionalmente anfíbola (0-55% de fenocristales) y/o pseudomorfos, aparentemente resultado de alteración de olivino (hasta un 5%) y dos muestras presentan menores cantidades de ortopiroxeno (2%). También se ha reconocido pirita, que podría ser primaria.

La masa fundamental de basaltos y fragmentos (30-50%) está compuesta por pequeños cristales (<0,03 mm) de clinopiroxeno y/o plagioclasa, o fragmentos de estos, y fue fundamentalmente vítrea previa al metamorfismo sufrido. También se distingue matriz microfanerítica compuesta de clinopiroxeno, plagioclasa y biotita de tamaño de grano < 0,05 mm, y en ocasiones se distingue textura traquítica.

Todas las muestras presentan alto grado de desvitrificación, representando por el intercrecimiento de minerales secundarios como clorita-esméctica, calcedonia, ceolita, epidota, titanita, calcita, albita, actinolita, feldespato potásico, cuarzo, biotita y granate. Ocasionalmente cristales de actinolita y micas blancas en microestructuras planares definen foliación en la roca. Una de las muestras presenta xenolitos de hasta 2 cm de diámetro, formados por un mosaico de cristales anhedrales de clinopiroxeno y anfíbola.

La **anfíbola** se presenta en cristales euhedrales, prismáticos, en tamaños que varían típicamente entre 0,1 y 2,0 mm, pero alcanzando ocasionalmente longitudes de hasta 6 mm. Se presentan más alargadas que los clinopiroxenos, con pleocroísmo fuerte de verde y amarillo oscuro, con una débil zonación, y extinción < 18°. De acuerdo a los análisis de microsonda reportados por Ramírez (2006), las anfíbolas de los basaltos FO00441B y FO00443A se clasifican como anfíbolas cálcicas, y corresponden a magnesiohastingsitas en el sentido de Leake (1997), mientras que los entregado por Stern (1991) clasifican a las anfíbolas de un basalto, a anfíbolas de un xenolito y de un megacristal (últimas dos encontradas dentro de un basalto) como pargasita (Figura IV.23). Son usualmente titaníferas. Los análisis de anfíbolas en FO0441B se grafican en dos campos, uno agrupado con composiciones de mayor [mg], y otro con valores cercanos al límite con hastingsitas.

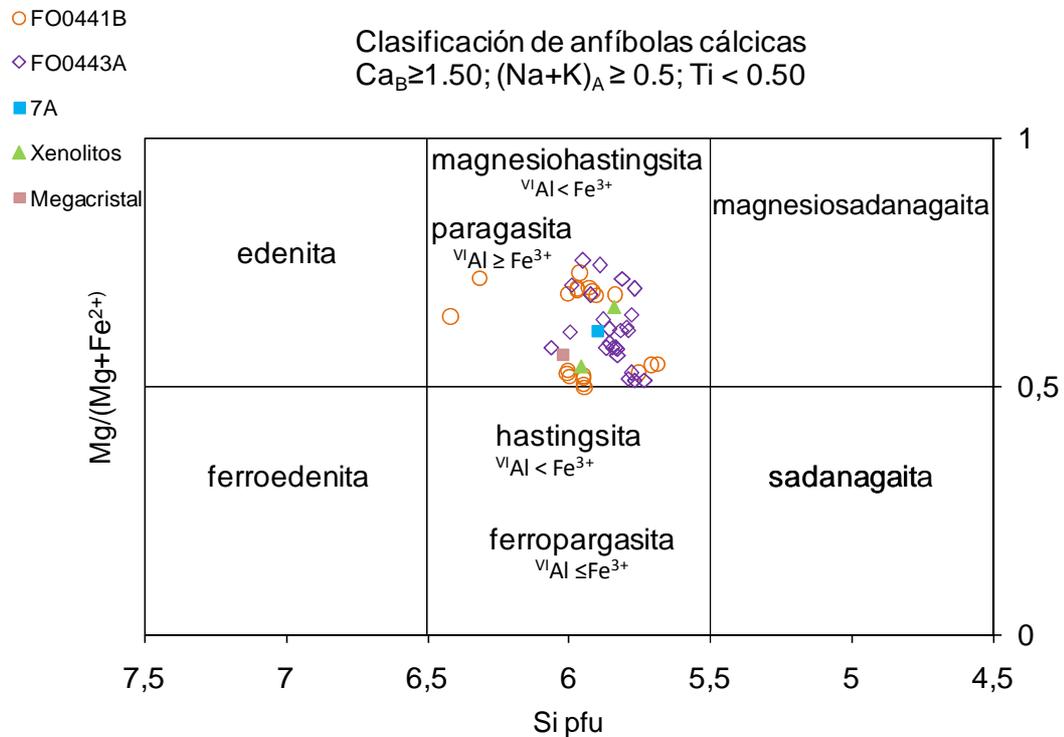


Figura IV.23 Diagrama de clasificación de anfíbolos según Leake (1997). Se grafican anfíbolos presentes en basaltos (FO0441B, FO0443A, 7A), xenolitos y un megacrystal (dentro de 11B-X) presentes en la Formación Barros Arana. Símbolos abiertos tienen composición magnesiohastingsítica, mientras que símbolos sólidos representan composiciones pargasíticas. Datos tomados de Ramírez (2006) y Stern (1991).

Cristales de **clinopiroxeno** se encuentran en todas las muestras. Se presentan euhedrales, con hábito prismático, con longitudes entre 0,3 – 3.0 mm, alcanzando ocasionalmente hasta los 17 mm, se encuentran zonados, y comúnmente con maclas de reloj de arena y polisintética. Algunas caras laterales presentan un clivaje regular en una dirección y en caras basales se presenta uno regular y otro malo en ángulos ~ 85°, con figura de interferencia biaxial. En algunas muestras se encuentran fracturados, que en algunos casos se encuentran rotados indicando cizalle. También se encuentran localmente alterados a clorita y actinolita. Los que se encuentran presentes en los xenolitos, tienen las mismas propiedades ópticas que los fenocristales, pero son anhedrales, no poseen zonación, y se identificaron en ellos algunas lamelas de

anfíbolas. Los análisis químicos en clinopiroxenos de los basaltos FO0404, FO0436, FO0442C, FO0443A, (Ramírez, 2006), y los presentes en el basalto 7A, y en xenolitos y megacrystal de 11B-X (Stern et al., 1991) clasifican a la mayoría de ellos, de acuerdo a Morimoto (1988), como diópsido, con pocos análisis cayendo en el campo augítico.

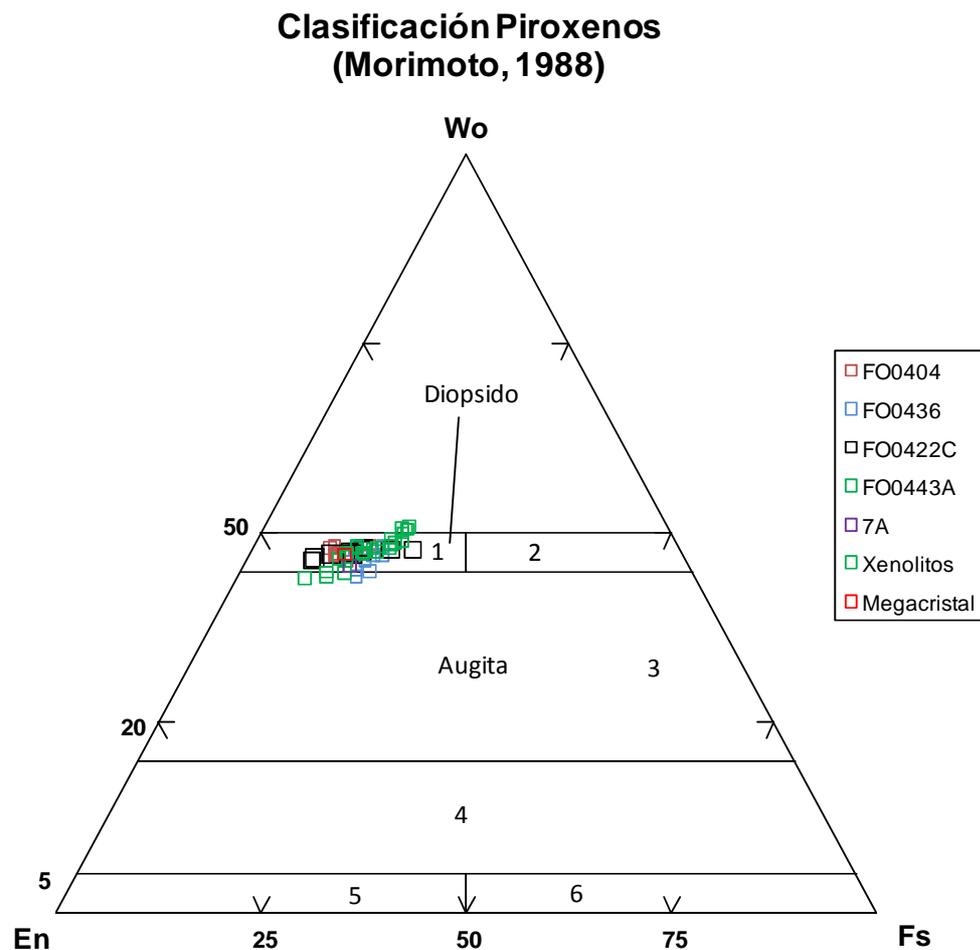


Figura IV.24 Diagrama de clasificación de clinopiroxenos de Ca-Mg-Fe, según Morimoto (1988). 1: diopsido, 2: hedenbergita, 3: augita, 4: pigeonita, 5: clinoenstatita, 6: clinoferrosilita. Se grafican clinopiroxenos de distintos basaltos (Ramírez 2006), y de clinopiroxenos presentes en xenolitos y megacristales dentro de basaltos (Stern et al., 1991) pertenecientes a la Formación Barros Arana.

La **plagioclasa** es euhedral, con longitudes entre 0,2 y 0,8 mm, alcanzando en ocasiones 5 mm. Presenta maclas de Carlsbad y Albita y presentan distintos grados de

albitización. También se presentan débilmente reemplazadas por epidota, sericita y calcita.

La **biotita** se encuentra como fenocristal en una sola muestra, que es holocristalina. Se presenta con tamaños menores a 1 mm. Entre sus clivajes desarrolla pumpellyita y clorita.

El **ortopiroxeno** se presenta singularmente en tres muestras, como fenocristales de hasta 1 mm, con colores de inferencia de primer orden, extinción recta, pleocroísmo y zonación débil.

Los **crisales fantasmas de olivino** se distinguen por presentarse euhedrales, prismáticos, con longitudes variando entre 0,1 a 1 mm, y se encuentran reemplazados por clorita, epidota, esfeno y calcita.

Dentro de los opacos, se distingue **pirita**, que se presenta como cristales euhedrales, cúbicos, con tamaños de hasta 5 mm, con color amarillo y brillo metálico. Presenta nódulos de pumpellyita.

Cabe destacar además, que Stern reporta la presencia de megacristales de anfíbolos (sobre 10 cm), y xenolitos de anfíbola, clinopiroxeno y apatito (sobre 30 cm).

IV.2.4 Fragmentos volcánicos del Complejo La Pera

Los fragmentos volcánicos de las brechas del Complejo La Pera que afloran en el Cabo King, corresponden a rocas isotrópicas, holocristalinas, porfídicas, panidiomórficas (salvo por algunos feldespatos de la masa fundamental). Los fenocristales son de grano medio a grueso y se componen de plagioclasa (7- 10 %), clinopiroxeno (5-7%), y anfíbola (3-5%), que en algunas muestras se encuentra ausente. La masa fundamental afanítica se conforma de microlitos de plagioclasa (40%), clinopiroxeno (5%) y apatito (1%), inmersos en una masa feldespática anhedral

de posible feldespato potásico, y presenta cantidades variables de amígdalas, y en FCO865 se presenta politaxítica

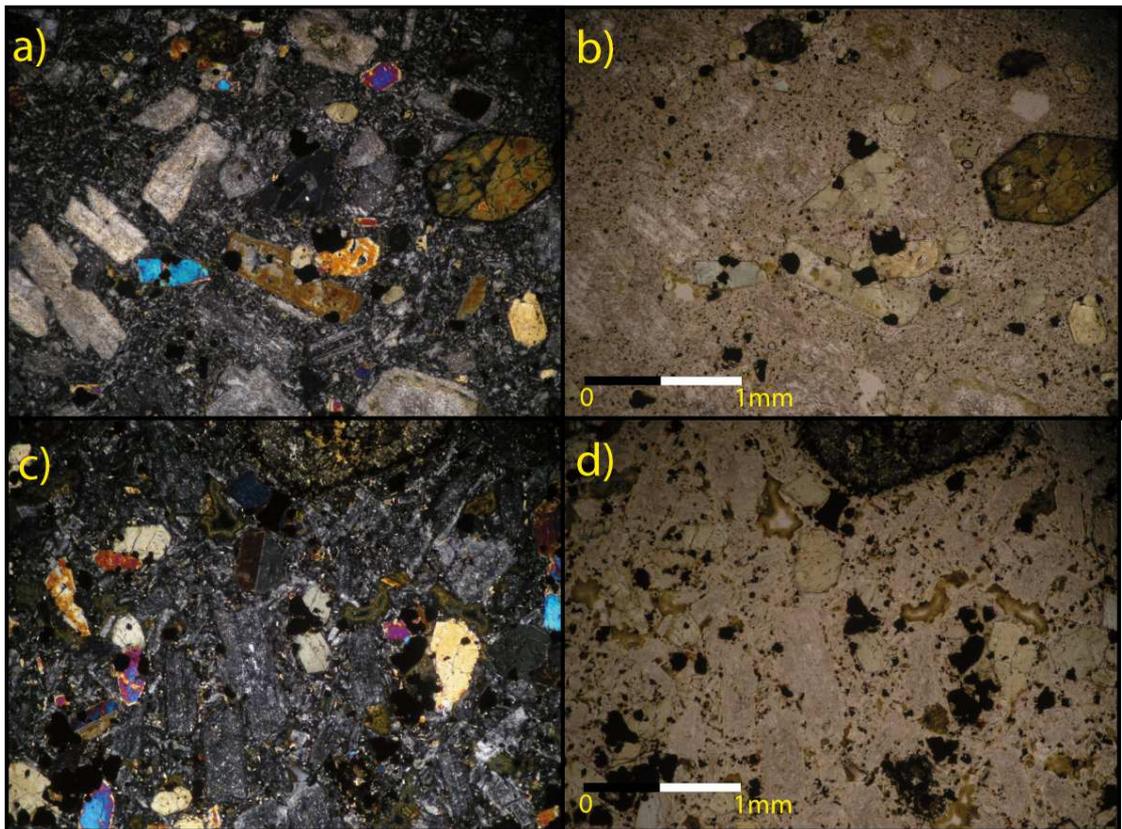


Figura IV.25 Microfotografías de fragmentos volcánicos del Complejo La Pera (Objetivo 4x). a) Fenocristales de plagioclasa, anfíbola y clinopiroxeno en muestra FCO863 a LPA. b) Fotografía anterior a LPNA. c) Alteración a sericita en fenocristales de plagioclasa y abundantes vesículas en muestra FCO864 a LPA. d) Fotografía anterior a LPNA.

La **plagioclasa** se presenta como cristales ehedrales, tabulares, con largos de entre 0,5 a 2,5 mm. Se encuentran con variable grado de albitización y alteración a sericita, arcillas más marcada en sus bordes, que tienen un color de interferencia menor, presentándose en sus cavidades ceolitas y esmécticas. Se distingue macla albitica y polisintética. Los análisis químicos de plagioclasa en el basalto FCO863 muestran composiciones de labradorita y bitownita. También permitieron reconocer que la pasta

feldespática en la masa fundamental corresponde a feldespato potásico (Figura IV.15; Figura IV.26).

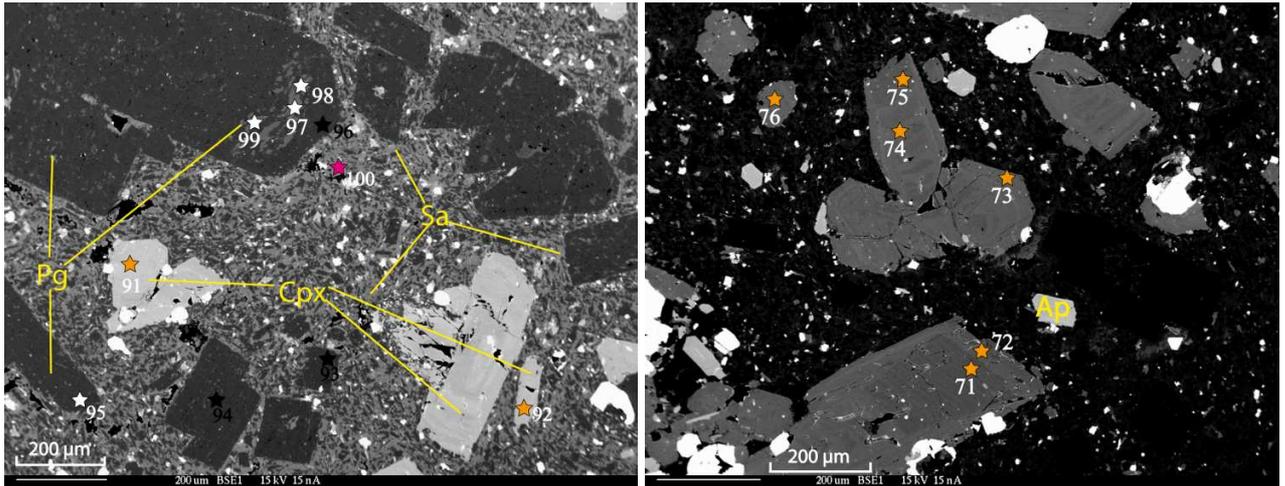


Figura IV.26 Imágenes de electrones retrodispersados de la andesita FCO863. Se observan fenocristales de Plagioclasa (Pg), Clinopiroxeno (Cpx) inmersos en masa fundamental de Sanidina (Sa) y plagioclasa. Clinopiroxeno se encuentra zonado, formando cúmulos y plagioclasa alterada a arcillas, albíta y sericita. Se indican con estrellas naranjas análisis realizados a clinopiroxenos, blancas a plagiocasa, magenta a sanidina. (Anexo 2).

Los cristales de **anfíbola** se presentan euhedrales, prismáticas, de largos entre 0,7 y 3 mm, con fuerte pleocroísmo amarillo a pardo. Sus secciones basales hexagonales exhiben clivaje perfecto 60/120°, y se encuentran débilmente zonadas, con bordes reemplazados por óxidos de Fe-Ti, y en ocasiones con maclas simple. Tienen colores de interferencia anaranjados de segundo orden. La imagen de electrones retrodispersados en FCO863 revela algunos cristales esqueléticos con cavidades rellenas por la masa fundamental, con inclusiones de apatito y clinopiroxeno, además de bordes discontinuos debido al remplazo de óxidos de Fe-Ti. Se observa la zonación representada por un color más oscuro en el centro de los fenocristales, y más clara hacia el borde de ellos (Figura IV.27). En FCO864, las anfíbolas se presentan parcial a totalmente reemplazadas por óxidos de Fe-Ti.

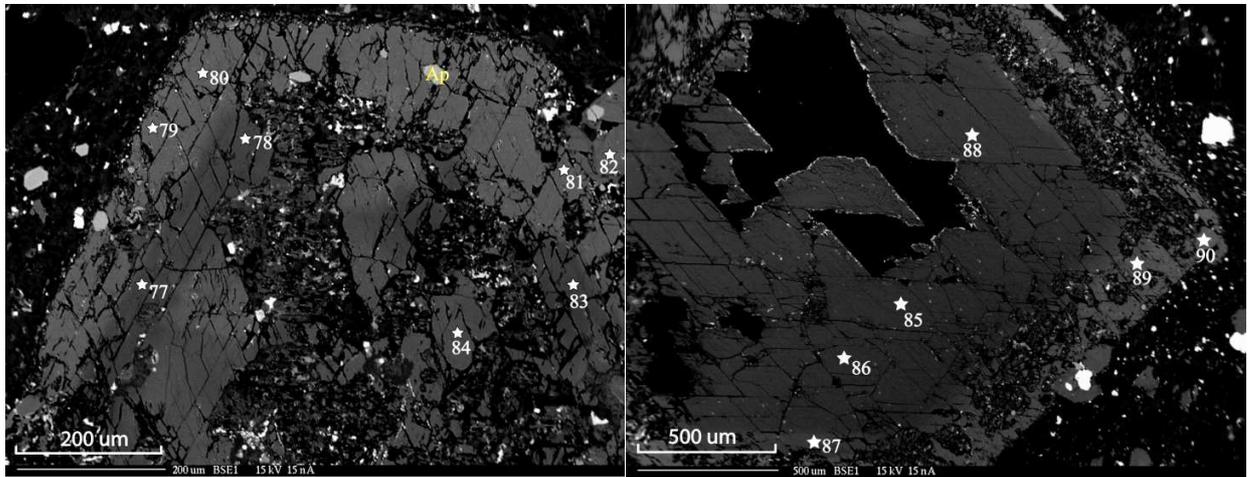


Figura IV.27 Imágenes de electrones retrodispersados mostrando fenocristal de anfíbola de muestra FCO863. Las estrellas marcan puntos donde se realizaron análisis químicos (Anexo 2).

Los análisis químicos de microsonda realizados cristales de anfíbolos en la andesita FCO863 las clasifican como anfíbolos cálcicos. Dos análisis de los bordes (82, 90) se clasifican como canniolloita. El resto muestra composiciones pargasíticas, y solo dos análisis (81, 89) se clasifican como magnesiohastingista, de acuerdo a Leak (1997). En la Figura IV.28 se han graficado los centros oscuros y los borde claros de los fenocristales de anfíbola observados en la Figura IV.27 de color morado y calipso respectivamente, concentrándose los centros oscuros más arriba del diagrama, mostrando que los centros de los cristales son más magnésicos que sus bordes. Además, la pargasita se presenta en los centros y bordes, mientras que la magnesiohatingista se encuentran restringidas a los bordes.

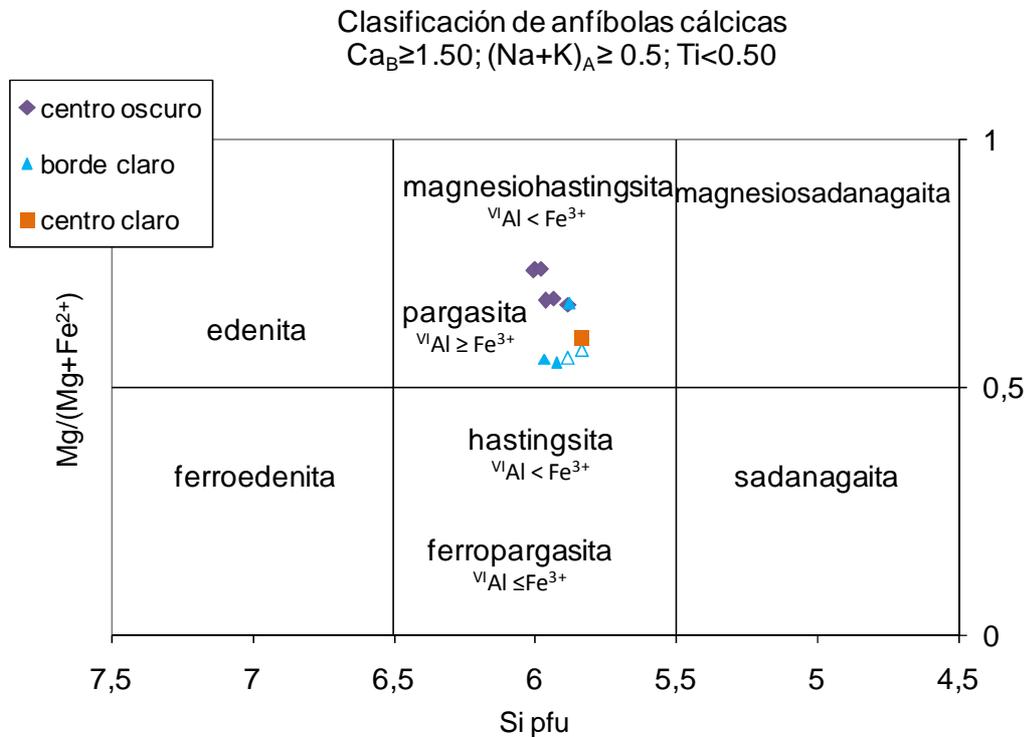


Figura IV.28 Diagrama de clasificación de anfíbolos según Leake (1997). Se grafican análisis en fenocristales de anfíbolos de la andesita FCO863. Se distingue entre análisis realizados en el centro y análisis de los bordes. Símbolos abiertos tienen composición magnesiohastingsita, mientras que símbolos sólidos representan composiciones pargasita.

Los cristales de **clinopiroxeno** se presentan subhedrales, prismáticos, de longitud entre 0,1 y 2,5 mm. Tienen pleocroísmo medio de amarillo a rosado. Tienen extinción oblicua y se presentan fuertemente zonados. Presentan macla simple y de reloj de arena, y cuentan con colores de interferencia que abarcan el segundo orden. Se realizaron análisis químicos en distintos cristales de clinopiroxeno (Figura IV.26) de la andesita FCO863. Además, se realizaron análisis químicos de fenocristales de clinopiroxeno zonado a lo largo de dos perfiles que van desde posiciones cercanas al núcleo, hasta el borde del respectivo cristal (Figura IV.29).

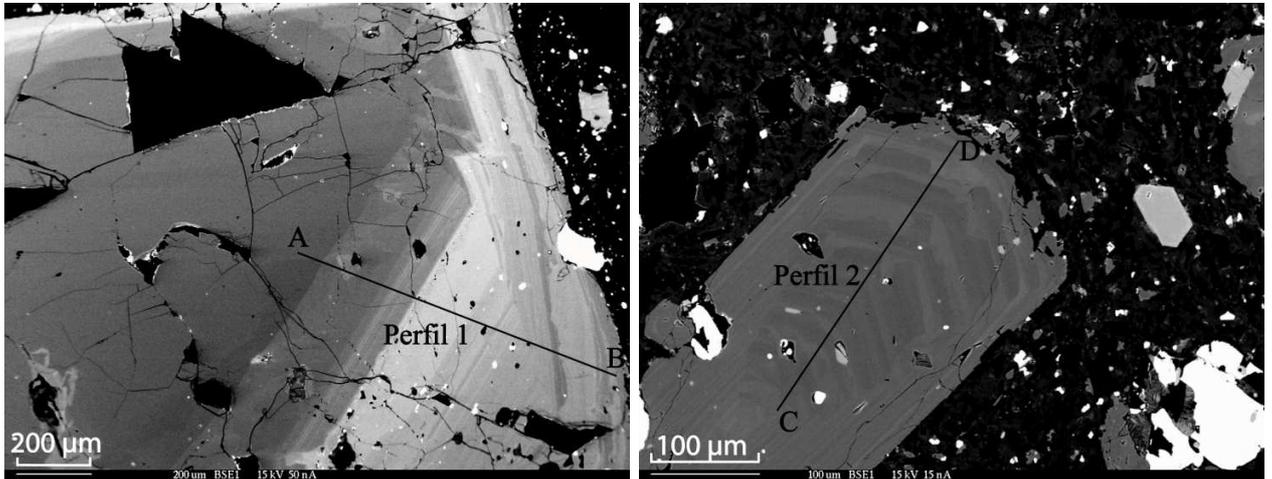


Figura IV.29 Imágenes de electrones retrodispersados mostrando fenocristales de clinopiroxeno zonados de la muestra FCO863. Se indica en cada imagen por donde pasa el perfil donde se realizaron análisis químico. Perfil 1 a la izquierda y perfil 2 a la derecha (Anexo 2).

Todos estos análisis caen el campo de piroxenos Quad, específicamente de diópsido, de acuerdo con Morimoto (1988) (Figura IV.30).

Los cristales de **apatito** son ehedrales, con caras basales hexagonales de tamaño 0,1 mm, mientras que los primas alargados alcanzan los 0,3 mm. Presentan alto relieve, son incoloros sin pleocroísmo, con extinción recta, paralela al largo.

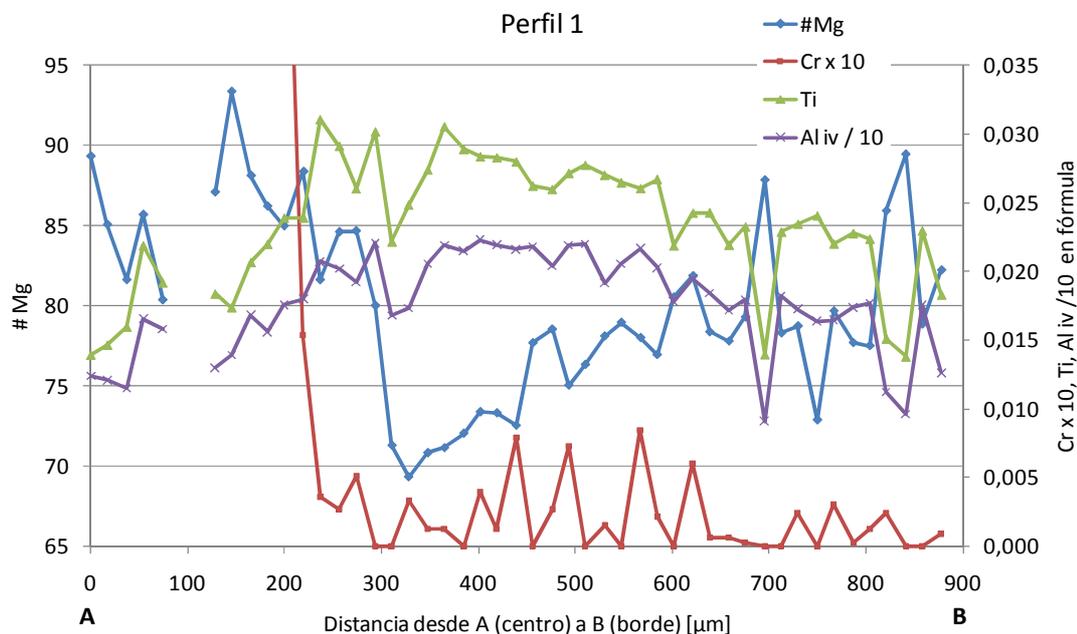


Figura IV.31 Perfil 1: Variaciones químicas a lo largo de un fenocristal de diópsido en basalto del Complejo La Pera FCO863 (Figura IV.29). Muestra una zonación principalmente oscilatoria. # Mg calculado como $100 * [mg]$, donde $[mg] = Mg/(Mg+Fe^{2+})$. Valores de Cr y Ti son los calculados para determinar su fórmula y contenidos de Ti se han amplificado por 10, y de Al IV se han dividido por 10 para efectos de visualización.

El comportamiento de los niveles de Ti y Al iv es solidario en ambos perfiles, mientras que el perfil1 revela una zonación general aumentando las concentraciones de estos elementos desde el centro hasta aproximadamente 300 μm , para luego tener una tendencia descendente, de forma inversa al comportamiento de los niveles de # Mg. Es posible identificar estos dos caminos generales en la fotografía de electrones dispersados por el color más oscuro cercano al punto A, y más claro en el resto del perfil (Figura IV.29). Respecto a los niveles de Cr, en el perfil 1 se evidencia que los centros de los fenocristales tienen altas concentraciones relativas, alcanzando valores cercanos a 0,2 en A, con un brusco descenso hasta 0,05 cercano a los 70 μm de A, para luego ascender con un peak menor de 0,09 cerca de 170 μm de A (trayectoria no mostrada por escala), para luego descender definitivamente a partir de los 300 μm de A, oscilando con niveles casi nulos entre 0 y 0,0008, como se observa en el perfil 1 y 2.

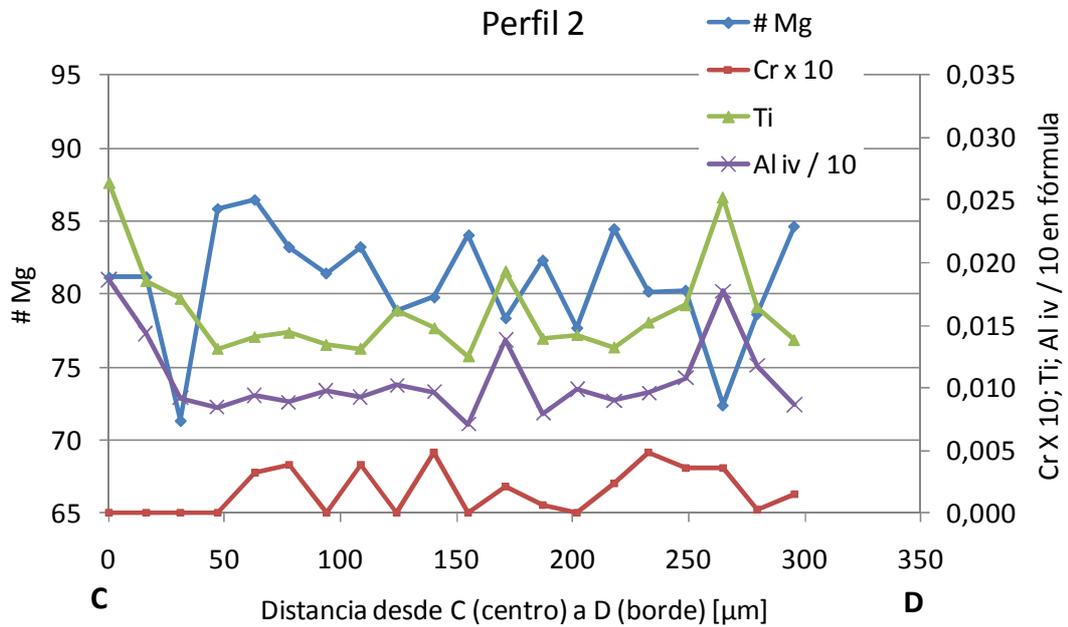


Figura IV.32 Perfil 2: Variaciones químicas a lo largo de un fenocristal de diópsido en basalto del Complejo La Pera FCO863 (Figura IV.29). Muestra una zonación oscilatoria. # Mg calculado como $100 * [mg]$, donde $[mg] = Mg/(Mg+Fe^{2+})$. Valores de Cr y Ti son los calculados para determinar su fórmula y contenidos de Ti se han amplificado por 10 para efectos de visualización.

La masa fundamental presenta apatito como accesorio (Figura IV.26), y se presenta euédral, incoloro, de alto relieve, con color de interferencia de primer orden, y extinción recta. La imagen de electrones retrodispersados muestra que también se presentan como inclusiones dentro de anfíbolos (Figura IV.27).

IV.3 METAMORFISMO

El estudio de las condiciones y el origen del metamorfismo afectado por las rocas de las unidades aquí descritas escapa del objetivo de éste trabajo, por lo que solo se realizó una breve descripción de los minerales secundarios.

IV.3.1 Diques Máficos

El metamorfismo sufrido en las muestras de diques máficos no produjo foliación ni recristalización dinámica, por lo que no se ha obliterado la textura original, y se manifiesta solo como reemplazo selectivo de algunos fenocristales y/o minerales o vidrio presentes en la matriz. En el caso de los fenocristales, olivinos sufren reemplazo completo por cloritas, epidota, esfeno y calcita, muscovita, ceolita, y particularmente de serpentina en FO0448, donde se encuentra con otros filosilicatos no diferenciables microscópicamente. Las anfíbolas presentan grados variables de alteración a actinolita, desde nulo, a reemplazo de sus bordes. Clinopiroxeno se presentan frecuentemente frescos, aunque en ocasiones se presentan con leves grados de alteración a arcillas. La masa fundamental se encuentra reemplazada en grados variables por clorita y probablemente esméctica, reemplazado a vidrio primario intersertal. Feldespatos presentes en la masa fundamental se encuentran alterados parcialmente, en grados variables a sericita, arcillas y epidota. Las vesículas son escasas, y se encuentran rellenas de prehnita y epidota. Los ocelos en ocasiones presentan bordes de vidrio alterado, prehnita y epidota. Estos minerales no permiten determinar con certeza una facie metamórfica para los diques, sin embargo, la presencia de prehnita sugiere una facie esquistos verdes. Es importante destacar que los diques se encuentran abarcando un área de 2400 km², por lo que esta determinación es solo una primera aproximación.

IV.3.2 Diques y filones de Dolerita

Los diques de dolerita presentan entre sus intersticios cloritas que alcanzan 0,4 mm de longitud, y esfero microcristalino. También se presentan arcillas y epidotas reemplazando a plagioclasa. Estos minerales no permiten determinar una facie metamórfica, pero puede ser asociada a metamorfismo de muy bajo grado, probablemente de menor grado que subesquistos verdes.

IV.3.3 Barros Arana

Ramírez (2006) estudia el metamorfismo sufrido en basaltos de la Formación Barros Arana, concluyendo que sufrieron procesos metamórficos de bajo grado. Este metamorfismo alcanza las facies prehnita-pumpellyita (este) en los alrededores de Bahía Tranquila, y pumpellyita-actinolita a esquistos verdes al sur del Canal Valdés (oeste), determinadas por asociaciones minerales, geotermometría de fengitas y titanitas, e interpretan el aumento del grado metamórfico por distintas posiciones estratigráficas de los dos sectores, o la supuesta presencia de un metamorfismo termal evidenciado por la presencia de biotita verde, o procesos relacionados a cabalgamientos y acortamientos de la Faja Plegada y Corrida de Magallanes.

IV.3.4 Complejo La Pera

El metamorfismo registrado en las andesitas del Complejo La Pera, no produce foliación ni recristalización dinámica, y no ha obliterado la textura original, distinguiéndose los minerales primarios. Sin embargo, se presenta reemplazando selectivamente a fenocristales de plagioclasa, en los que se encuentran arcillas y albita. El reemplazo de los fenocristales de anfíbolos por óxidos de Fe-Ti ha dejado cavidades que han sido rellenadas por ceolitas de bajos colores de inferencia. Cuando se presentan, las amígdalas son rellenas por ceolitas, esmética, y menor cuarzo. Por

su parte, vidrio presente en la masa fundamental se encuentra reemplazado por esméctica. También se presentan ceolitas y esmécticas en cavidades de los fenocristales de plagioclasas. Estas asociaciones de minerales metamórficos permiten asignar las facies ceolitas a las andesitas del Complejo la Pera.

IV.4 CLASIFICACIÓN

Los diques máficos que se han sido nombrados en este capítulo como lamprófidos, se clasifican como tales debido a que presentan todas sus características petrográficas típicas: Presentan texturas porfídica a microporfídica, panidiomórfica, con abundantes fenocristales de anfíbolos, más clinopiroxeno y olivino y feldespato restringido a la masa fundamental. El hecho de que se presenten en forma de diques, la presencia de calcita, clorita, ceolitas y arcillas, la alteración selectiva de olivinos, la presencia de estructuras globulares con ocelos de cuarzo y calcita, confirman esta clasificación, pues son características típicas de otros lamprófidos. Como sus fenocristales máficos hidratados corresponden a anfíbolos en lugar de biotita, y los feldespatos presentes en la masa fundamental son dominados por plagioclasa, con sanidina subordinada, se les clasifica como lamprófidos espesartíticos de acuerdo a Le Maitre (2002). Esto los clasifica dentro de la rama de los lamprófidos calcoalcalinos (shoshoníticos) de acuerdo a Rock (1991). Diagramas de clasificación basados en la química mineral de anfíbola y clinopiroxeno del mismo autor soportan esta clasificación (Figura IV.33, Figura IV.34). El resto de los diques máficos ricos en anfíbolos que fueron agrupados bajo el nombre de familiares de lamprófidos no pueden ser considerados lamprófidos verdaderos, debido a que rompen alguna característica petrográfica o mineralógica. En el caso de FO0446 y FCO802, presentan una textura equigranular, por lo que dada su mineralogía y textura aquí se clasifican como doleritas de anfíbola. Por su parte, el dique FO0448, presenta textura porfídica, pero carece de fenocristales de anfíbolos. Dado que presenta una masa fundamental rica en anfíbolos, y ocelos de cuarzo, guarda ciertas similitudes con los lamprófidos, por lo que de acuerdo al resto de su mineralogía y textura aquí se clasifica como basalto-espesartítico, siguiendo las

sugerencias de Rock (Rock, 1987). En el caso del dique FO0474, por presentar más de 90% de anfíbolas, se le clasifica como hornblendita.

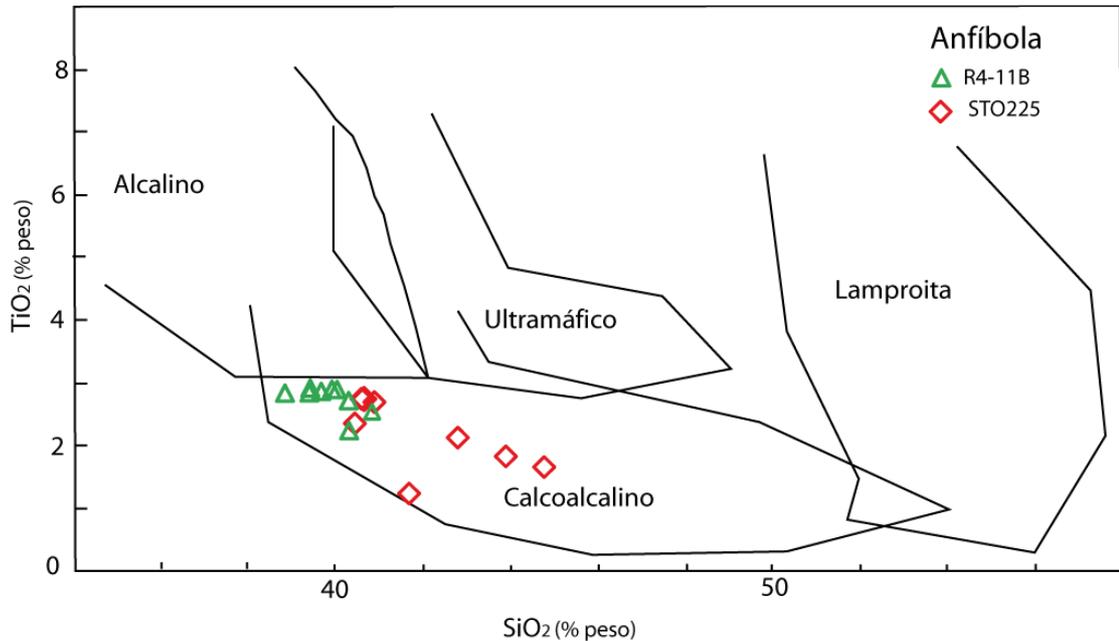


Figura IV.33 Clasificación de lamprófidos de acuerdo a la química mineral de anfíbola presente en espesartitas R4-11B y STO225. (Rock, 1991).

Los diques y filones de doleritas son rocas holocristalinas de grano medio a fino, compuestos principalmente por plagioclasa y clinopiroxenos presentando textura ofítica a subofítica, con clorita intersticial. Estas características son típicas de doleritas, por lo que son clasificadas como tal.

Los flujos lávicos y fragmentos volcánicos de Barros Arana son clasificados petrográficamente por Ramírez como basaltos. En el caso de los fragmentos volcánicos del Complejo La Pera, dada su textura porfídica, y su mineralogía dominada por plagioclasas permite clasificarlas como andesitas, dada la ausencia de olivinos fantasmas y mayor plagioclasa modal respecto a basaltos de la Formación Barros Arana.

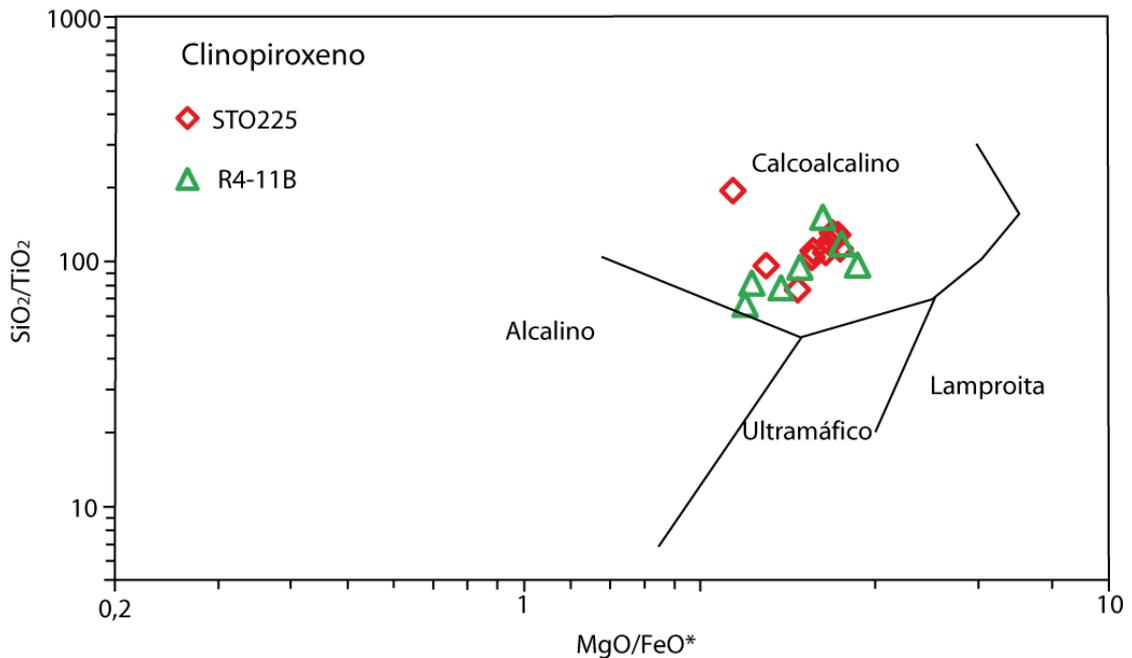


Figura IV.34 Clasificación de lamprófidos de acuerdo a química mineral de clinopiroxeno presente en espesartitas R4-11B y STO225. (Rock, 1991)

IV.5 DISCUSIONES

Los lamprófidos presentan texturas porfídicas a microporfídicas, y algunos muestran una masa fundamental de feldespatos con textura plumosa, lo que sumado a la presencia de minerales con hábitos elongados sugiere una rápida cristalización y enfriamiento durante el emplazamiento. La presencia de fenocristales de anfíbola sugiere que el magma original tenía un alto contenido en volátiles. Se han observado cristales de anfíbola con coronas de piroxeno, lo que sumado a la presencia de ocasional de leve zonación en piroxeno, indica condiciones de desequilibrio con el fundido, debido probablemente a cambios en su composición, o en la condiciones de presión y temperatura. Todos los lamprófidos presentan ocelos de cuarzo, y en menor medida de calcita. La presencia de ocelos es una característica típica de los lamprófidos, y esa mineralogía en especial confirma su clasificación como lamprófidos calcoalcalinos (Rock, 1987). Pese a que es una característica común, aun no se

encuentra claro su origen, y ha sido sugerido que son producto de inmiscibilidad de líquidos, o resultado de segregación en las últimas etapas del fundido como vesículas (Rock, 1987).

La cercana ubicación espacial entre ellos, sumados a las similitudes de orientación, texturales, y mineralógicas sugieren que todas los diques de espesartita fueron formadas de una fuente mantélica similar, y posiblemente son expresiones de un mismo evento magmático. Si esto es cierto, las espesartitas definen un enjambre de diques que cubren un área mínima de 2400 km². Una de las espesartitas se encuentra emplazada en una tonalita del Batolito Patagónico Sur, a ~100 km al suroeste del enjambre en la Cordillera Sarmiento, lo que indica que su extensión areal puede mayor. Es interesante destacar las similitudes petrográficas y mineralógicas en diques de espesartita reportados por Avendaño (2008), que son emplazadas en las distintas unidades del Complejo Tortuga al sur de la Isla Navarino, y los descritos por González Guillot (2009) cortando a las unidades del Plutón Diorítico Moat, ubicados 500 km al suroeste de la Cordillera Sarmiento, por lo que posiblemente este magmatismo tiene características regionales.

El metamorfismo que afecta a las espesartitas no produce foliación ni recristalización dinámica, por lo que no se encuentran afectados por los procesos que deformaron a la Formación Tobífera y plegaron a la Formación Zapata, asociados al cierre de la Cuenca de Rocas Verde, por lo que de acuerdo a Galaz (2005), los diques son postectónicos y su edad acota la deformación de la Formación Tobífera, y por lo tanto el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

En el grupo de diques máficos ricos en anfíbolos, se han identificado doleritas de anfíbolos, y basaltos-espesartíticos. Si bien ellos no pueden ser clasificados como lamprófidos sensu stricto, son considerados como sus familiares cercanos por Rock (1987), originados a partir de magmas pobres en volátiles, caracterizado por la disminución modal de minerales hidratados, textura globular, y ocurrencia de fenocristales de plagioclasa. En este sentido los familiares de lamprófidos pueden ser originados a partir de magmas lamprofídicos por deshidratación producto de cristalización y/o fraccionamiento de fases hidratadas. La ocurrencia de ocelos ha sido

usada por otros autores como criterio para separar a lamprófidos de basaltos (Rock, 1987), por lo que la presencia de pequeños ocelos en doleritas de anfíbolas y basalto-espesartítico confirman su relación. También se han descritos diques de hornblenditas, pero su posible relación con el magmatismo lamprófido es incierta. Sin embargo, González Guillot (2009) ha reconocido diques de hornblenditas con anfíbola de composición magnesiohastingsita relacionadas al magmatismo shoshonítico del Plutón Diorítico Moat y a las espesartitas emplazadas en el, por lo que es posible una relación de las hornblenditas con enclaves en basaltos de la Formación Barros Arana.

Las andesitas del Complejo La Pera presentan cristales de anfíbolas levemente zonadas, y bordes de descomposición a óxidos de Fe-Ti, una característica común en hornblendas de rocas volcánicas, desarrollado después de la extrusión a temperaturas subsolidus, cuando la porción superior del depósito se enfría y aumenta el oxígeno y disminuye la fugacidad del H₂O debido al contacto con la atmósfera (MacKenzie and Guilford, 1980). También presentan clinopiroxeno fuertemente zonado, con macla de reloj de arena. Los análisis químicos a lo largo perfiles en granos de clinopiroxeno muestran zonaciones principalmente oscilatorias, con componentes generales normales e inversos. Esto indica condiciones de desequilibrio constantes entre el líquido y los cristales, que pueden ser explicadas por cambios en las condiciones de presión y temperatura, o en la composición del magma. Respecto a la última explicación, el primer decrecimiento general en el [mg] descrito del perfil 1 se puede interpretar como resultado de empobrecimiento en # Mg del líquido por la cristalización de magnesiohastingsitas, pargasitas y el mismo dióxido, mientras que el posterior incremento del # Mg puede responder ya sea a una refertilización producto de una reinyección de magmas primitivos u a cristalización de fases ricas en Fe, como magnetita. Esta hipótesis también es válida para explicar la tendencia general oscilante de la zonación.

Parte de la masa feldespática anhedral que es parte de la masa fundamental presenta feldespato potásico, lo que sugiere que el líquido residual se enriqueció en potasio después de cristalizar plagioclasa y clinopiroxeno. El reemplazo selectivo por sericita en los fenocristales de bitownitas es común en los bordes, lo que permite suponer que los bordes de plagioclasa presentan una zonación primaria, con mayores contenidos

de potasio hacia los bordes. La presencia de anillos de feldespato potásico en torno a fenocristales de plagioclasas es una característica típica de rocas pertenecientes a la serie shoshonítica. (Morrison, 1980).

Lamprófidos calcoalcalinos, comúnmente se presentan asociados a rocas volcánicas shoshoníticas (Asociación B de Rock, 1991), se han considerado equivalentes hidratados de shoshonitas (Luhr, 1997), siendo posiblemente magmas parentales para ellas. Las andesitas del Complejo La Pera estudiados en el Cabo King presentan evidencias que sugieren una probable signatura shoshonítica. Por su parte, Stern (1991) clasifica químicamente a los basaltos de la Formación Barros Arana como absarokititas, lo que sumado a las notables similitudes petrográficas y mineralógicas entre los basaltos de ambas unidades sugiere que los basaltos del Complejo La Pera también podrían tener signaturas shoshoníticas. Lo anterior es soportado por la naturaleza ultrapotásica de un fragmento volcánico estudiado por Prades (2008) en el sector del Estero La Pera.

La diferencia mineralógica principal de las espesartitas bajo estudio, con los basaltos de la Formación Barros Arana y las andesitas del Complejo la Pera, consiste en que las espesartitas no presentan fenocristales de plagioclasa. Esto ha sido explicado debido a la inhibición de fases anhidras como lo es la plagioclasa en magmas con alto contenido de volátiles, evidenciado en el caso de las espesartitas por sus altos contenidos de anfíbola modal. La pérdida de volátiles de un magma lamprófido (posiblemente por cristalización y/o fraccionamiento de fases hidratadas), puede llegar a dar lugar a basaltos o andesitas como los que se presentan en Barros Arana y el Complejo La Pera (Luhr, 1997). Entre esta gradación magmática pueden encontrarse los familiares de lamprófidos aquí descritos como doleritas de anfíbolas y basalto-espesartítico. Esta posible relación genética se ve soportada por las similares composiciones de anfíbolas y clinopiroxenos en estas unidades (Figura IV.35; Figura IV.36).

Los diques y filones de dolerita se presentan en la Cordillera Sarmiento intruyendo a la capa máfica extrusiva del Complejo Ofiolítico Sarmiento y en la Cordillera Riesco, emplazados en la formación Tobífera respectivamente. Su mineralogía es

esencialmente idéntica, y se compone de plagioclasa (albita a oligoclasa) y clinopiroxeno (diópsido a augita) con textura ofítica a subofítica, lo que sugiere un posible origen común para ellos. Aunque los filones de doleritas se encuentran emplazados en las milonitas félsicas de la Formación Tobífera, y se observaron bordes foliados en uno de los filones en terreno, el examen microscópico de las doleritas revela que en el resto de la roca, el metamorfismo no ha producido foliación, ni recristalización dinámica, por lo que la foliación desarrollada en sus bordes se podría asociar al efecto de las últimas etapas del cierre de la Cuenca de Rocas Verdes, o a efectos posteriores a este evento, relacionados al desarrollo de la faja plegada y corrida de Magallanes.

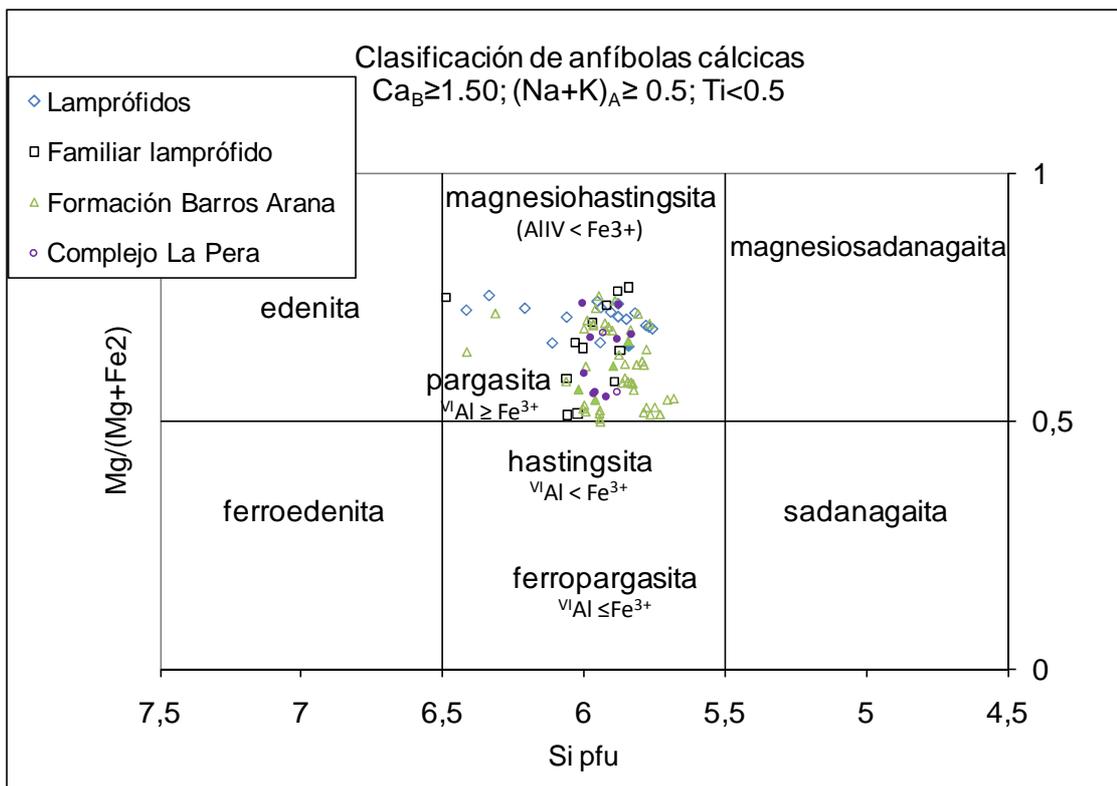


Figura IV.35 Diagrama de clasificación de anfíbolos según Leake (1997). Se grafican análisis de anfíbola de todas las unidades. Símbolos abiertos tienen composición magnesiohastingsita, mientras que símbolos sólidos representan composiciones pargasita.

Esto sugiere que las doleritas son posteriores al magmatismo bimodal que originó el Complejo Sarmiento. Sin embargo, un filón de dolerita se encuentra cortado por un dique de dolerita de anfíbola, por lo que al desconocer la edad de las doleritas no se puede concluir acerca de su relación con el resto del magmatismo de la región.

En Bahía Beaufort, una espesartita se encuentra intruyendo a una tonalita de biotita-hornblenda del Batolito Patagónico Sur. Esto sugiere que las espesartitas se encuentran asociadas a rocas plutónicas calcoalcalinas graníticas, en la Asociación A, o post-granítica de (Rock, 1991).

Clasificación Piroxenos (Morimoto, 1988)

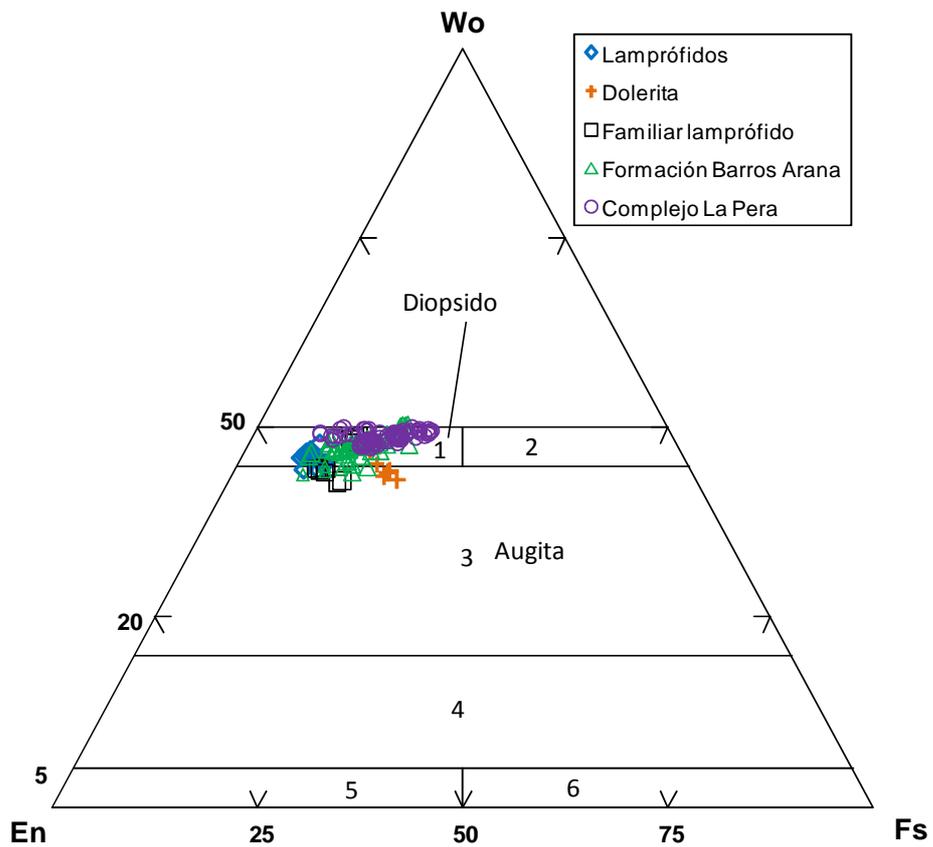


Figura IV.36 Diagrama de clasificación de clinopiroxenos de Ca-Mg-Fe, según Morimoto (1988). 1: diopsido, 2: hedenbergita, 3: augita, 4: pigeonita, 5: clinoenstatia, 6: clinoferrosilita. Se grafican análisis de clinopiroxeno de todas las unidades.

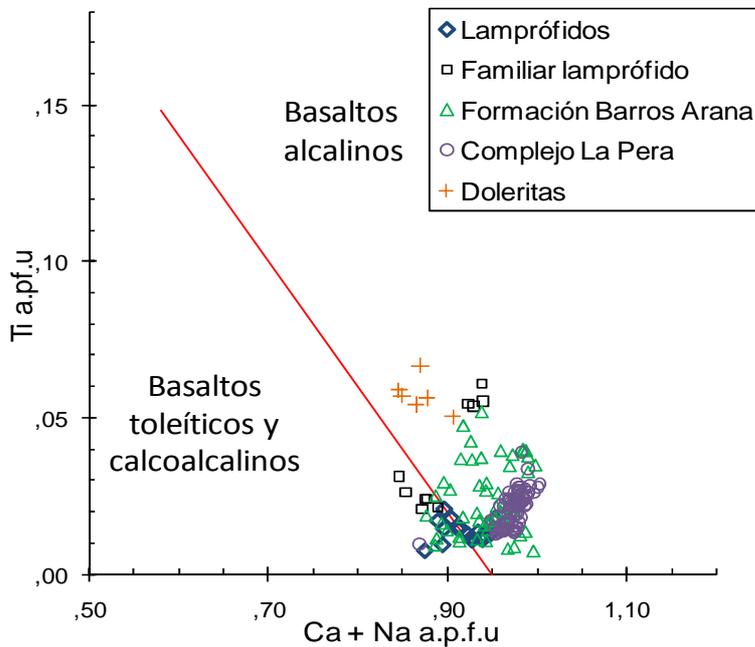


Figura IV.37 Diagrama de discriminación tectónica según composición química de piroxenos. (Leterrier et al., 1982).

El clinopiroxeno es la única fase omnipresente en todas las unidades aquí descritas. Se encuentra preferentemente fresco, libres de alteración o procesos metamórficos. Es de composición predominantemente augítico y tienen variables # Mg y concentraciones de elementos mayores.

Probablemente representa la fase ígnea más estable, por lo que su química refleja composiciones magmática primarias.

Se encuentran frecuentemente zonados, por lo que puede entregar información acerca de las relaciones entre las unidades y los caminos evolutivos que los diferenciaron. En el diagrama de Ti – Ca + Na (apfu) (Leterrier et al., 1982), la composición de los cristales de piroxenos en las espesartitas se grafican en el límite entre rocas con afinidad calcoalcalinas o toleíticas y alcalinos.

El piroxeno presente en los basaltos de la Formación Barros Arana presentan composiciones que mayoritariamente se grafican en el campo alcalino, con menores cantidad de análisis en el campo calcoalcalino o toleítico (Figura IV.37). En el caso de el piroxeno perteneciente a andesitas del Complejo La Pera, todos se grafican en el campo alcalino. Por su parte, la química del piroxeno del dique de dolerita, cae en el campo de basaltos alcalinos. El piroxeno de la dolerita de anfíbola (familiar de lamprófido), se agrupa en dos poblaciones, una cercana al límite entre campos calcoalcalinos o toleíticos y alcalinos, y otro en el campo alcalino. La presencia de anfíbola y piroxeno titaníferos en todas las unidades, y de feldespato potásico en la matriz de espesartitas y andesitas del Complejo La Pera soportan la alcalinidad del

magma, aunque la detección de ortopiroxeno ocasional supone leve alcalinidad, tal como es mostrado por la química de los clinopiroxenos. De cualquier forma, la transición entre afinidades levemente alcalinas a alcalinas de los clinopiroxenos sugiere que las unidades aquí estudiadas pueden corresponder a distintos procesos de diferenciación a partir de un mismo magma parental.

Los granos de piroxenos de las distintas unidades aquí estudiadas abarcan un rango de $[mg] = 0,7 - 1,0$ (Figura IV.38). Los valores de composiciones más primitivas se encuentran en las espesartitas, evidenciado por sus $[mg] \sim 0,9$ y concentraciones de Cr_2O_3 que alcanzan los 0,62 % en peso. Los basaltos de la Formación Barros Arana cuentan con un $[mg]$ variando entre 0,7 y 1,0. Los granos con mayor $[mg]$ alcanzan concentraciones de Cr_2O_3 de 0,42 % lo que sugiere que los piroxenos más primitivos dentro de estos basaltos cristalizaron en un líquido de similares composiciones que el que dio origen a los piroxenos presentes en las espesartitas. Por su parte, piroxenos presentes en las andesitas del Complejo La Pera presentan $[mg] = 0,7 - 0,9$ y la mayoría de ellos presentan contenidos de $Cr_2O_3 < 0,05$ % en peso. Sin embargo, los análisis en núcleos de cristales zonados que presentan mayor $[mg]$ cuentan con mayores concentraciones de Cr_2O_3 , alcanzando valores de hasta 0,71 % en peso. Lo anterior sugiere que la cristalización temprana de piroxenos fue a partir de fundidos o magmas similares a los que dieron origen a los piroxenos en diques de espesartitas. Las variaciones en los contenidos de estas variables en los basaltos de ambas unidades probablemente se deben a variaciones composicionales de magmas que experimentaron procesos de cristalización fraccionada, lo que explica las zonaciones químicas. En el caso del piroxeno presente en la dolerita, corresponde a composiciones más evolucionadas ($[mg] = 0,75-0,81$; $Cr_2O_3 = 0,02-0,22$ % en peso).

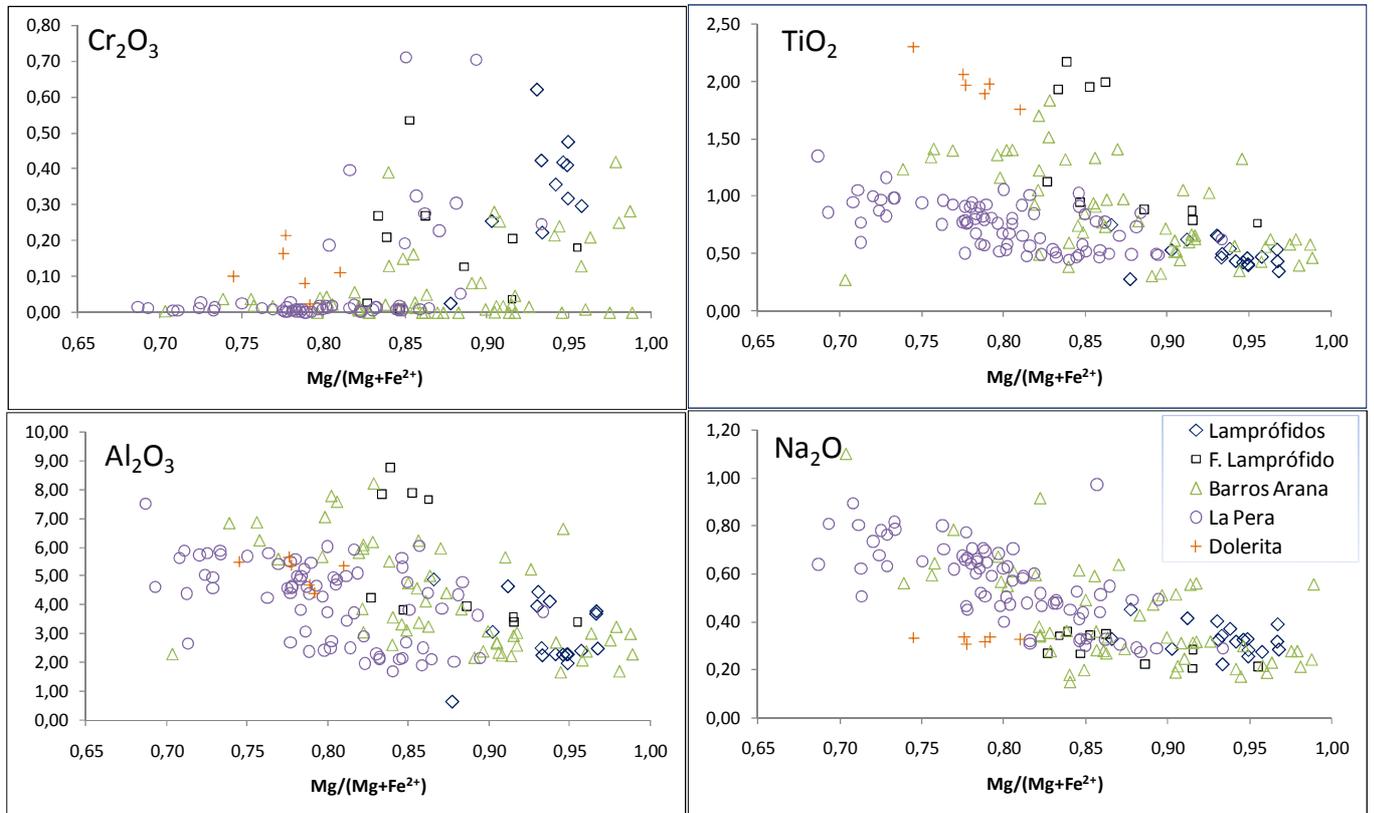


Figura IV.38 [mg] ([mg]=Mg/(Mg+Fe²⁺)) de piroxenos de todas las unidades descritas versus Cr₂O₃, TiO₂, Al₂O₃ y Na₂O.

El contenido de Na₂O (% en peso) se presenta constante en la evolución de clinopiroxenos de espesartitas a familiares de lamprófidio (dolerita de anfíbola) y doleritas. Se registra que la concentración de Na₂O en clinopiroxeno tiende a aumentar desde los presentes en espesartitas a los piroxenos encontrados en los basaltos y andesitas de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera. Esta tendencia es más marcada a partir de composiciones similares del magma que dio origen a piroxenos más evolucionados de las doleritas de anfíbola. Por su parte, los contenidos de TiO₂ (% en peso) presentan una relación inversa a la descrita para el Na₂O. Por otro lado, el Al₂O₃ no presenta una relación evidente con el [mg] (Figura IV.38). En general, las variaciones encontradas pueden ser explicadas por distintos grados de fraccionamiento o cristalización de las fases presentes en estas unidades, o a distintas composiciones de magmas parentales.

Ceolitas presentes en andesitas del Complejo La Pera, tienen características ópticas más afines con ceolitas de alta temperatura, tipo wairakita o yugawaralita, lo que en suma a la asociación ceolita+esmectita+cuarzo puede dar cuenta de metamorfismo asociado a la acción de antiguos campos geotérmicos. De cualquier forma, su grado metamórfico es menor al descrito por Ramírez (2006) para los basaltos de la Formación Barros Arana. Teniendo en cuenta que el Complejo La Pera forma el miembro superior de la Formación Canal Bertrand, y el miembro volcánico de la Formación Barros Arana es el inferior, estas diferencias pueden ser explicadas por distintas posiciones estratigráficas frente a los efectos de un metamorfismo de carga de muy bajo grado.

IV.6 CONCLUSIONES

En los alrededores de la Cordillera Sarmiento y Riesco, afloran varios diques de lamprófido. Ellos se emplazan en la Formación Tobífera, el Complejo Ofiolítico Sarmiento, a la Formación Zapata. Su disposición es subvertical, de tendencia E-W. Presentan texturas microporfídicas a porfídicas, con fenocristales máficos de magnesiohastingista, diópsido, y cristales fantasmas de olivino, inmersos en una masa fundamental de los mismos minerales más albita y feldespato potásico. Se clasifican como espesartitas, miembros de la rama de lamprófidos calcoalcalinos.

Al noroeste de la Península de Brunswick, en el Cabo King, afloran brechas volcanoclásticas pertenecientes al Complejo La Pera. Sus fragmentos corresponden a basaltos compuestos modalmente por fenocristales de plagioclasa (bitownita y labradorita), anfíbola (centros de pargasita y bordes de pargasita, magnesiohastingista y canniollita), y diópsido. La masa fundamental se compone de los mismos minerales más apatito y feldespato potásico. En cuanto al metamorfismo, este no desarrolla foliación ni oblitera la textura primaria de la roca. Presenta una asociación mineral de metamorfismo de muy bajo grado, lo que permite asignar condiciones de presión y

temperatura correspondientes a las facies ceolitas. Es importante destacar que las andesitas descritas son extremadamente similares a los fragmentos de lavas autobrechizada del Complejo La Pera que se expone en el estero la Pera, al norte del Seno Skyring, a unos 80 km. al noroeste del Cabo King. Presentan idénticas texturas, mineralogía, y asociaciones metamórficas, lo que confirma que son parte del mismo complejo volcánico.

Por su parte, los basaltos y fragmentos volcánicos de las brechas volcánicas pertenecientes a la Formación Barros Arana, ubicada a unos 140 km al norte del Cabo King, son descritos por Ramírez (2006) como basaltos compuestos de fenocristales de diópsido, plagioclasa, cristales fantasmas de olivino, ocasionalmente magnesiohastingsita, y más raramente biotita. Stern (1991) también reporta la presencia de pargasita y diópsido como megacristales y en xenolitos, donde también reconoce la presencia de apatito. Ramírez (2006) además reporta que el metamorfismo no produce foliación ni oblitera la textura primaria de la roca, y alcanza condiciones de presiones y temperatura dentro del metamorfismo de muy bajo grado correspondiente a las facies prehnita-pumpellyita y pumpellyita-actinolita a esquistos verdes.

Las notables similitudes entre las características primarias de andesitas del Complejo La Pera y basaltos del miembro inferior de la Formación Barros Arana sugieren que son producto del mismo evento magmático, desarrollado en una franja de orientación NNW-SSE de 180 km de longitud.

Las características petrográficas y mineralógicas sugieren que las espesartitas pueden representar un magma parental para los basaltos de Barros Arana y el Complejo La Pera. Esta hipótesis es soportada por las variaciones químicas en cristales de clinopiroxeno.

V. GEOQUÍMICA

V.1 GENERALIDADES

Se analizaron geoquímicamente por elementos mayores (EM) y elementos trazas (ET) un total de ocho muestras de roca, tres de ellas corresponden a diques de lamprófidio, dos corresponden a basaltos del miembro inferior de la Formación Barros Arana, dos muestras de fragmentos de andesitas del Complejo La Pera (CLP), y una muestra de un dique de dolerita. Además, para hacer más comprensivo el estudio, se integraron datos de EM Y ET existentes en la literatura para estas unidades (Avendaño, 2008; Prades, 2008; Ramírez, 2006; Stern et al., 1991). Un resumen de todas las muestras utilizadas se encuentra en la Tabla V.1. La ubicación de las muestras se muestra en la Figura IV.1, Figura IV.5 y Figura IV.8.

El total de muestras presenta una alta variación en los altos valores de LOI (*Loss On Ignition*), que varían entre 0,99 y 5,21 % en peso. En el caso de los diques de lamprófidio, los valores de LOI varían entre 3,04 y 5,21% en peso, son coherentes con la presencia predominante de anfíbola primaria y trazas de clorita en pseudomorfos. Sin embargo, petrográficamente se observa que estos diques son afectados por un metamorfismo que podría alcanzar la facies esquistos verdes. Debido a que no es posible cuantificar el grado de metasomatismo sufrido por las muestras, se ha decidido usar considerar inicialmente la composición de elementos mayores móviles para clasificarlas, tanto dentro de diagramas que involucren álcalis, como en el caso de la norma CIPW.

Los basaltos de la Formación Barros Arana presentan porcentajes en peso de LOI de entre 1,78 y 2,9 %, mientras que las reportadas por Stern et al. (1991), tienen valores de $H_2O + CO_2$, que varían entre 2,88 y 7,29 % en peso. En el caso de andesitas del Complejo La Pera, exhibe valores de LOI de 0,99, 1,53 y 4,57, con una clara relación con la presencia de mineralogía secundaria observada petrográficamente, sugiriendo que estos valores se producen por variaciones en el

Muestra	Roca	Unidad	EM	ET	Autor
FO0446	Dolerita Anfíbola	DL	XRF ₁	XRF ₂	Ramírez, 2006
STO225	Espesartita	DL	XRF ₁	XRF ₂	Ramírez, 2006
FCO835	Espesartita	DL	ICP-AES ₃	ICP-AES ₄ /MS ₅	Este trabajo
FO0218B	Espesartita	DL	ICP-AES ₃	ICP-AES ₄ /MS ₅	Este trabajo
STO336B	Espesartita	DL	ICP-AES ₃	ICP-AES ₄ /MS ₅	Este trabajo
TNO713C	Espesartita	DL	ICP-AES ₆	ICP-AES ₇ /MS ₈	Avendaño, 2008
STO329	Dolerita	DD	ICP-AES ₃	ICP-AES ₄ /MS ₅	Este trabajo
3	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
4	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
6	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
7A	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
7B	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
9	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
10	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
11A	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
13	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
16	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
17	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
18B	Basalto	FBA	* ₉	AA ₁₀ / XRF ₁₁	Stern, 1991
FO0432	Basalto	FBA	XRF ₁	XRF ₂	Ramírez, 2006
FO0441A	Basalto	FBA	XRF ₁	XRF ₂	Ramírez, 2006
FO0442A	Basalto	FBA	XRF ₁	XRF ₂	Ramírez, 2006
FO0441Ba	Basalto	FBA	XRF ₁	XRF ₂	Ramírez, 2006
FO0441Bb	Basalto	FBA	ICP-AES ₃	ICP-AES ₄ /MS ₅	Este trabajo
FO0436	Basalto	FBA	ICP-AES ₃	ICP-AES ₄ /MS ₅	Este trabajo
TO50	Basalto	CLP	ICP-AES ₁₁	ICP-AES ₁₁	Prades, 2008
FCO863	Basalto	CLP	ICP-AES ₃	ICP-AES ₄ /MS ₅	Este trabajo
FCO864	Basalto	CLP	ICP-AES ₃	ICP-AES ₄ /MS ₅	Este trabajo

Tabla V-1 Resumen de todas las muestras utilizadas en este estudio y las técnicas analíticas aplicadas en cada caso. Los elementos analizados en cada muestra y en el respectivo tipo analítico son los siguientes: (1) SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅; (2) Ba, Co, Cr, Cu, Nd, Ni, Rb, Sr, V, Y, Zn, Zr; (3) SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅; (4) Ba, Be, Sc, Sr, V, Y, Zr; (5) Ag, As, Bi, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf, Ho, In, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pb, Pr, Rb, Sb, Sm, Sn, Ta, Tb, Th, Tl, Tm, U, W, Yb, Zn; (6) SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Fe₂O, MnO, MgO, Ca, Na₂O, K₂O, P₂O₅; (7) Ba, Sr, Y, Cr, V, Ni, Co, Sc, Cu, Zn, Hf, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Hd, Er, Yb, Lu; (8) Nb, Ta, Th; (9) * Métodos químicos húmedos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, H₂O, CO₂; (10) Ni, Cr, Ba; (11) Rb, Sr, Zr, Nb, Y; (11) SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, LOI, Y, Sc, Hf, Zn, Co, Ni, Ba, Cr, V, Cu, Sr, Zr, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu.

grado de alteración de las muestras. Se ha decidido utilizar los elementos mayores móviles para rocas de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera cuando el valor cuando el valor asociado a especies volátiles como el LOI ó de H₂O y CO₂ no supere los 3,5% en peso. Los datos de EM mayores aportados por Ramírez (2006) para diques de lamprófidio (muestras STO225 y FO0446) y Formación Barros Arana (muestras FO0432, FO0441A, FO0442A, FO0441Ba) han sido analizados mediante la técnica de fluorescencia de rayos X y no tienen datos de LOI ni de H₂O + CO₂, por lo que no se discriminaran y serán usados con precaución. Es importante notar que el dique FO0446 no es un lamprófidio en sentido estricto, y ha sido clasificado en capítulo anterior como dolerita de anfíbola, que se considera como un familiar de las espesartitas, por lo que en este capítulo se analizara dentro del grupo de diques de lamprófidio.

En el caso del dique de dolerita, presenta un alto valor de LOI de 4,22, pero al ser el único análisis para esta unidad se utilizaran sus EM con fines comparativos, con precaución.

Los análisis que siguen a continuación se realizan con los pesos de los óxidos normalizados en base anhidra, tanto las clasificaciones geoquímicas, como la norma CIPW. Cuando se disponía de Fe₂O_{3t} ó FeOt, se tomó como Fe₂O₃ total en la muestra y se mostrara como Fe₂O_{3t}. En el caso que disponía de Fe₂O₃ y FeO se sumo y se considero como Fe₂O_{3t}. En este mismo caso, se calculo la razón Fe₂O₃/Fe₂O_{3t}, la que comprende valores de entre 0,15 y 0,79, con un promedio de 0,41. Consecuentemente, se calculo la norma CIPW considerando una razón fija de Fe₂O₃/Fe₂O_{3t} = 0,40 mediante el software KWare Magma. El numero de magnesio se cálculo de la siguiente manera: #Mg = 100 (Mg²⁺ / (Mg²⁺ + Fe²⁺)), con Fe₂O_{3t} = 1,1113 FeO + Fe₂O₃

V.2 CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES

V.2.1 Lamprófidos

Los lamprófidos corresponden a rocas básicas y ultrabásicas, ya que presentan contenidos muy bajos de SiO₂, variando entre 44,59 (STO225) y 49,31 (FCO835) % en peso. Su contenido de MgO, varía entre 8,52 (FCO835) y 18,94 (STO225) % en peso. Cuentan con un #Mg de entre 52 (FO0218B) y 65 (STO225), y valores para la razón Fe₂O₃t/MgO variando entre 0,69 y 1,18. Sus contenidos de TiO₂ varían entre los 0,93 (TNO713C) y 1,47 (FO0218B) % en peso.

La totalidad de las muestras presentan nefelina (1,92 - 6,17 %) y olivino (12,01 – 30,89 %) normativos, excepto la muestra FO0218B que no exhibe nefelina, pero si hiperstena normativa (Tabla V-2). Esto nos permite clasificar a estos diques como subsaturados en sílice, excepto por FO0218B, que sería saturado en sílice y sugiere una afinidad alcalina para las espesartitas.

Todos los diques de lamprófido presentan diópsido normativo (Tabla V-2). Los diques FO0446, FO0218B y TNO713C presentan valores de entre 1,02 y 1,20 > 1 para la razón Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO), por lo que serían ligeramente sobresaturadas en aluminio, mientras que los diques STO225, FCO835, STO336B presentan razones de Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO) de entre 0,68 y 0,84 < 1 y Al₂O₃/(K₂O+Na₂O) > 1, que los caracteriza como subsaturados en aluminio

En el diagrama TAS (*Total Alkalís versus Sílice*) (Le Bas et al., 1986), los lamprófidos clasifican como picrobasalto y basalto, muy cerca de los límites de los campos de traquibasalto y de tefritas y basanitas. La muestra STO225 cae en el campo de las rocas subalcalinas, muy cerca del límite, mientras que el resto de los diques clasifican como alcalinos, según Irvine y Baragar (1971). (Figura V.1).

Muestra	Unidad	Qz	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Ol	Mt	Il	Ap	suma
FO0446	DL		5.61	20.54	23.93	1.92	7.48		30.13	7.26	2.63	0.55	100.05
STO225	DL		2.59	11.77	14.02	2.42	27.73		30.89	7.59	2.04	0.68	99.73
FCO835	DL		4.01	27.34	18.3	4.61	24.7		12.01	5.87	2.19	0.89	99.92
FO0218B	DL		12.87	22.57	24		14.25	2.2	14.1	6.24	2.8	0.96	99.99
STO336B	DL		2.3	12.95	22.51	4.8	26.98		20.32	6.78	2.42	0.9	99.96
TNO713C	DL		7.32	17.45	24.52	6.17	16.78		19.47	5.66	1.77	0.9	100.04
STO329	DD		6.96	27.3	24.52		12.29	12.12	7.59	5.96	2.82	0.41	99.97
3	FBA		19.77	8.61	12.86	5.14	33.36		9.62	7.27	2.61	0.79	100.03
4	FBA		16.23	24.24	13.25	6.1	20.67		8.61	6.8	2.91	1.16	99.97
6	FBA		32.17	17.62	13.02	2.59	18.95		6.28	5.57	3.01	0.76	99.97
7A	FBA		22.84	29.22	11.89	0.25	14.11		11.17	6.79	2.74	0.96	99.97
7B	FBA	0.78	32.17	10.57	22.49		4.18	19.82		5.93	2.66	1.27	99.87
9	FBA		10.15	17.68	16.71	4.98	33.41		6.66	6.55	2.76	0.94	99.84
10	FBA		11.72	17.88	16.13	5.57	27.84		5.15	6.54	2.93	0.85	94.61
11A	FBA		25.91	14.6	16.78	2.95	16.92		11.46	6.62	3.22	1.51	99.97
13	FBA		0.35	34.47	31.94	2.39	2.47		20.21	5.53	2.19	0.46	100.01
16	FBA		0.65	36.38	24.07	5.62	8.92		15.64	5.47	2.93	0.35	100.03
17	FBA		0.47	16.48	37.05		16.63	9.66	10.84	6.65	2	0.2	99.98
18B	FBA		8.74	23.45	15.95	11.66	23.88		7.84	6.34	0.86	1.24	99.96
FO0432	FBA		10.39	22.41	21.58	1.73	20.6		10.77	8.06	2.89	1.53	99.96
FO0441A	FBA		10.21	18.17	16.94		22.19	3.65	18.95	7.25	1.94	0.7	100
FO0442A	FBA		20.9	1.68	18.72	4.59	29.64		15.7	5.86	2.24	0.7	100.03
FO0441Ba	FBA		24.62	16.97	20.64	2.8	1.71		23.1	7.01	2.3	0.83	99.98
FO0441Bb	FBA		31.64	23.84	16.67		2.73	1.06	14.12	6.36	2.55	0.98	99.95
FO0436	FBA		16.23	26.32	10.92	5.57	24.11		6.82	6.49	2.42	1.09	99.97
TO50	CLP		38.96	19.19	13.59		10.9	0.37	7.47	6.01	1.92	1.09	99.5
FCO863	CLP	0.12	27.03	43.27	9.64		8.59	5.45		3.73	1.26	0.83	99.92
FCO864	CLP		15.64	32.84	16.64	4.23	14.76		7.12	5.81	1.81	1.09	99.94

Tabla V-2 Mineralogía normativa calculada mediante la norma CIPW. Los valores presentados se encuentran en % en peso.

De acuerdo al contenido de K_2O (% en peso), que varía entre 0,39 (STO336B) y 2,18 (FO0218B), en el diagrama de K_2O versus SiO_2 de Peccerillo y Taylor (1976) clasifican como basaltos de K medio y alto, salvo FO0218B, que lo hace como absarocita shoshonítica (Figura V.2). La razón K_2O/Na_2O que varía entre 0,15 y 0,82 y cae en el campo calcoalcalino y shoshonítico (Figura V.3)

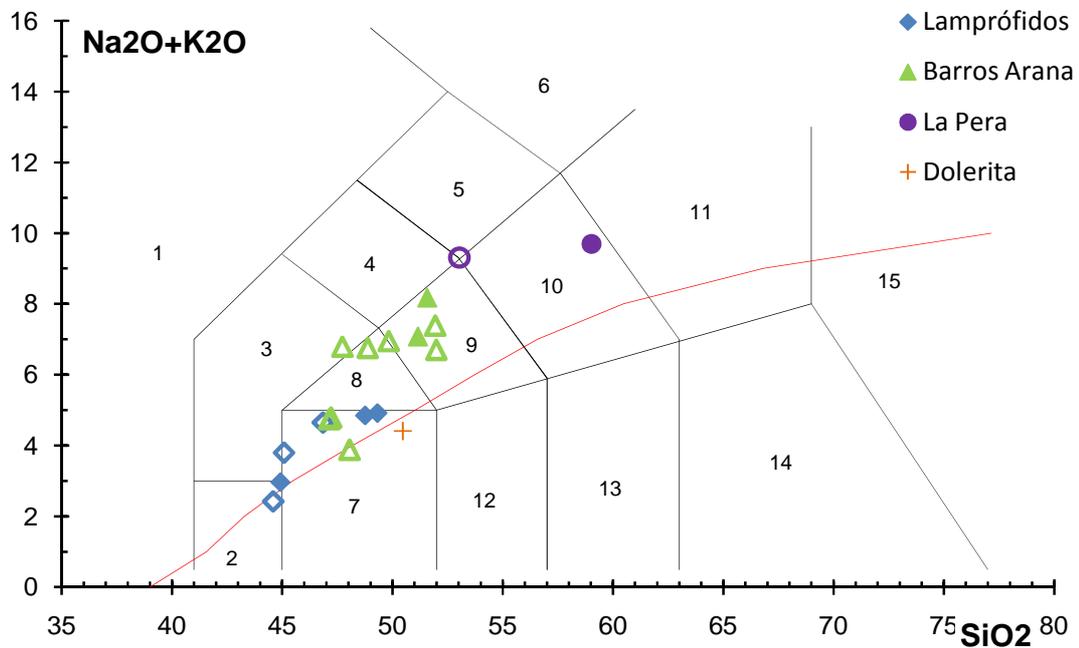


Figura V.1 Diagrama TAS, total álcalis versus SiO_2 (Le Bas et al., 1986). 1 foidita, 2 picrobasalto, 3 tefrita ($\text{ol}<10\%$) o basanita ($\text{ol}>10\%$), 4 fonotefrita, 5 tefrifonolita, 6 fonolita, 7 basalto, 8, traquibasalto, 9 traquiandesita basáltica, 10 traquiandesita, 11 traquita ($q<20\%$) o traquidacita ($q>20\%$), 12 andesita basáltica, 13 andesita, 14 dacita, 15 riolita. Los símbolos sólidos representan a los análisis realizados en este trabajo, mientras que los abiertos representan a los incluidos de la literatura. La línea roja separa campo alcalino de subalcalino (Irvine and Baragar, 1971).

V.2.2 Basaltos de la Formación Barros Arana

Las basaltos de la FBA tienen porcentajes en peso de SiO_2 que van de los 47,13 (FO0442A) a los 51,99 (7B) % en peso, clasificando como rocas básicas e intermedias. Su contenido de MgO (% en peso) varía entre los 5,75 (FO0436) y los 13,02 (FO0441A), y tienen un #Mg que va desde los 38 (FO0432) a los 60 (FO0442A). Sus contenidos de TiO_2 (% en peso) varían entre 1,02 (FO441A) y 1,69 (11A).

Todas las muestras presentan nefelina (0,25 - 6,10 %) normativa, excepto por las muestras FO441A, FO441Bb y 7B, que por su parte son las únicas que poseen hiperstena normativa, lo que sugiere una afinidad alcalina. Todos los análisis indican la

presencia de olivino normativo, excepto 7B, que por su parte es el único que presenta cuarzo normativo (0,78%) (Tabla V-2). Esto permite clasificar a las basaltos principalmente como subsaturadas en sílice, excepto por FO441A y FO441Bb, que serían saturadas en sílice, mientras que 7B sería el único análisis sobresaturado en sílice.

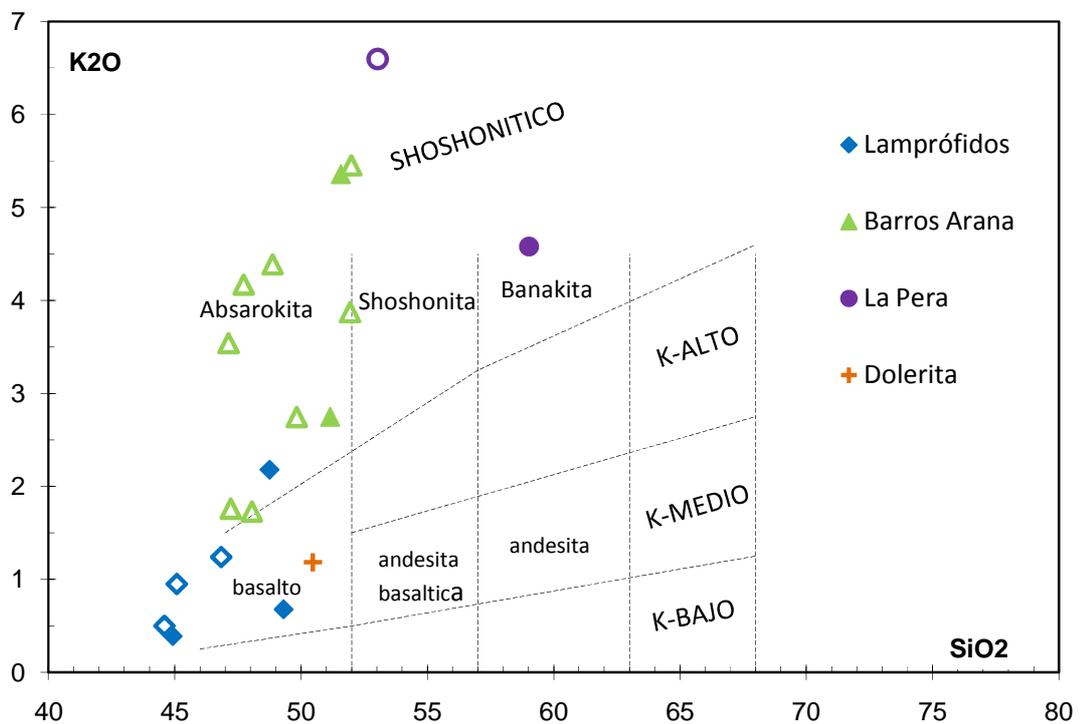


Figura V.2 Diagrama K₂O versus SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976). Los símbolos sólidos representan a los análisis realizados en este trabajo, mientras que los abiertos representan a los incluidos de la literatura.

Las muestras 7A, 7B, FO0441Ba y FO0441Bb muestran valores para la razón $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$ de entre 1,19 a 1,22 > 1, por lo que serían sobresaturadas en aluminio, pese a que todas las lavas analizadas de la FBA presentan diópsido, anortita y carecen de corindón en su mineralogía normativa. El resto de las lavas presentan valores para la razón de $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$ de entre 0,78 y 0,91 < 1, y valores de $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O) > 1$, que las caracteriza como subsaturadas en aluminio.

En el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), los basaltos clasifican principalmente como basaltos, traquibasaltos, traquiandesitas basálticas, salvo la muestra FO0441Ba que cae en el campo de tefritas y basanitas, clasificando de acuerdo a su 18,95 % de olivino normativo como basanita. La muestra FO441A clasifican como subalcalina, muy cerca del límite con las rocas alcalinas, mientras que el resto de las muestras son alcalinas, de acuerdo al límite de Irvine and Baragar (1971) (Figura V.1).

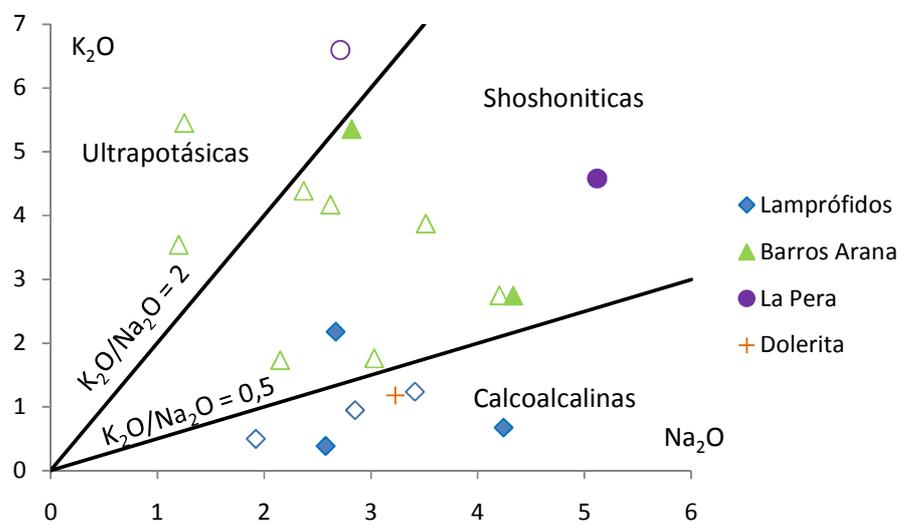


Figura V.3 Diagrama K₂O versus Na₂O. Subdivide las series de rocas ricas en K. Los símbolos sólidos representan a los análisis realizados en este trabajo, mientras que los abiertos representan a los incluidos de la literatura

Los basaltos tienen un porcentaje en peso de K₂O de entre 1,73 (FO441A) y 5,45 (7B), por lo que se grafican en el diagrama de K₂O versus SiO₂ de Peccerillo y Taylor (1976) dentro del campo de las absarquititas. FO441A cae muy cerca del límite con los basaltos de alto K, mientras que 7A, 7B, cercanas al límite con las shoshonitas, todas dentro de la serie shoshonítica. (Figura V.2).

De acuerdo a la razón K₂O/Na₂O, las lavas de la FBA, clasifican como Shoshoníticas, excepto por FO0442A y 7B, que caen en el campo de las rocas Ultrapotásicas (Figura V.3).

V.2.3 Andesitas del Complejo La Pera

Las andesitas del Complejo La Pera presentan valores de porcentaje en peso de SiO₂ de 53,03 (TO50) y 59,02% (FCO863) de SiO₂, por lo que clasifican de acuerdo a su contenido en sílice como rocas intermedias. Presentan contenidos de MgO (%en peso) de 2,23 (FCO863) y 3,81%, y un # Mg de 31 (FCO863) y 32 (TO50). Sus concentraciones de TiO₂ son de 0,65 (FCO863) y 0,99 % en peso (TO50).

Tanto TO50 como FCO863 carecen de nefelina y cuentan con hiperstena normativos, lo que indica una afinidad alcalina. TO50 no tiene cuarzo normativo y presenta olivino, mientras que FCO863 no tiene olivino y presenta cuarzo normativo (tabla V.2.1). Esto clasifica a TO50 como saturada en sílice, y a FCO863 como sobresaturada en sílice.

Las andesitas del CLP tienen valores de la razón Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO) de 0,93 y 0,97 < 1, y Al₂O₃/(K₂O+Na₂O) > 1, además de presentar diópsido y anortita y carecer de corindón en su mineralogía normativa, por lo que se le otorga una leve subsaturación en aluminio.

En el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), la muestra TO50 cae en el límite de los campos de fonotefritas, tefrifonolitas, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas, mientras que FCO863 clasifica como traquiandesita. Ambas clasifican como alcalinas de acuerdo a Irvine and Baragar (1971) (Figura V.1).

Las andesitas contienen porcentajes en peso de K₂O de 6,60 y 4,58 % para TO50 y FCO863 respectivamente. Clasifican como shoshonita y banaquita de la serie shoshonítica en el diagrama de K₂O versus SiO₂ (Peccherillo and Taylor, 1976) (Figura V.2). De acuerdo a la razón K₂O/Na₂O, clasifican como shoshonítica y ultrapotásica (Figura V.3).

V.2.4 Dolerita

El diques de dolerita (STO329) presenta un contenido de SiO₂ (% en peso) igual a 50,47%, cuenta con un valor de MgO (% en peso) igual a 9,18, un #Mg de 53,49, y TiO₂ (% en peso) de 1,48.

Normativamente presenta hiperstena y olivino, mientras que carece de nefelina y cuarzo. Esto la clasifica como saturado en sílice. Posee una razón de Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO) igual a 1,11 > 1, que la clasifica como sobresaturada en aluminio, pese a que presenta anortita y carecen de corindón en su mineralogía normativa.

En el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) clasifica como basalto subalcalino (Figura V.1), mientras de de acuerdo a su contenido de K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976) clasifica como basalto de K-medio (Figura V.2), y por su razón K₂O/Na₂O clasifica como calcoalcalina (Figura V.3).

V.3 DIAGRAMAS DE VARIACIÓN Y CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS TRAZAS

Al igual que en la sección anterior (V.2.), los valores de elementos mayores se han normalizado al 100% sobre una base anhidra. Los diagramas de variación de de abundancia de óxidos y de elementos trazas, se han analizado usando MgO como índice de diferenciación, como es común en rocas básicas. En los diagramas la línea recta negra, representa una regresión lineal que considera aquellas muestras con valores de LOI ó $H_2O + CO_2 < 3,5 \%$. En estos diagramas, las muestras se ilustran con símbolos sólidos, mientras que cuando el LOI (ó $H_2O + CO_2$) superen el 3,5 % se mostraran con símbolos abiertos. La línea azul representa una regresión lineal que considera a todos los análisis de lamprófidos, mientras que la roja representa a basaltos y andesitas de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera. Cuando se presenta una línea verde, ella representa una interpretación del camino evolutivo planteada por el autor. En esta sección también se analizaran las concentraciones de elementos trazas.

De forma general, sin considerar los elementos alcalinos (K_2O y Na_2O), los elementos mayores muestran una buena correlación lineal respecto al MgO, con una dispersión cercana a los 6% en peso de MgO (para algunos basaltos, traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de la Formación Barros Arana) (Figura V.4; Figura V.5).

El Fe_2O_3t , el MnO, Co, Ni, y el Cr muestran una correlación positiva con respecto al contenido de MgO, es decir que la concentración de estos elementos disminuye a medida que los contenidos de MgO disminuyen. Similar es el caso para el CaO, pero con una mayor dispersión (Figura V.4; Figura V.5).

Por su parte, el TiO_2 , el P_2O_5 y los elementos trazas Sc y V muestran una pendiente positiva desde las concentraciones más bajas de MgO, hasta aproximadamente los 6 % en peso de MgO. Para mayores contenidos de MgO, la pendiente pasa a ser negativa (Figura V.4; Figura V.5).

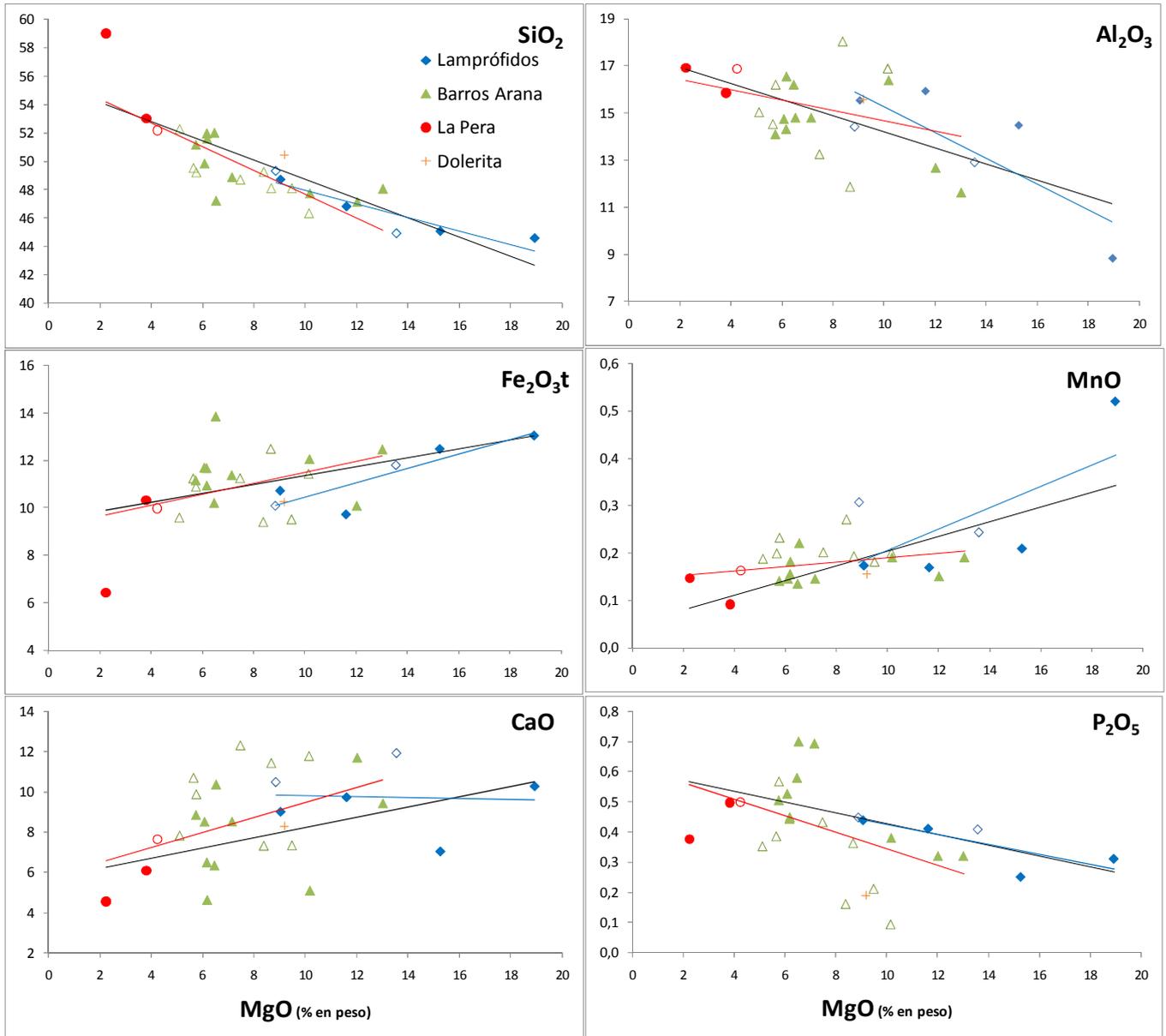


Figura V.4 Diagramas de variación de óxidos mayores versus a MgO. Los valores del eje de las ordenadas de cada grafico representan concentraciones del óxido en porcentaje en peso. La línea negra representa una regresión lineal que considera los análisis que contienen un valor de LOI ó de H₂O+CO₂ menor o igual al 3,5% en peso. Estos mismos análisis son presentados con símbolos sólidos, mientras que para el caso contrario se representan con símbolos abiertos. La simbología presentada en el gráfico de SiO₂ es la misma para el resto de los gráficos. La línea azul representa una regresión lineal que considera a todos los análisis de lamprófidos, mientras que la roja considera a todos los análisis de basaltos y andesitas de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera.

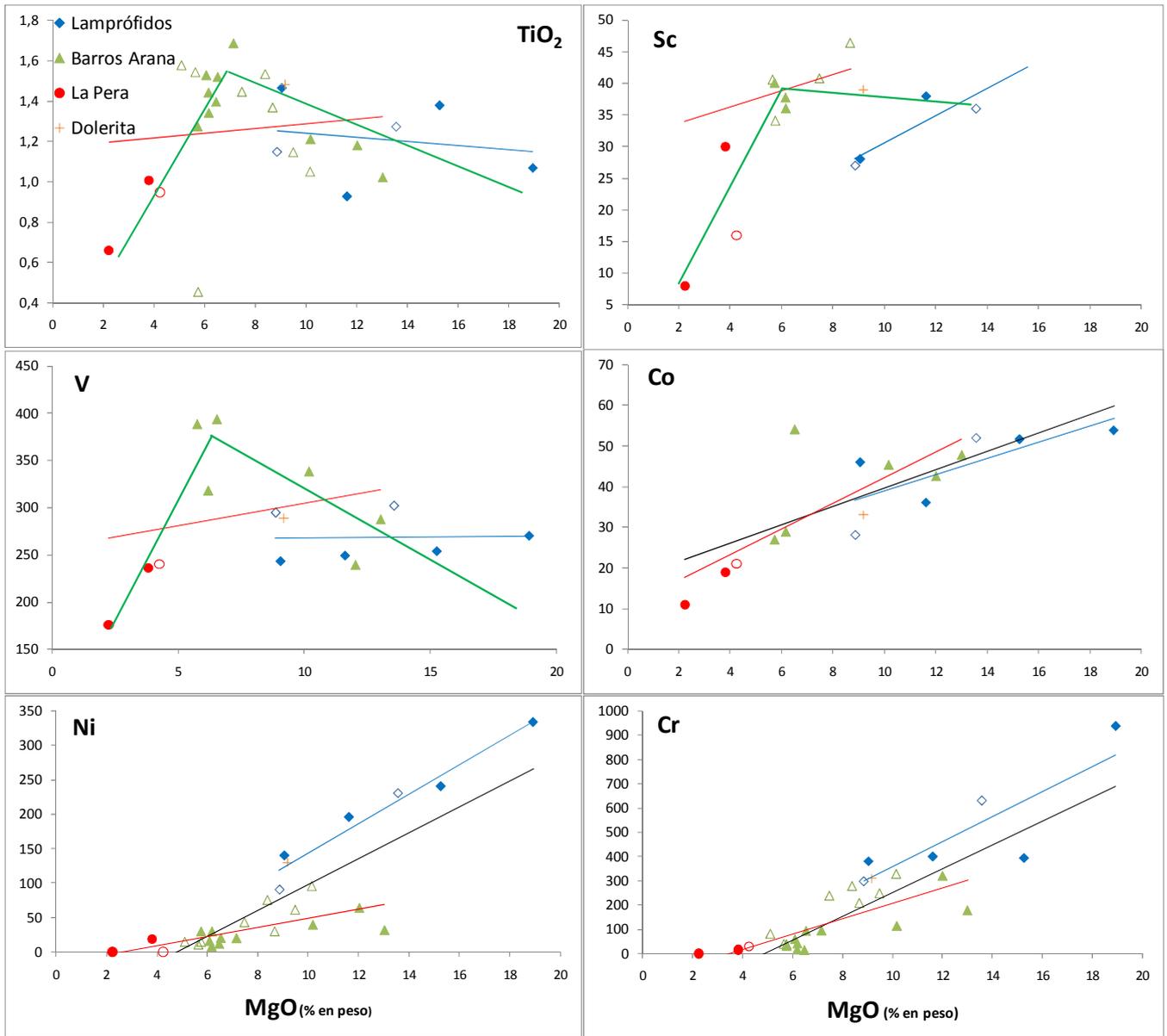


Figura V.5 Diagramas de variación de TiO₂ (% en peso) y elementos menores (ppm), versus a MgO. La línea negra representa una regresión lineal que considera los análisis que contienen un valor de LOI ó de H₂O+CO₂ menor o igual al 3,5% en peso. Estos mismos análisis son presentados con símbolos sólidos, mientras que para el caso contrario se representan con símbolos abiertos. La simbología presentada en el gráfico de TiO₂ es la misma para el resto de los gráficos. La línea azul representa una regresión lineal que considera a todos los análisis de lamprófidos, mientras que la roja considera a todos los análisis de basaltos y andesitas de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera.

Por otro lado, tanto el SiO_2 como el Al_2O_3 muestran una correlación negativa, respecto al aumento de las concentraciones de MgO (Figura V.4).

Los elementos móviles, como el K_2O y el Rb presentan una alta dispersión respecto a una tendencia general lineal negativa. En la Figura V.6, se observa que los valores más altos de K_2O y Rb están representados por símbolos sólidos, mientras que los símbolos vacíos, agrupados por la elipse roja, muestran valores más bajos, independiente de la cantidad de MgO . Ambos grupos muestran una correlación negativa respecto al MgO . La Figura V.7 muestra que a medida que aumenta el valor de LOI ó $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, desde los 3 ó 4%, el contenido de K_2O decrece. Esto sugiere que el metamorfismo de bajo grado sufrido por las rocas supone un evento metasomático que habría empobrecido en K_2O y Rb la química original. Otra opción que podría explicar el comportamiento de estos elementos incompatibles es el efecto de cristalización fraccionada de anfíbolos. Probablemente estos dos fenómenos se encuentran sobreimpuestos.

El Na_2O se presenta con una dispersión aun más alta en relación al MgO . Respecto al contenido de volátiles, desde valores de LOI ó de $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ de entre 3 y 4% se observa que comienza a elevarse el contenido de Na_2O en correlación positiva. Una posibilidad para lo anterior es que el evento metasomático haya introducido Na . En cualquier caso, parece razonable clasificar mediante álcalis las rocas con contenidos menores a 3,5% de LOI o $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}$.

El Ba , se mantiene más o menos constante, con una leve pendiente negativa, variando en las rocas de la Formación Barros Arana, lamprófidos y dolerita entre 48 y 800 ppm, mientras que para el Complejo La Pera supera los 1000 ppm, alcanzando los 2046 ppm (Figura V.6). El Sr presenta una correlación lineal con una muy leve pendiente negativa, con valores entre los 225 y los 855 ppm (indicados en rojo en la figura V.3.2), presentando la más alta dispersión los basaltos de la Formación Barros Arana a los ~ 6 % de MgO , variando desde los 102 a los 2272 ppm, lo que sugiere que durante la evolución magmática no estuvo asociada a procesos de fraccionamiento de plagioclasa.

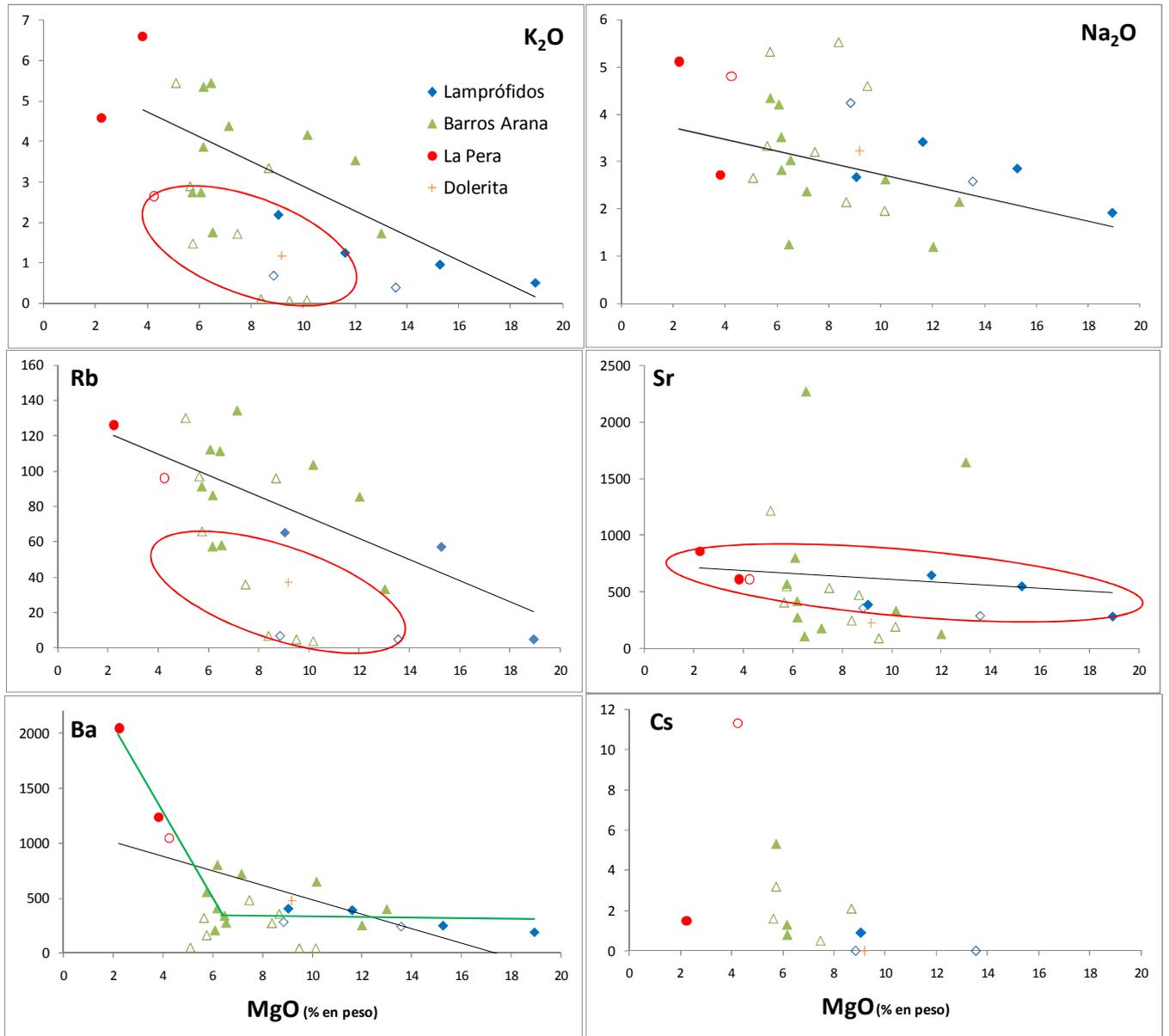


Figura V.6 Diagramas de variación de elementos móviles versus MgO. La simbología es la misma que en la figura V.3.1. Los valores del eje de las ordenadas de cada gráfico representan concentraciones del óxido en porcentaje en peso ó de elementos menores en ppm. La elipse roja agrupa símbolos abiertos

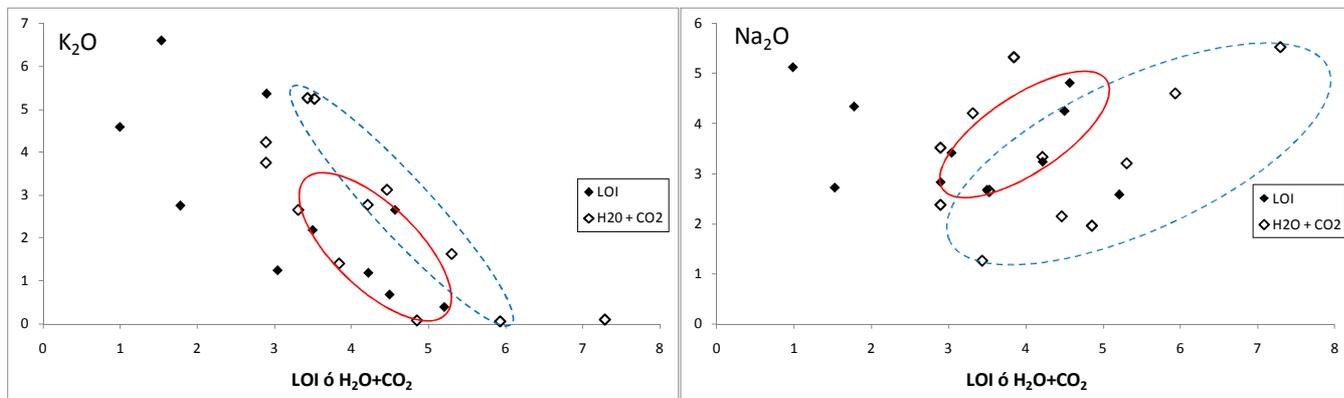


Figura V.7 Diagrama bivalente de óxidos móviles versus LOI ó H_2O+CO_2 , dependiendo de los datos disponibles en la literatura. Los valores del eje de las ordenadas de cada grafico representan concentraciones del oxido en porcentaje en peso, y las abscisas representan concentraciones en porcentajes en peso de LOI ó H_2O+CO_2 . En linea roja continua se agrupan según LOI y en linea azul segmentada se agrupan según H_2O+CO_2 .

El Cs tiene 3 valores bajo el límite de detección (0,5 ppm), para 2 lamprófidos y el dique de dolerita. Tiene valores desde los 0,8 ppm a 5,3 ppm, alcanzando en una andesita del CLP los 11,3 ppm.

El hecho de que el contenido de los elementos altamente compatibles como él Ni, Cr y Co decrezca a medida que decrece el contenido de MgO, y que los lamprófidos sean los que tienen mayores contenidos relativos de ellos, sugiere que los lamprófidos los representan fundidos más primitivo de las unidades estudiadas, y por ello pueden ser considerados como magmas parentales para la suite de rocas volcánicas. La alta concentraciones de estos elementos (Ni = 90-334,20 ppm; Cr = 300-939,70 ppm; Co = 28-33,50 ppm) indican que los lamprófidos más primitivos pueden ser magmas primarios, o al menos derivados directamente de un magma primario producido a partir de la fusión parcial de una fuente mantélica.

El decrecimiento de Fe_2O_3t , CaO y el incremento de SiO_2 durante la evolución magmática (a medida que disminuye el contenido de MgO) se puede explicar por el fraccionamiento de diversas fases silicatadas ferromagnesianas (olivino, clinopiroxeno y anfíbola o biotita) o de óxidos de hierro. El decrecimiento de Ni apoya el fraccionamiento de olivino y piroxeno; el decrecimiento de Co puede ser atribuido al

fraccionamiento de olivino, mientras que el decrecimiento de Cr sustenta el fraccionamiento de clinopiroxeno. Por su parte, el comportamiento del Sc podría indicar que el fraccionamiento de clinopiroxeno sea más fuerte en las fases finales de la diferenciación.

El quiebre del crecimiento de TiO_2 y V, podría explicarse mediante el comienzo de fraccionamiento de titanomagnetita en las rocas básicas e intermedias de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera.

El crecimiento de K_2O , Rb, Ba, y aparentemente de Na_2O se podría explicar mediante el fraccionamiento de minerales con baja concentración de K_2O y Na_2O , como los nombrados anteriormente, pero como se dijo arriba, su alta dispersión puede estar controlada por procesos de metasomatismo. Por su parte, la diferenciación producto de fraccionamiento de plagioclasa no es un proceso a considerar en la diferenciación de acuerdo al incremento de Al_2O_3 , e incremento casi nulo de Sr.

La cristalización fraccionada de apatito parece tener un control más importante en las fases tardías de la evolución magmática, como se observa cuando comienza a decrecer el contenido de P_2O_5 .

V.4 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA

La abundancia de elementos traza en roca ígneas depende de varios factores, como por ejemplo, la composición de la fuente, el grado y mecanismo de fusión parcial y extracción del fundido, el grado de fraccionamiento magmático por cristalización, y el grado de contaminación del magma.

Todas las muestras estudiadas en este trabajo están afectadas por metamorfismo de muy bajo grado, que como se ha visto en la sección anterior obscurecen su signatura geoquímica original. Sin embargo, muchos autores han demostrado que las concentraciones de algunos elementos incompatibles (tales como Th, U, Ta, Nb, P, Hf, Zr, Ti, Y, y Tierras Raras) y metales de transición (Ni, Co, Cr y V) son relativamente inmóviles durante estos procesos secundarios, por lo que pueden ser usados para describir las características geoquímicas primarias de las rocas estudiadas.

En esta sección se realiza la clasificación geoquímica de las rocas utilizando elementos menores, se presentan las razones de elementos trazas, patrones de Tierras Raras y diagramas multielementales de las distintas unidades estudiadas, con el fin de discutir su significado petrogenético.

V.4.1 Clasificación Geoquímica con elementos menores

En el diagrama de Zr/Ti-Nb/Yb (Pearce, 1996), las espesartitas se grafican en la transición de los campos de basaltos subalcalino y basaltos alcalinos. Las rocas de la Formación Barros Arana caen todas dentro del campo subalcalino, clasificándose principalmente como basaltos, excepto por FO0432, FO0441A y 18B, que tienen una razón Zr/Ti más alta, lo que las clasifica como andesitas y andesitas basálticas. Por su parte las muestras del Complejo La Pera están dentro del campo de las andesitas y andesitas basálticas, muy cerca de las muestras de la Formación Barros Arana de alto

Zr/Ti, dentro de la serie subalcalina. El dique de dolerita clasifica como basalto subalcalino (Figura V.8).

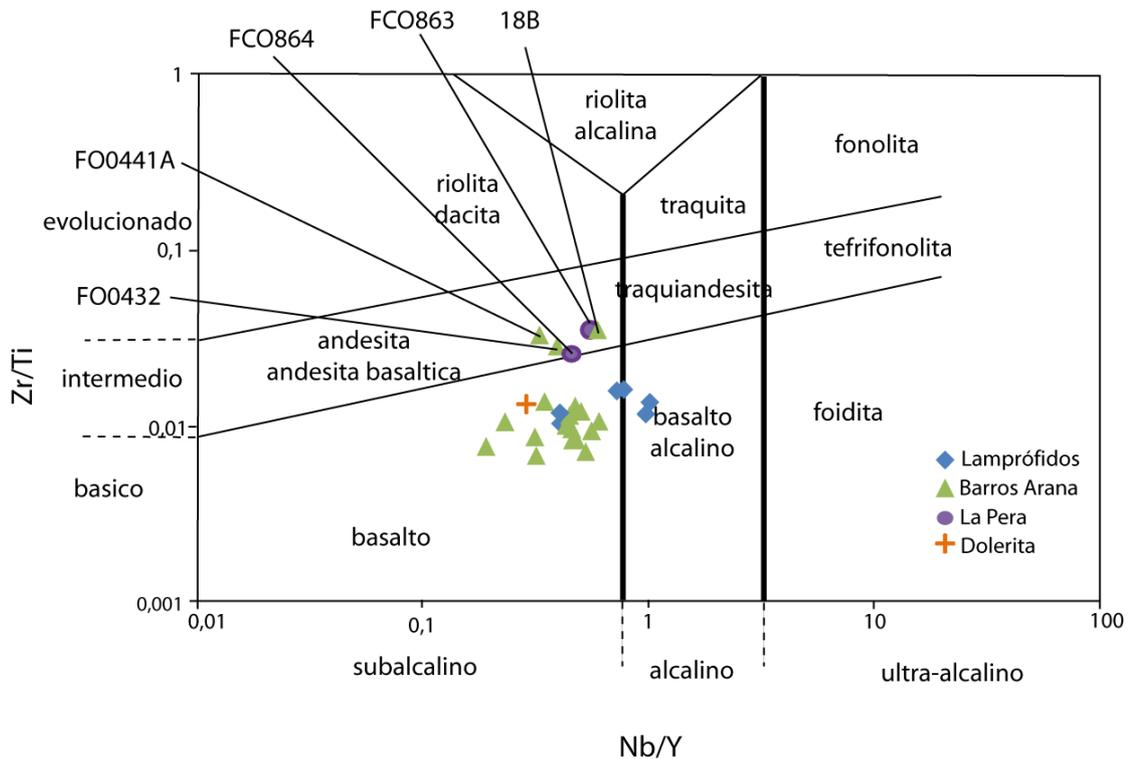


Figura V.8 Diagrama de $Zr/TiO_2-Nb/Yb$, Pearce 1996. Este diagrama es usado como una aproximación mediante elementos inmóviles al diagrama TAS.

El diagrama Th-Co (Hastie et al., 2007), para rocas de arco (Figura V.9), clasifica a los lamprófidios como basaltos de alto-K ó shoshoníticos. La muestra FO0441Bb de la FBA cae en este mismo campo, pero muy cerca del límite con basaltos y andesitas basálticas o andesitas calcoalcalinas, mientras que FO0436 clasifica como andesita basáltica o andesita calcoalcalina. A su vez, las rocas del Complejo La Pera son clasificadas por este diagrama como andesitas basálticas o andesitas, dentro de la serie de alto-K ó shoshonítica. El dique de dolerita es clasificado como basalto calcoalcalino.

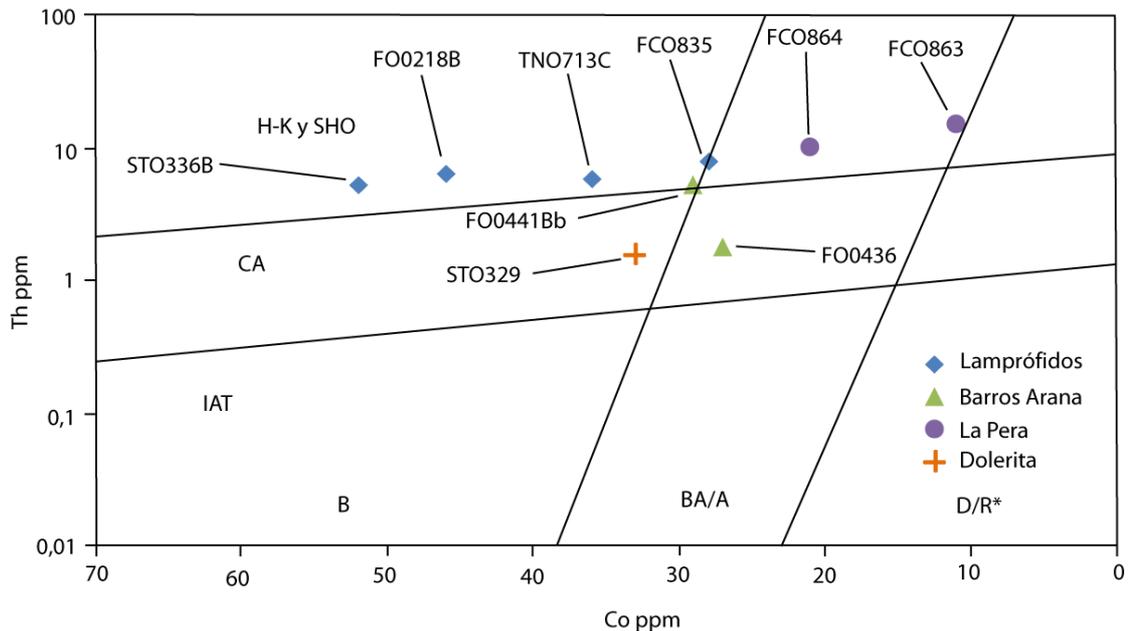


Figura V.9 Diagrama de discriminación Th-Co (Hastie et al., 2007), usado como aproximación mediante elementos traza inmóviles al diagrama K_2O-SiO_2 . B, basalto; BA/A, andesita basáltica y andesita; D/R*, dacitas y riolitas (* indica que latitas y traquitas también caen en el campo D/R). HK, alto potasio; SH, shoshonítico; CA, calcoalcalino; IAT, toleitas de arco de isla.

Para identificar mejor a qué serie de rocas pertenecen las unidades, se han graficado las muestras en los diagramas Th/Yb-Ta/Yb y Ce/Yb-Ta/Yb. (Pearce, 1982). En el diagrama Th/Yb-Ta/Yb (Figura V.10), se observa que todos los diques de lamprófido y muestras del Complejo La Pera caen dentro del campo para rocas shoshoníticas, al igual que la muestra FO0441B perteneciente a la Formación Barros Arana. El resto de las lavas de ésta formación se grafican en el campo calcoalcalino, al igual que el dique de dolerita. El diagrama Ce/Yb-Ta/Yb (Figura V.11) en cambio clasifica como calcoalcalina solo a la muestra del dique de dolerita, mientras que el resto de las unidades caen en el campo de las shoshonitas.

Los lamprófidos (FCO835, FO0218B, STO336B, TNO713C), clasifican en el diagrama Ce/Yb-Sm dentro de la rama de los lamprófidos calcoalcalinos (shoshoníticos), de acuerdo a la clasificación de Rock (1991) (Figura V.12).

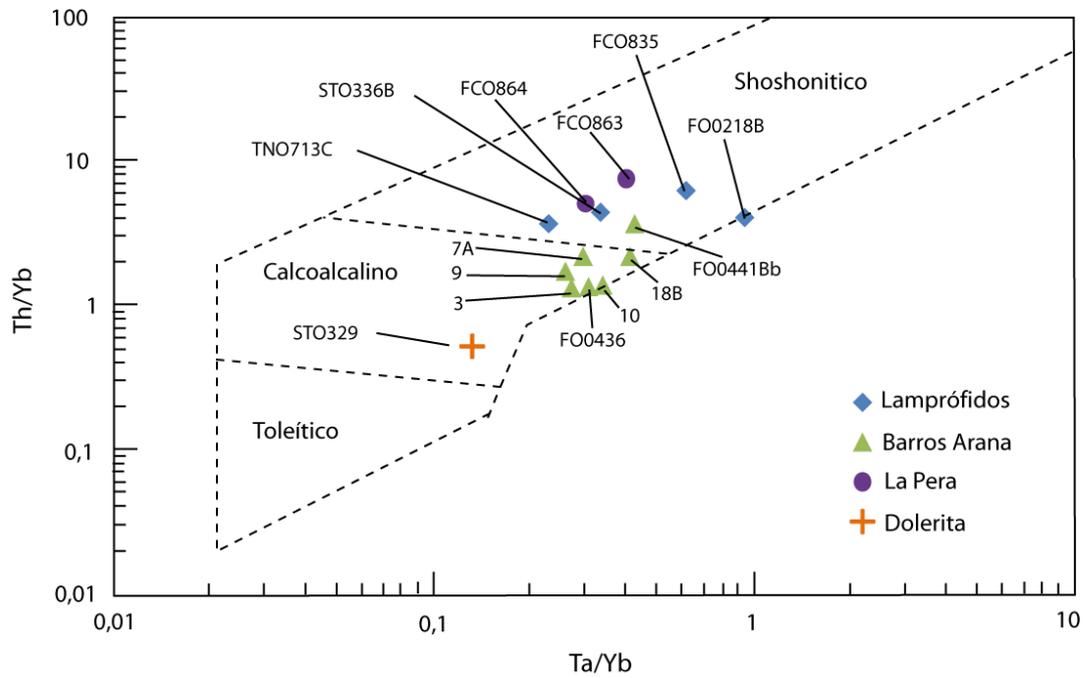


Figura V.10 Diagrama Th/Yb-Ta/Yb. (Pearce, 1982). Permite identificar mediante elementos inmóviles lavas de arco y sus series volcánicas

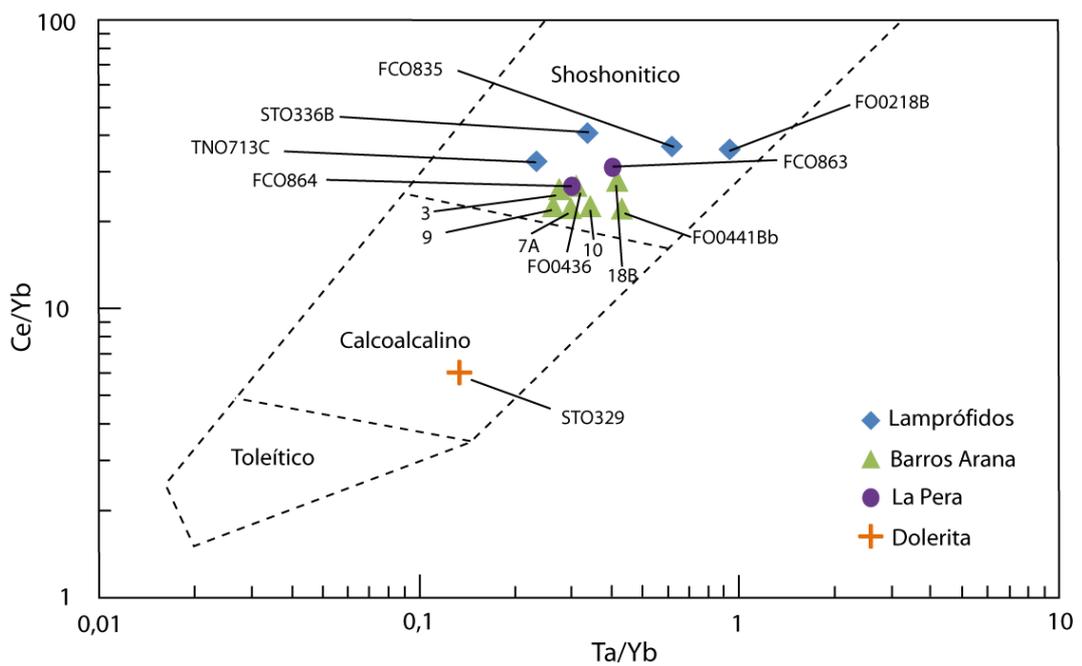


Figura V.11 Diagrama Ce/Yb-Ta/Yb. (Pearce, 1982). Permite identificar mediante elementos inmóviles lavas de arco y sus series volcánicas

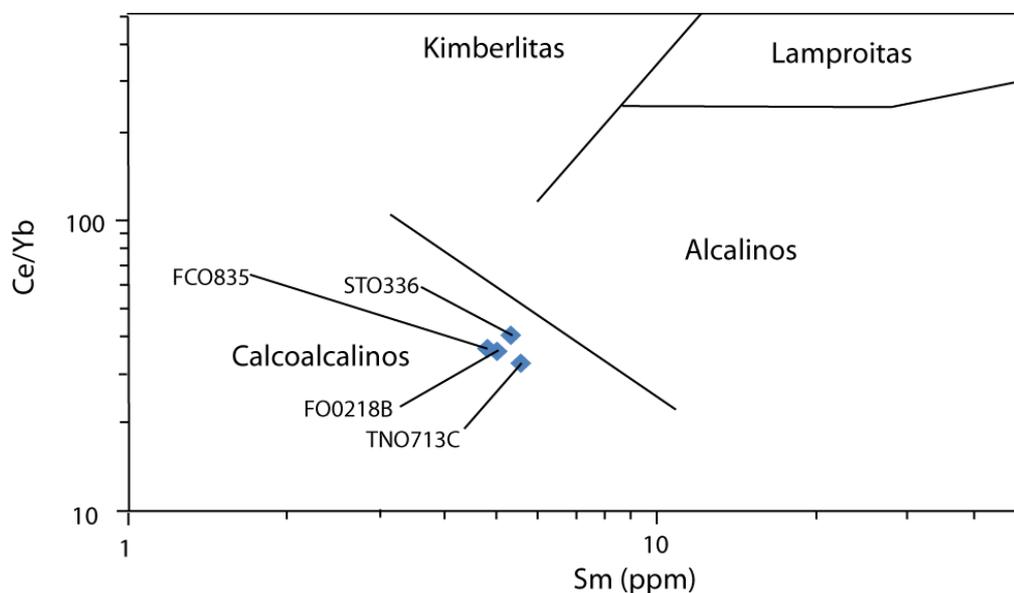


Figura V.12 Diagrama Ce/Yb-Sm. (Rock, 1991). Las muestras de lamprófidus caen en el campo de lamprófidus calcoalcalinos.

V.4.2 Razones elementos menores

La razón Zr/Ti permite agrupar a las unidades en dos grupos, uno de razones más altas que incluye a las andesitas FCO863 y FCO864 del Complejo La Pera y a los basaltos 18B, FO0432 y FO0441A de la Formación Barros Arana, variando entre 0,26 y 0,35. El resto de las muestras, presentan razones Zr/Ti más bajas, variando entre 0,007 y 0,016. Las razones Nb/Yb muestran un continuo que varía entre 0,19 y 1,00. Mientras que las razones Ce/Yb distinguen a la dolerita por su baja razón (6,03) del resto de las unidades, en las que varía entre 22,50 y 40,67.

Las altas razones Cs/Th (0,10-2,94) Ba/Nb (14-186; excluyendo a las muestras 6, 13, 17 y 18B), Sr/Hf (115- 334; excluyendo a la dolerita STO329 y a FO0441Bb) representan altas razones LILE/HFSE para estas unidades, lo que sugiere la participación de un componente de subducción en las génesis magmática de ellas. Esto se ve apoyado por las altas razones La/Yb (8-20,3; excluyendo a la dolerita con

2,4) y Sm/Yb (2,95 – 4,42, excepto para la dolerita con 1,33), que a su vez representan altas razones HREE/LREE.

De acuerdo a las razones Th/Yb las unidades se agrupan en tres grupos, el de valores altos (3,68 – 7,65), en que están los lamprófidos, las andesitas del Complejo La Pera y la muestra FO0441Bb de la Formación Barros Arana, valores medios (1,36 – 2,25), que agrupan al resto de los basaltos de Barros Arana, y al dique de dolerita que tiene el valor más bajo de 0,53.

Las concentraciones de Yb muestran una correlación negativa con el contenido de MgO % en peso (no mostradas), en los lamprófidos y rocas del Complejo La Pera y la Formación Barros Arana. Las espesartitas tienen las menores concentraciones de este elemento compatible, variando entre 1,2-1,61 ppm, subiendo ligeramente con un solape inicial de los basaltos de la Formación Barros Arana que contiene entre 1,3 – 1,92 ppm, alcanzando entre 2 – 20,6 ppm en las muestras de la Formación Barros Arana. La dolerita escapa de la tendencia con la concentración más alta de Yb = 3 ppm. Esto muestra que el enriquecimiento en elementos compatibles es mayor a medida que las composiciones de los magmas van siendo más evolucionadas, lo que sugiere un control en la diferenciación por procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada.

Las razones de elementos medianamente incompatibles como el Ce, Sm, Hf, Gd contra Yb (más compatible) forman una tendencia con relación inversa comparada con el crecimiento de Yb (Figura V.13). Lo anterior apunta a que el aumento progresivo de fusión parcial habría originado a magmas de lamprófidos, a basaltos de la Formación Barros Arana, luego a las andesitas del Complejo La Pera. Sin embargo, la relación se hace menos evidente en las razones de concentraciones de elementos más incompatibles como el La, Nb, U, Th con el Yb (Figura V.13), donde se presentan tendencias distintas dependiendo de cada unidad, pero con similar pendiente.

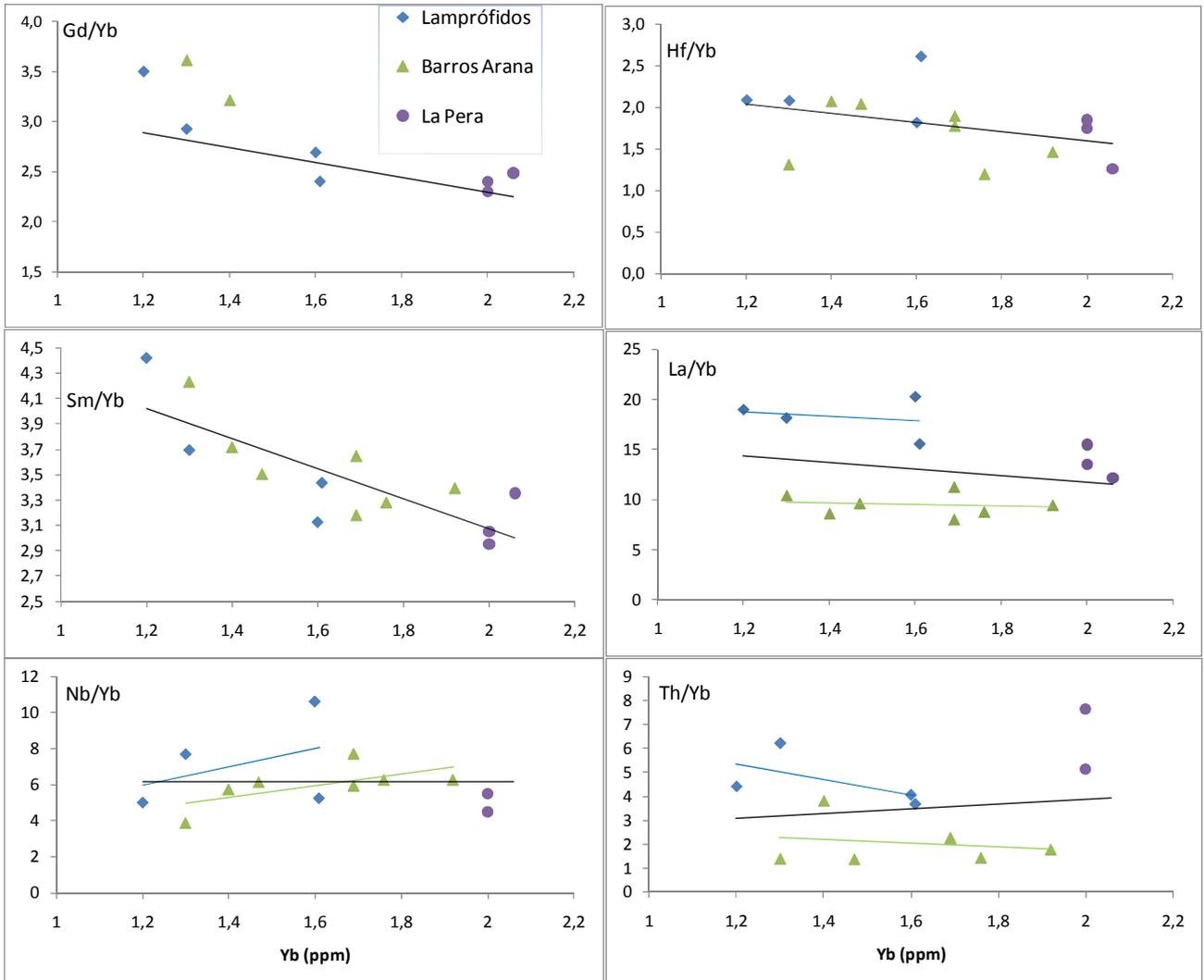


Figura V.13 Gráficos vibriantes de razones de elementos incompatibles contra compatible (Yb) versus Yb. La simbología del primer diagrama es la misma para todo el resto de los gráficos de la figura. Las líneas negras representan regresiones lineales, y las rojas son interpretaciones del autor.

La razón Nb/Yb es la que menos varía (entre 4 y 10), probablemente debido a que el Nb es un elemento conservativo y su comportamiento este mostrando procesos relacionados con la deshidratación de la placa subductada. Las razones La/Yb, U/Yb y Th/Yb, muestran una tendencia general negativa contra la concentración de Yb (Figura V.13). Los diques de lamprófido calzan con las tendencias sugeridas por los elementos medianamente incompatibles. Sin embargo, los basaltos de la Formación Barros Arana muestran menores razones a las esperadas y por el contrario, las lavas del CLP muestran mayores razones. Esto puede ser explicado ya sea por heterogeneidades en la fuente, con mayor o menor concentración de minerales metasomáticos que aportan elementos fuertemente incompatibles, como la anfíbola o la flogopita; o bien por el fuerte fraccionamiento de minerales con altos coeficientes de partición con este tipo de elementos (e.g anfíbola) que podría explicar las razones más bajas para los basaltos de la Formación Barros Arana.

La hipótesis del aporte de una componente de subducción es reforzada por las altas razones Ce/Ta (52,50 -140,54) ,Th/Ta (4,00 -19,13) y Th/Nb (0,20-1,39), similares a basaltos de márgenes activos (Ce/Ta sobre 60, Th/Nb sobre 0.2 y Th/Ta sobre 3.5) (Pearce, 1982), excluyendo al lamprófido FO0218B (Ce/Ta 38,00; Th/Ta 4,33 ; Th/Nb 0,38) y la dolerita STO329 (Ce/Ta 45,25 Th/Ta 4,00 ; Th/Nb 0,20) que muestran las razones más bajas. La componente de subducción también se ve reflejada por las razones La/Nb (0,91-3,80) y Ba/Nb (4,44-186,00), similares a rocas ígneas de arco alrededor del mundo, y alcanzando siempre razones mayores que la mayoría de las rocas ígneas intraplaca (La/Nb = 0.5–2.5 y Ba/Nb = 1).

V.4.3 Patrones de Tierras Raras

Los patrones de elementos de Tierras Raras (REE, *Rare Earth Elements*) presentados a continuación, se encuentran normalizados a condrito (Sun and McDonough, 1989).

El contenido más bajo de REE (Σ REE), considerando solo a muestras con datos de todas las REE, es presentado el dique de dolerita (STO329), con un valor de 66,39 ppm. En el resto de las unidades, varía entre 88,31 y 155,36 ppm, exhibiendo los valores más altos las andesitas del Complejo La Pera, que superan los 147,91 ppm. Las espesartitas contienen valores de intermedios de entre 118,88 (FCO835) y 139,83 (FO0218B) ppm, mientras que los basaltos de la FBA tienen los valores más bajos, que varían entre 88,31(FO0441Bb) y 97,82 (FO0436) ppm.

a. Lamprófidos

El patrón de Tierras Raras es paralelo y estrecho en todas las muestras de las espesartitas (Figura V.14), lo que sugiere que ellas tienen un origen común, y permite considerar que las concentraciones de REE no fue afectado por eventos metamórfico y/o alteración. En términos generales, el patrón se caracteriza por su pendiente negativa, sin anomalías mayores. Se observa un alto enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE, *Light Rare Earth Elements*), con contenidos de La variable entre 100 y 137 veces condrito. Estos elementos presentan una leve pendiente negativa que incluye a las tierras raras medianas (MREE, *Middle Rare Earth Elements*), con una razón $(La/Nd)_N$ de entre 1,70 y 2,64, y $(La/Dy)_N$ de entre 7,88 y 9,68. Por su parte, las tierras raras pesadas (HREE, *High Rare Earth Elements*), tienen una pendiente casi nula y sufren un fuerte empobrecimiento que separa a las espesartitas en dos grupos, con contenidos de Yb de 1,2 y 1,61(7 y 9 veces condrito), y de Lu entre 6,3 y 9,8 ppm. La razón $(La/Yb)_N$ alcanza los valores más altos dentro de las muestras estudiadas, oscilando entre 11,14 (TNO713C) y 14,57 (FO0218B). Además, existen muy ligeras anomalías negativas de Sm y Dy o Ho ($Sm/Sm^* 0,80$ y $0,87$; $Dy/Dy^* 0,79$ y $0,87$). No

se observa anomalía de Eu, mostrando valores de Eu/Eu^* de entre 0,87 (STO338B) y 1,09 (FCO835).

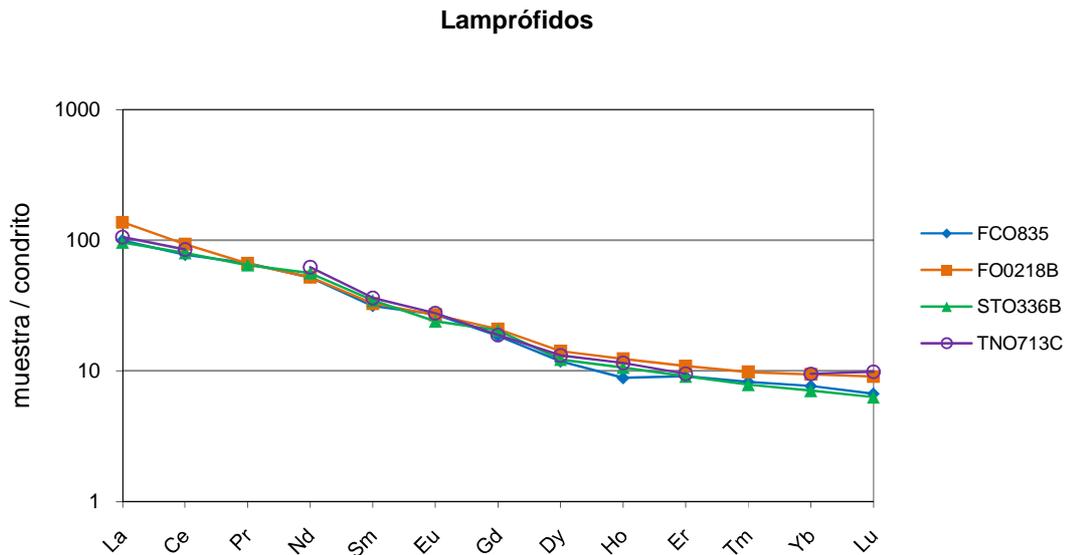


Figura V.14 Patrón de REE en espesartitas. Normalización de valores de REE se encuentra realizada respecto a Sun y Mcdonough (1989)

b. Complejo La Pera

Las andesitas del Complejo La Pera muestran un patrón muy similar al presentado por los lamprófidos, con un enriquecimiento en LREE con similares contenidos de La y Ce (Figura V.15; Figura V.18), mientras que se muestra ligeramente más enriquecida en el resto de REEs. Muestra una leve pendiente negativa general, que al igual que en los lamprófidos incluye las MREE, con una razón $(La/Nd)_N$ de entre 1,30 y 1,90, y $(La/Dy)_N$ de entre 6,58 y 8,98, y un aplanamiento del en las HREEs, formando una línea de baja pendiente entre Dy y Lu, con una razón $(Dy/Lu)_N$ de entre 1,23 y 1,32.

Al igual que en los lamprófidos, se observan ligeras anomalías negativas de Sm y Dy (Sm/Sm* 0,79 y 0,83; Dy/Dy* 0,78 y 0,84). En ninguna muestra se observa anomalía de Eu, a pesar del valor de Eu/Eu* de 0,77 que posee TO50, quizás enmascarado por el mayor contenido de Gd. La razón $(La/Yb)_N$ es levemente inferior a la de lamprófidos, variando entre 8,71 (TO50) y 11,12 (FCO863).

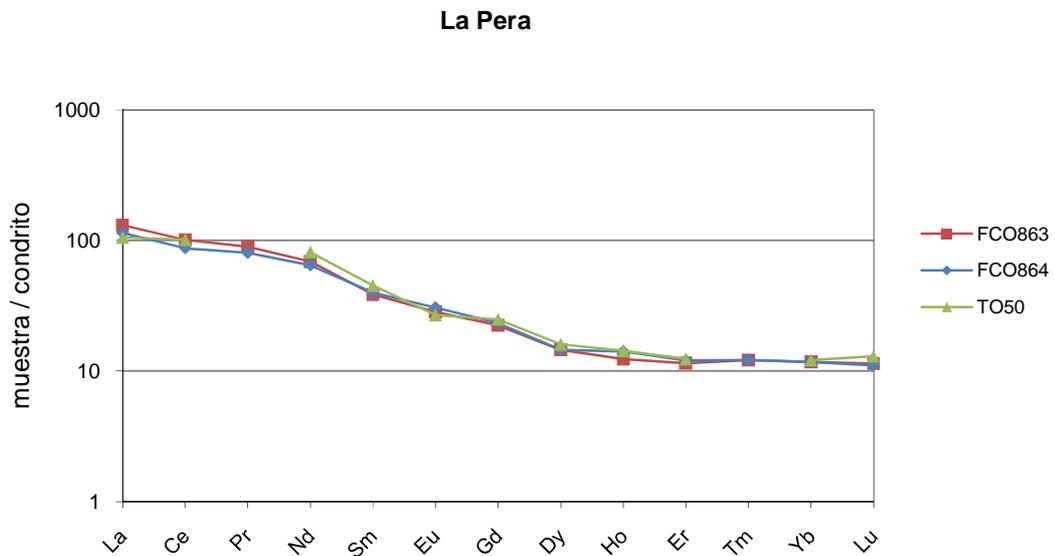


Figura V.15 Patrón de REE en basaltos del Complejo La Pera. Normalización de valores de REE se encuentra realizada respecto a Sun y McDonough (1989).

c. Formación Barros Arana

Los basaltos de la Formación Barros Arana presentan una geometría muy similar a las unidades anteriores, (Figura V.18). Muestran un enriquecimiento parejo de LREE (La a Nd), levemente menor al de las espesartitas, formando una recta casi sin pendiente en el gráfico (Figura V.16), con una baja razón $(La/Nd)_N$ de entre 1,70 y 2,64, y con valores de La de entre 50 y 80 veces condrito. Las MREE y HREE presentan valores que se solapa con los de valores de los DL. La muestra FO0441Bb presenta una ligera anomalía negativa de Eu, con un Eu/Eu* de 0,76, mientras que FO0436 no la presenta

(Eu/Eu* = 0,92). La razón (La/Yb)_N varía entre 5,77 (7A) y 7,50 (FO0436), siendo menor que las encontradas en andesitas del Complejo La Pera y basaltos de la Formación Barros Arana.

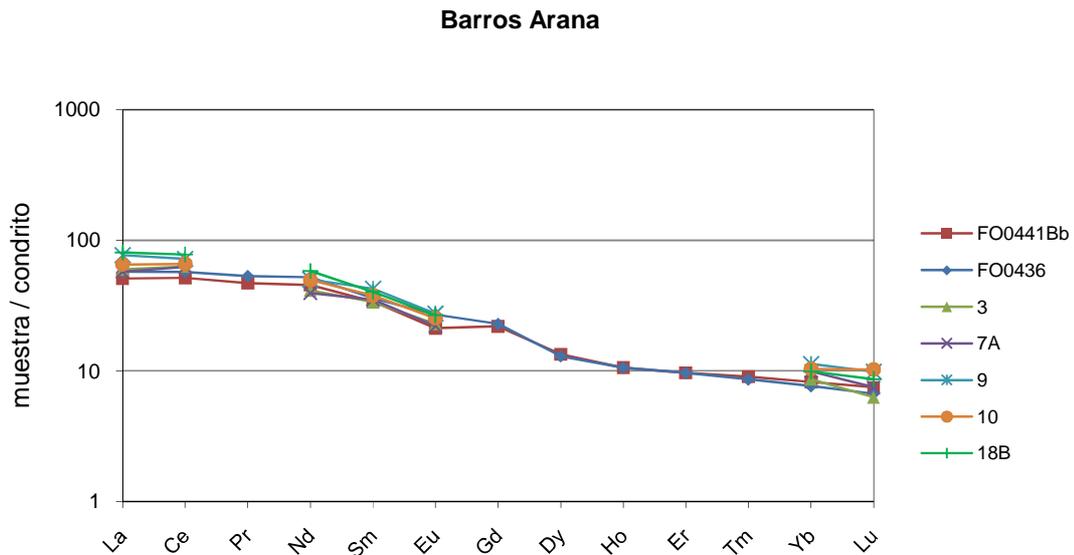


Figura V.16 Patrón de REE en basaltos de la Formación Barros Arana. Normalización de valores de REE se encuentra realizada respecto a Sun y Mcdonough (1989)

d. Dique de Dolerita

La muestra de dolerita presenta un patrón de REE muy distinto al resto de las unidades (Figura V.18). Es bastante plano, no se observan anomalías, y cuenta con contenidos de La de 30,80 y de Lu de 18,50 veces condrito. La razón (La/Yb)_N tiene un bajo valor de 1,75 (Figura V.17).

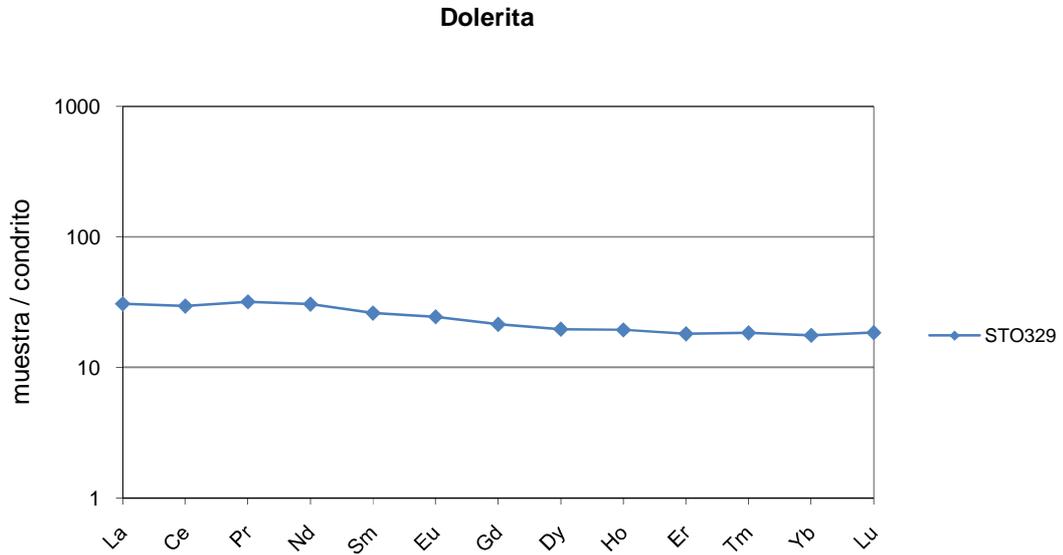


Figura V.17 Patrón de REE en el dique de dolerita. Normalización de valores de REE se encuentra realizada respecto a Sun y McDonough (1989)

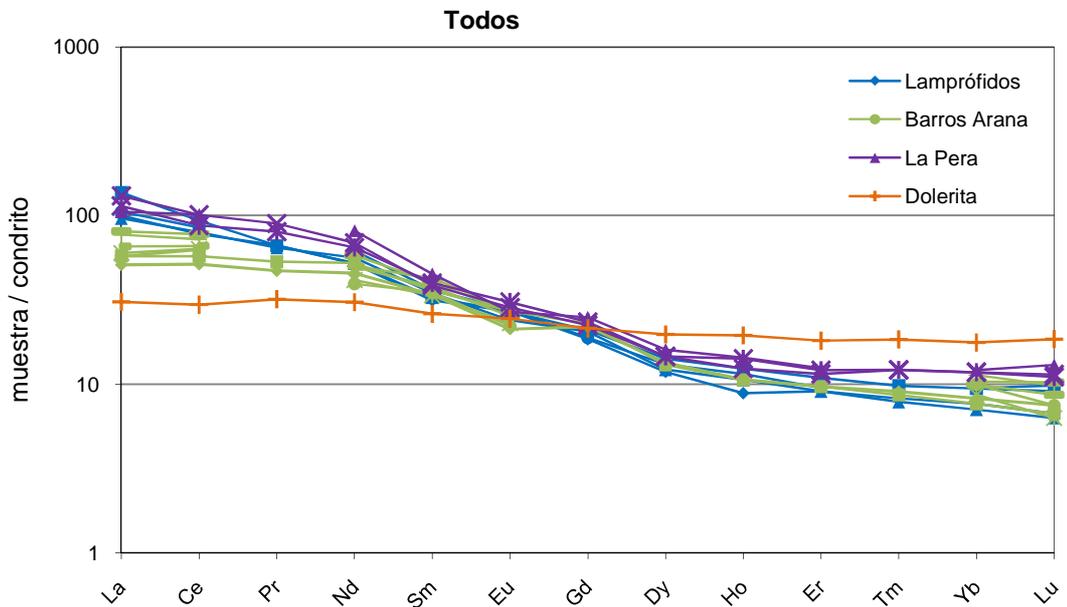


Figura V.18 Patrón de Tierras Raras normalizado a condrito (Sun and McDonough, 1989). Se grafican todas los datos separados por unidades.

V.3.4. Diagramas Multielementales

Los diagramas multielementales se encuentran normalizados a Manto Primitivo y a N-MORB (Sun and McDonough, 1989). Se presentaron y analizaron por unidades primero los normalizados al manto primitivo y enseguida los normalizados al N-MORB.

a. Lamprófidos

Los DL presentan una pendiente general negativa en el diagrama multielementales normalizado a manto primitivo. Se observa un enriquecimiento general en los LILEs, pese a que los elementos más móviles (e.g. Rb, Ba, K) se encuentran más dispersos. Los contenidos más bajos de estos elementos corresponden a las muestras FCO835, STO336B, STO225, que tienen los mayores contenidos de LOI (>3,5 % en peso), por lo que su menor enriquecimiento se podría explicar como efecto del metamorfismo y/o alteración. Los HFSE se encuentran empobrecidos relativos al manto primitivo, y el patrón presentado en este diagrama (Figura V.19) se caracteriza por presentar anomalías negativas de Nb-Ta-Ti, y en el caso de TNO713C una fuerte anomalía de Zr, la anomalía más marcada de Ti, y es la única muestra en que la anomalía de Ta es más marcada que la del Nb. La anomalía negativa de Nb-Ta-Ti es una signatura geoquímica típica de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados a subducción (Wilson, 1989) y una característica asociada a rocas de arco volcánico (Best, 2003). También es una característica de los lamprófidos calcoalcalinos (Rock, 1991).

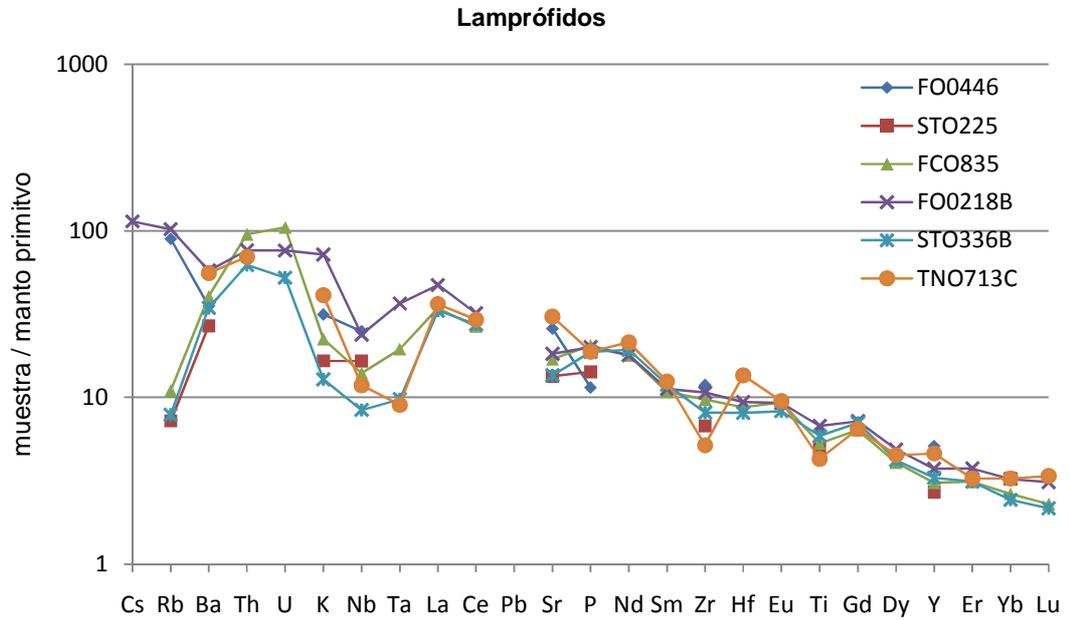


Figura V.19 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) en lamprófidos.

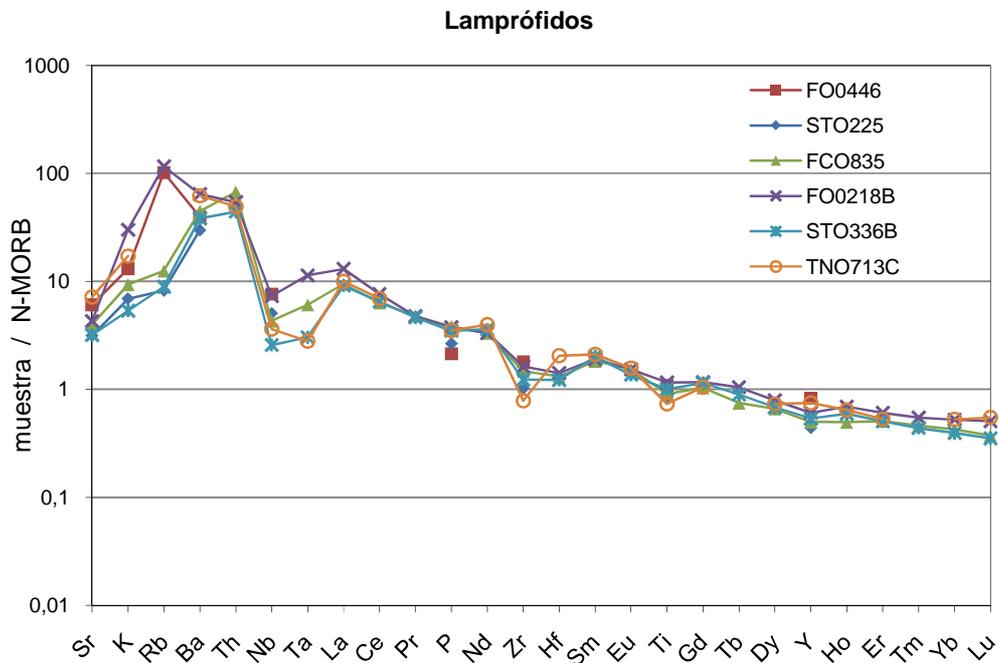


Figura V.20 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a N-MORB (Sun and McDonough, 1989) para Lamprófidos.

Respecto ahora al diagrama multielementales normalizado a MORB, los lamprófidos muestran un comportamiento muy similar, con un enriquecimiento en los LILEs, pese a una dispersión en los LILEs móviles como el Rb, K, Ba, mostrado por las muestras STO336B, STO225 y FCO835, y un empobrecimiento en las HFSEs. Presentan grados variables de anomalías negativas de Nb-Ta-Ti, siendo la más débil para el lamprófido FO0218B. Todos los lamprófidos presentan anomalía negativa de Zr-Hf, excepto por TNO713C que presenta solamente anomalía negativa de Zr, siendo ésta la más marcada.

b. Formación Barros Arana

Los basaltos de BA presentan un comportamiento general en el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo respecto a los lamprófidos. Las muestras 6, 13, 16, 17 (LOI >3,5) presentan menores contenidos de elementos móviles (Rb, Ba, K) relativo al manto primitivo que el resto de los basaltos de esta unidad, en particular similares contenidos de Rb y menores de Ba y K respecto a los lamprófidos FCO835, STO336B y STO225 (los de mayor LOI). Obviando estas muestras, se observa un enriquecimiento en los LILEs, con anomalías negativas Th-U, y Nb-Ta-Ti. Las muestras 10 y FO0436 además presenta una anomalía negativa de Zr-Hf. Las concentraciones de Sr, P y Zr respecto al manto primitivo son altamente variables. (Figura V.21). Los contenidos de Th y U respecto al manto primitivo son variables, pero de los más bajos dentro de las unidades, siendo comparables los de la muestra FO0436 con los de la dolerita (Figura V.27).

En cuanto al diagrama normalizado a N-MORB, las lavas de la Formación Barros Arana, muestran un patrón muy similar a los lamprófidos (Figura V.28), con una pendiente negativa, mostrando un enriquecimiento general de los LILEs y un empobrecimiento relativo en las HFSEs. El Sr muestra una gran dispersión con valores de 1 hasta 25 veces MORB. Los LILEs móviles también muestran gran dispersión, especialmente en las muestras 17, 13 y 16. Pese a esto se observan anomalías negativas de Nb-Ta-Ti y Zr-Hf (Figura V.22).

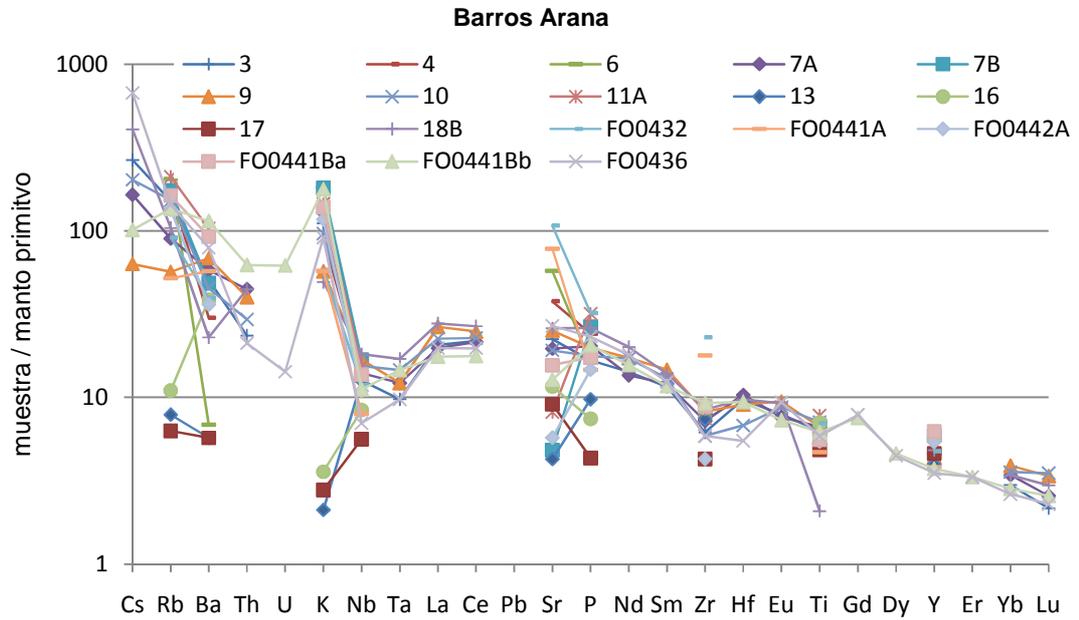


Figura V.21 Diagrama multielementales de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) en basaltos de la Formación Barros Arana.

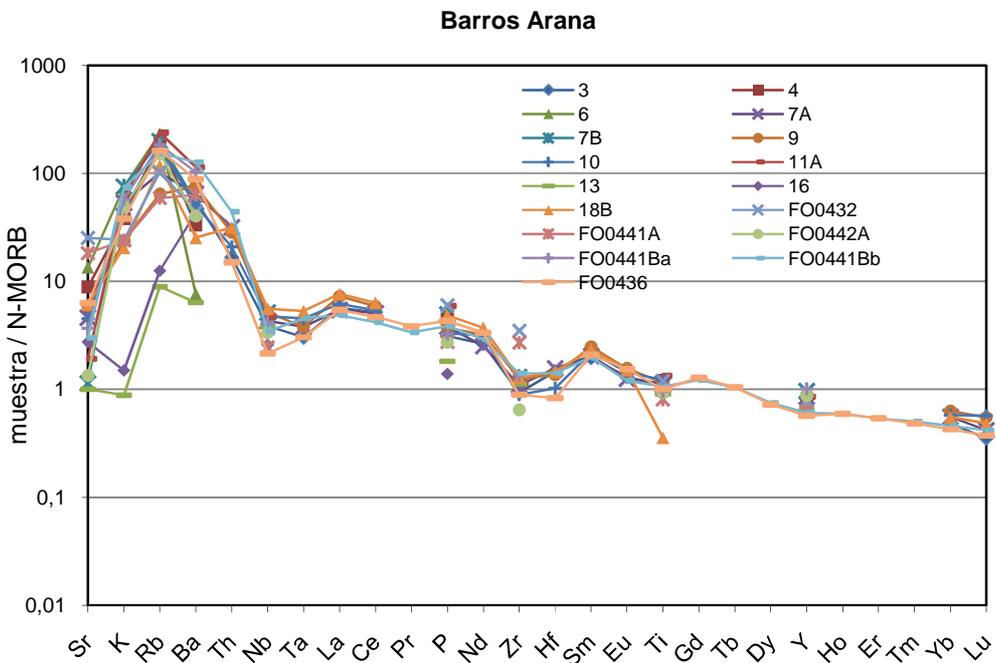


Figura V.22 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a N-MORB (Sun and McDonough, 1989) para basaltos en la Formación Barros Arana

c. Andesitas del Complejo La Pera

Las andesitas del Complejo La Pera presentan un patrón de normalización similar al de lamprófidos, y muy similar entre si (Figura V.27, Figura V.23) en el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo. Exhiben un enriquecimiento en LILE, con contenidos > 100 veces que el manto primitivo y un empobrecimiento de los HFSE. Presentan pequeñas anomalías negativas de Th, y más marcadas de Nb-Ta-Ti. La muestra FCO863 (LOI = 0,99) y FCO864 (LOI = 4,57) tienen un patrón casi paralelo, pero con los LILEs de FCO864 ligeramente menos enriquecidos. Esto da cuenta de que el metamorfismo en las rocas analizadas formo un sistema cerrado, con muy poco metasomatismo en los elementos trazas. La muestra TO50 exhibe una anomalía Zr-Hf (Figura V.23). FCO863 es la única muestra con contenidos de Pb sobre el límite de detección en todas las unidades estudiadas, mostrando una anomalía positiva.

En el caso del diagrama de elementos incompatibles normalizado a N-MORB, las andesitas del Complejo La Pera, muestran un patrón similar a los de lamprófidos y al de basaltos de la FBA, aunque presentan un enriquecimiento mayor en LILEs, con valores más altos para K,Rb,Th (Figura V.28). Presentan además anomalías negativas de Nb-Ta-Ti, y de Zr-Hf. Los HFSEs se encuentran empobrecidos, pero en menor medida que los lamprófidos y los basaltos de la Formación Barros Arana (Figura V.24)

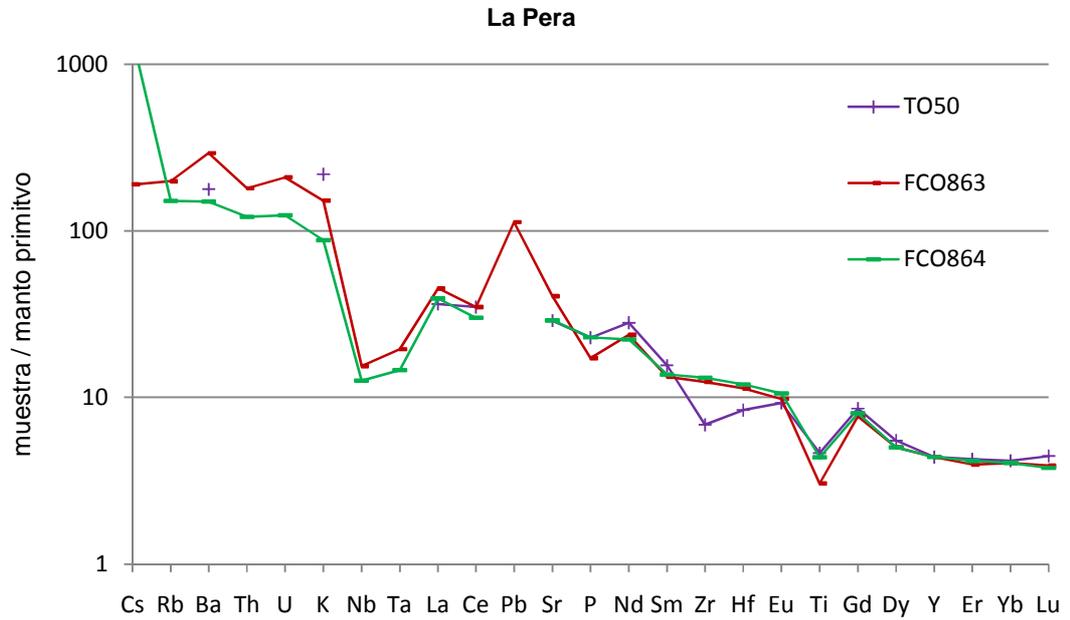


Figura V.23 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) en basaltos del Complejo La Pera.

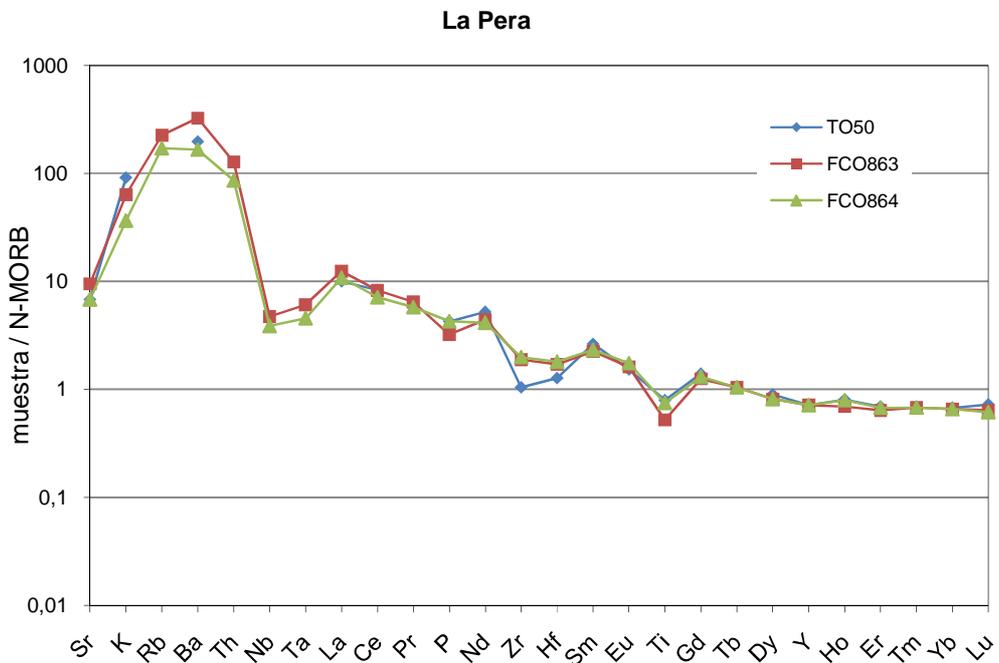


Figura V.24 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a N-MORB (Sun and McDonough, 1989) para basaltos en la Formación Barros Arana

d. Dique de Dolerita

La dolerita presenta un patrón en el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo de muy leve pendiente negativa (Figura V.25), siendo los LILE enriquecidos en menor medida que en el resto de las unidades estudiadas, aunque con concentraciones respecto al manto primitivo similares a los basaltos de la Formación Barros Arana menos enriquecidos en Rb, Ba, Th, U, K, Nb, Ta, mientras que los HFSEs son menos empobrecidos que el resto de las unidades (Figura V.27)

En el caso del diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a N-MORB, el dique de dolerita muestra un enriquecimiento en HFSEs, especialmente de K, Ba y Th, mostrando anomalía negativa de Rb (Figura V.26), con concentraciones de estos elementos relativas a NMORB similares a los basaltos de la FBA (Figura V.28), y contenido de HFSEs respecto a NMORB cercano a la unidad.

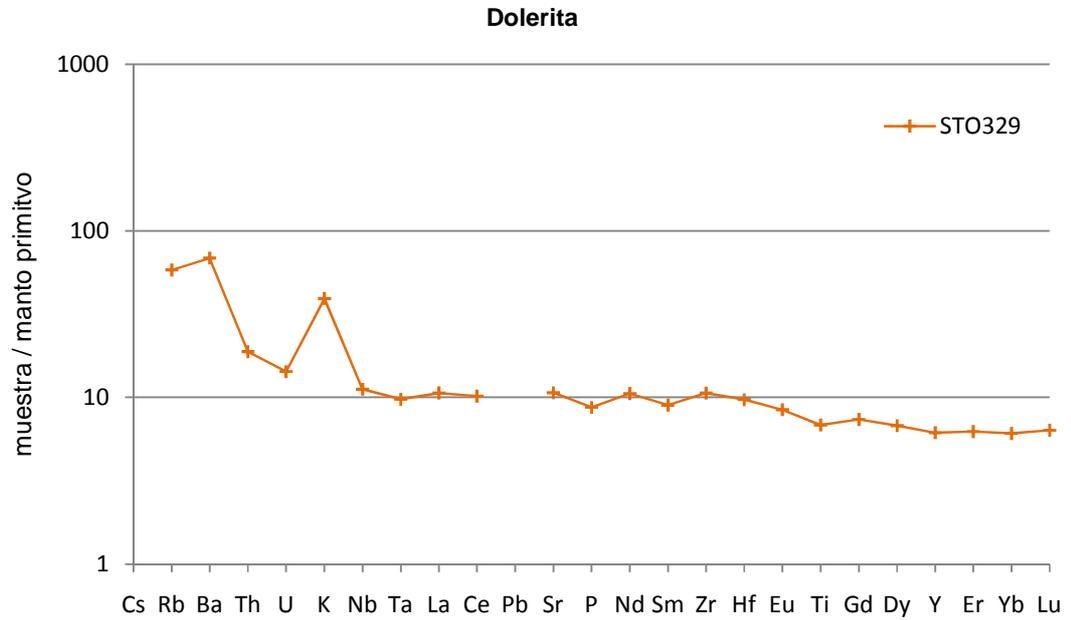


Figura V.25 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) en el dique de Dolerita.

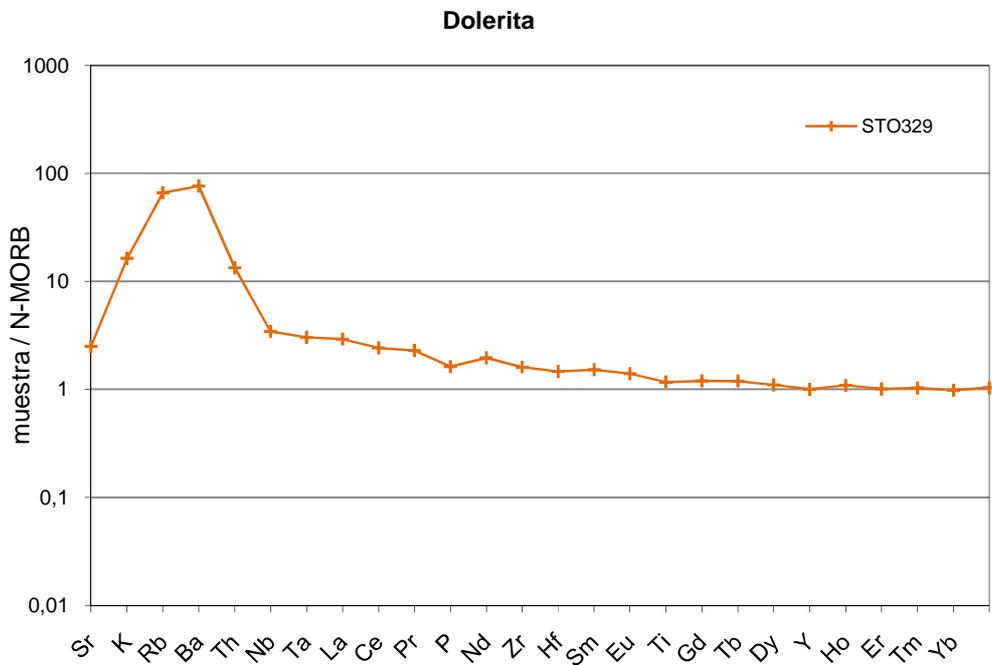


Figura V.26 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a N-MORB (Sun and McDonough, 1989) para el dique de Dolerita.

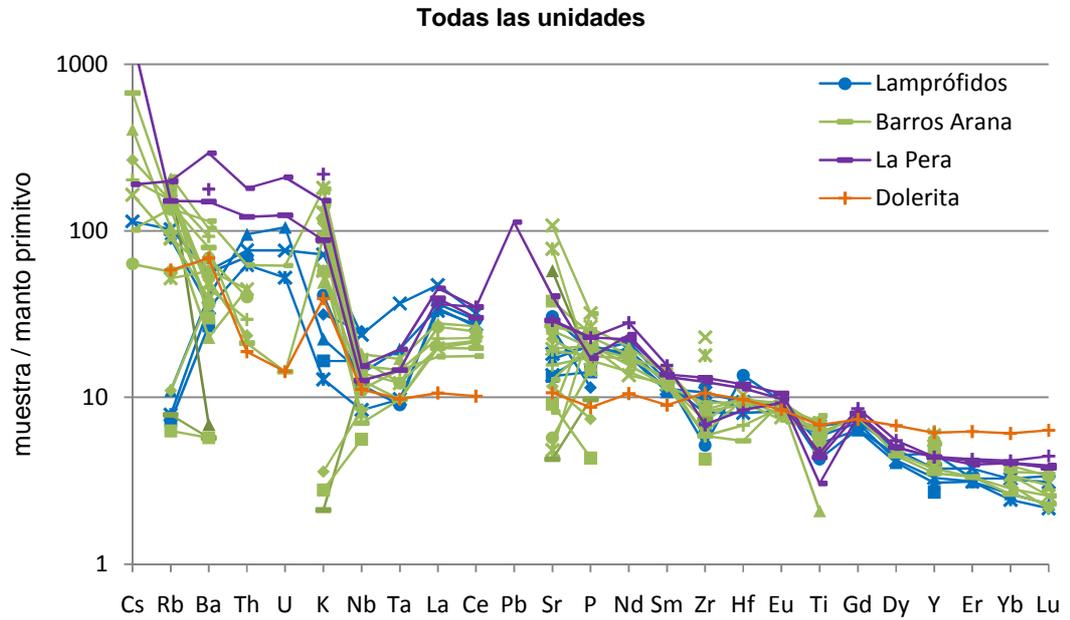


Figura V.27 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a manto primitivo (Sun and McDonough, 1989) para todas las unidades bajo estudio.

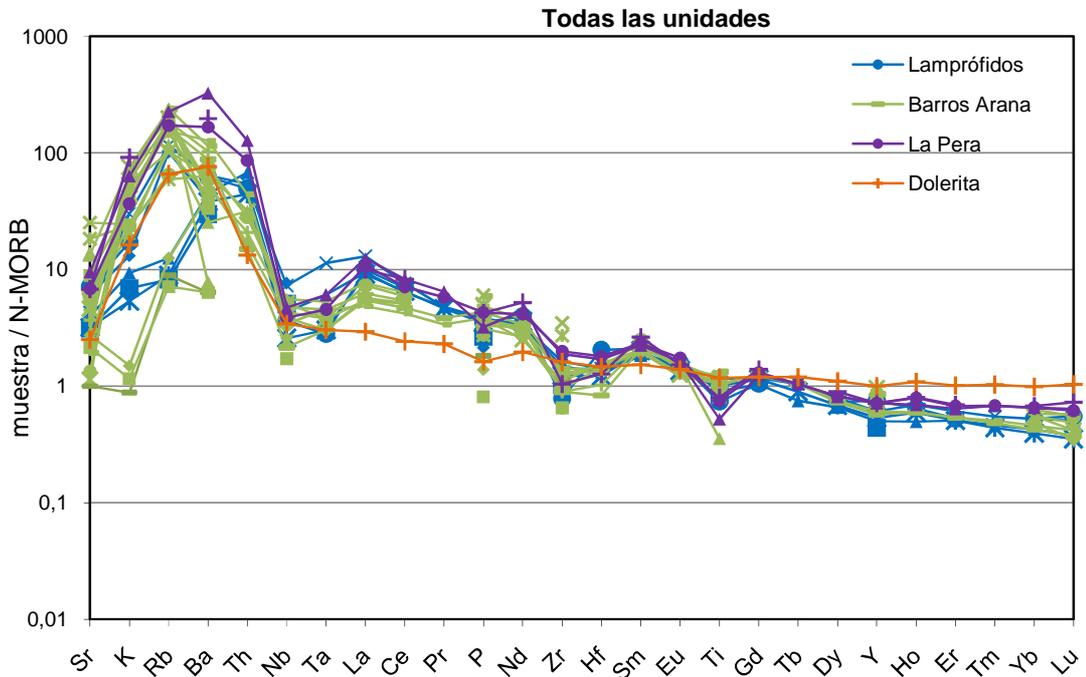


Figura V.28 Diagrama multielemental de elementos incompatibles normalizado a N-MORB (Sun and McDonough, 1989) para todas las unidades bajo estudio.

V.3.5. Diagramas de discriminación tectónica.

Diagramas de discriminación tectónica para basaltos, han sido amplia y efectivamente usados para asignar cuadros tectónico, e.g. Zr-Ti/100-3Y; Zr-Ti/100-Sr/2; Zr-Ti (Pearce and Cann, 1973), Ti/1000-V (Shervais, 1982), Th-Hf/3-Ta; Th-Hf/3-Nb/16; Th-Zr/117-Ta (Wood, 1980). Sin embargo, como ha sido notado por Müller y sus colaboradores (Müller and Groves, 1995; Müller et al., 1992), han resultado insuficientes para clasificar rocas ígneas de alto K, como shoshonitas y lamprófidos. Estos autores han desarrollado un sistema jerárquico de clasificación mediante diagramas especialmente diseñado para este tipo de rocas, utilizado a continuación. Se ha decidido no graficar la muestra de dolerita en estos diagramas, pues no cumple con las condiciones descritas por Müller y Groves (1995).

En el diagrama $Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3$ (Müller et al., 1992), se descarta un cuadro tectónico intraplaca para los basaltos, andesitas y lamprófidos, y ellos muestran una afinidad con una configuración de arco continental (CAP, *Continental Arc*) ó Arco postcolisional (PAP, *Post-collisional Arc*), mientras que algunas muestras de espesartitas, de basaltos y andesitas (TNO713C, 13, 17, 18B, FO0442A, 18B, TO50) caen en el campo para Arco oceánico inicial (IOP, *Initial Oceanic Arc*), ó Arco oceánico tardío (LOP, *Late Oceanic Arc*).(Figura V.29), aunque este diagrama es usado principalmente para excluir las rocas intraplaca de las de arco.

La afinidad por cuadros tectónicos de subducción es confirmada por el diagrama 100 Th/Zr – 100 Nb-Zr (Beccaluva et al., 1991).(Figura V.30).

En el diagrama triangular $TiO_2/100-La-10Hf$. (Müller et al., 1992), se aprecia una mayor afinidad para ambientes CAP o PAP, mientras que 2 muestras de basaltos (10, FO0436) caen en el campo de IOP o POP (Figura V.31).

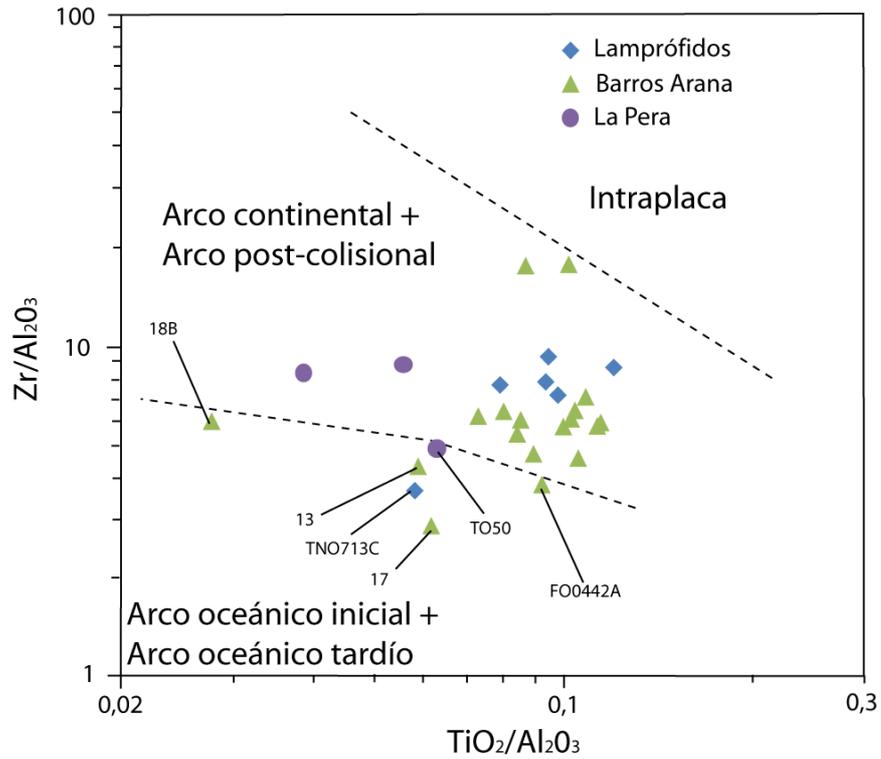


Figura V.29 Diagrama discriminador de ambiente tectónico para rocas ígneas potásicas. Intraplaca, Arco continental, Arco post-colisional, Arco oceánico inicial, Arco Oceanic tardío. (Müller and Groves, 1995)

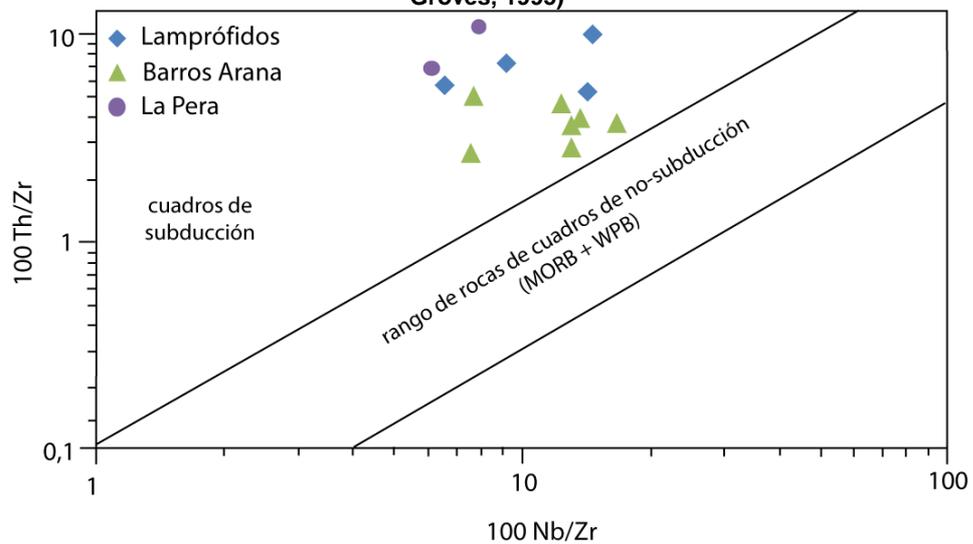


Figura V.30 Diagrama bivalente en escala logarítmica 100Th/Zr – 100 Nb/Zr. (Beccaluva et al., 1991). Separa rocas relacionadas con subducción de rocas que no lo son (MORB, basaltos intraplaca).

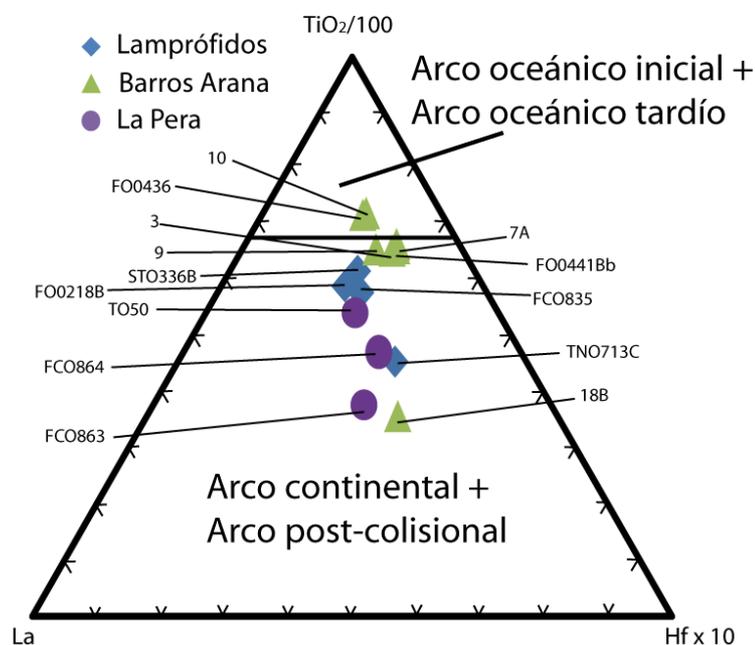


Figura V.31 Diagrama triangular $TiO_2/100-La-10Hf$. (Müller et al., 1992). Este diagrama se usa como complemento al de la figura V.3.4.1 para separar rocas ígneas potásicas de arco continental y postcolisional, de las pertenecientes a cuadros tectónicos de arcos oceánicos. La razón $TiO_2/100$ es calculada en ppm.

En el diagrama triangular $3Zr-50Nb-Ce/P_2O_5$ (Müller et al., 1992), se graficaron todas las muestras de todas las unidades estudiadas en este trabajo con Ce disponible, incluyendo a 10 y FO0436, y el resultado es que todas caen en el campo de **Arco postcolisional**, excepto por el DL TNO713C, que pertenece al campo de Arco continental, pero muy cerca del límite con arco postcolisional (Figura V.32)

Las muestras que según la Figura V.29 y Figura V.31 pertenecen a cuadros tectónicos de arco oceánico, se han graficado en el diagrama triangular $TiO_2/10-10La-10P_2O_5$. (Müller et al., 1992), cayendo en el campo de configuraciones de arco oceánico tardío, excepto por 10A, que cae en el campo de arco oceánico inicial, cercano al límite.

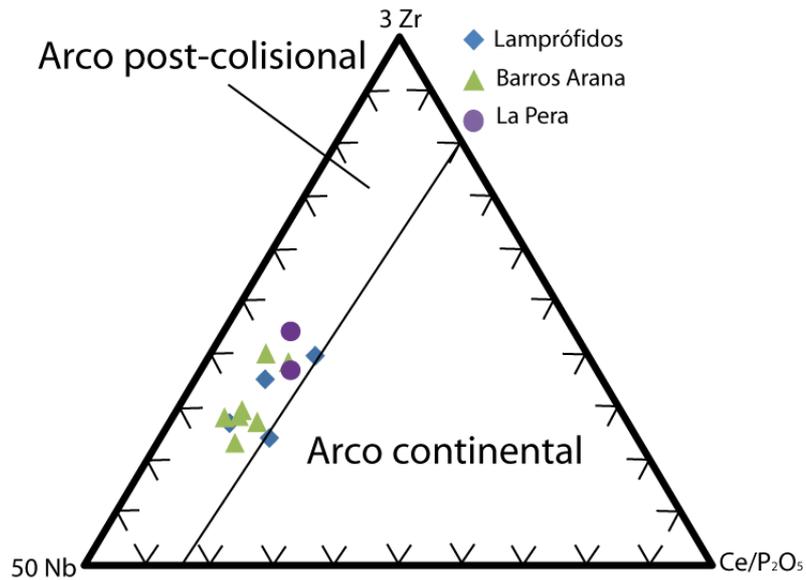


Figura V.32 Diagrama triangular 3Zr-50Nb-Ce/P₂O₅. (Müller et al., 1992). Este diagrama separa rocas de arco continental y postcolisional. Se graficaron todas las muestras de todas las unidades estudiadas en este trabajo con Ce disponible.

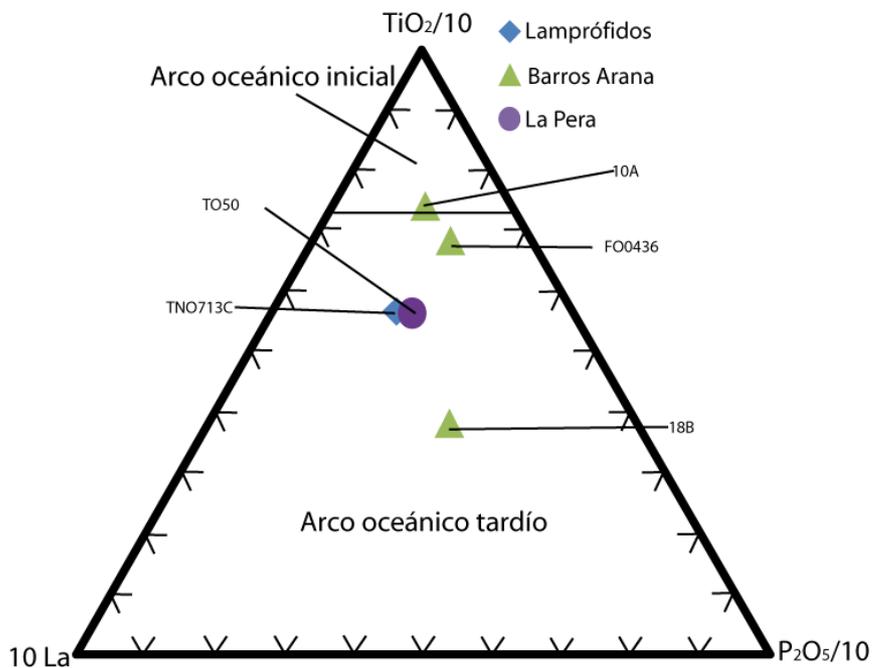


Figura V.33 Diagrama triangular TiO₂/10-10La-10P₂O₅. (Müller et al., 1992). Este diagrama discrimina entre rocas pertenecientes a cuadros tectónicos de arco oceánico, inicial ó tardío. Se han graficado las muestras que según las figuras V.3.4.1 y V.3.4.3 pertenecen a cuadros tectónicos de arco oceánico. La razón TiO₂/10 y P₂O₅/10 ha sido calculada en ppm

V.5. DISCUSIONES y CONCLUSIONES

V.5.1 Clasificación Geoquímica

A continuación se discutirán las clasificaciones geoquímicas de las distintas unidades, comenzando por los **Diques de Lamprófido**.

La razón Zr/Ti es usada como una aproximación al contenido de sílice (Winchester and Floyd, 1977), incrementándose de composiciones básicas a ácidas. Las bajas razones presentadas por los lamprófidos (0,010 – 0,014), sumado a las bajas concentraciones de SiO₂ (44,59 - 49,31% peso), permite clasificarlos como rocas **básicas a ultrabásicas**.

De acuerdo a su contenido en álcalis (K₂O: 0,39 - 2,18% ; Na₂O: 1,24 - 4,24 % en peso) clasifican como basaltos y picrobasaltos alcalinos, basaltos de K medio y alto, y absarocita shoshonítica, mientras que su razón K₂O/Na₂O (0,15-0,82) sugiere un carácter calcoalcalino a shoshonítico. La presencia de nefelina y olivino normativo sugiere una **subsaturación en sílice** y una impronta **alcalina**. La presencia de diópsido normativo, y la cercanía a la unidad de la razón Al₂O₃/(K₂O+Na₂O+CaO), sugiere que **son ricos en aluminio**. Pearce (1976) señala que en facies esquistos verdes ocurre movilidad de Fe, Mg, Na, y K en basaltos. Sin embargo, los diagramas de variación, indican buenas correlaciones para todas las unidades, excepto para los elementos alcalinos (Na y K), y para los elementos menores más móviles (Ba, Rb, Sr), por lo que las clasificaciones basadas en estos elementos no son confiables.

Los lamprófidos han sufrido un evento metamórfico de alcance como máximo condiciones de facies subesquistos verdes a esquistos verdes, y han sido expuestos a meteorización desde que fueron exhumados. Esta alteración puede verse reflejado por su alto porcentaje de LOI (3,04 y 5,21), aunque los lamprófidos se caracterizan por

provenir de magmas ricos en volátiles (Rock, 1991), lo que es coherente con las observaciones petrográficas que indican que estos lamprófidos presentan anfíbola primaria.

La razón Nb/Yb es usada por Winchester y Floyd (1977) como una aproximación a la alcalinidad ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), incrementándose de composiciones subalcalinas a alcalinas. Las bajas razones Nb/Yb (5,00 – 10,63) clasifican a los lamprófidos como basaltos subalcalinos y basaltos alcalinos. Sin embargo, como ha sido notado por Pearce (1982), el término subalcalino no describe por completo a las rocas de arco y para abordar este problema ha introducido los diagramas “X”/Yb - Ta/Yb que permiten identificar series volcánicas en cualquier tipo de lavas (no solo las de arco). Mediante el concepto de que en ambientes de subducción algunos elementos (incluido Ta e Yb) permanecerán en el slab y pueden ser descritos como “conservativos”, mientras que otros elementos son transferidos a la cuña mantélica por fluidos y/o fundidos y pueden ser descritos como “no conservativos” (Pearce and Peate, 1995). Si X es un elemento no conservativo, datos de arcos volcánicos graficarán sobre el rango MORB en este tipo de proyección, y además el grado de desplazamiento del campo MORB se incrementa de composiciones toleíticas pasando por calcoalcalinas, a shoshoníticas. De acuerdo a las altas razones Th/Yb (3,68 -6,23) Ce/Yb (32,30 – 40,67) y Ta/Yb (0,23 – 0,94) (Figura V.10; Figura V.11), y a sus altos contenidos de Th y bajos de Co (Figura V.9) los clasifican como basaltos de alto potasio ó shoshoníticos, por lo que los lamprófidos como **shoshonítico**.

El alto contenido de minerales hidratados (anfíbola) de las espesartitas, su composición ultrabásicas a básica, su carácter shoshonítico, sus altas concentraciones de LILE (K, Ba, Th, P, Sr), de LREE (La, Ce, Pr, Nd), junto con sus niveles basálticos de Y, Ti, Sc , y de HREE (Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), sumado a sus alto #Mg y altas concentraciones de Ni, Cr, y V son todas signatures geoquímicas propias y características de los lamprófidos (Rock, 1977; Rock, 1987; Rock, 1991). Perring et al., (1989) estudiando lamprófidos Arqueanos metamorfoseados y/o alterados al occidente de Australia concluye que las características geoquímicas típicas de los lamprófidos permanecen, y a pesar de que se pierden contenidos de los elementos más móviles, especímenes alterados y deformados aun mantienen contenidos de Sr, K, Ba, Th, Nb,

P, Zr y Ce mayores que basaltos asociados, sosteniendo que incluso un lamprófidio convertido a esquistos de biotita-plagioclasa-carbonato-pirita retiene su signatura geoquímica distintiva. También da cuenta de que tanto durante alteración o metamorfismo elementos “móviles” (K, Rb, Sr, Ba) muestran cambios más grandes que los elementos tradicionalmente inmóviles (Ce, Nb, Zr, P, Ti), por lo que estos últimos se deben usar preferentemente para identificar rocas alteradas. Tomando todo esto en consideración, se confirma su clasificación como lamprófidios, dadas sus características petrográficas y mineralógicas estudiadas en el capítulo anterior, en el que se han clasificado como espesartitas, miembro de la rama de lamprófidios calcoalcalinos (shoshoníticos) definida por Rock (1991).

La pertenencia a la rama calcoalcalina dentro de los tipos de lamprófidios es sugerida por el fraccionamiento de las REEs en los DL (La: 100 y 138 veces condrito; Lu: 7,06 a 9,07 veces condrito; La/Yb 11,14 - 15,57) (Ashley et al., 1994; Rock, 1991; Wyman and Kerrich, 1993), mientras que la presencia de anomalías negativas Nb-Ta-Ti también son comunes en lamprófidios calcoalcalinos (también llamadas anomalías TNT; Rock 1991) y permiten distinguirlos de otros grupos lamprófidios como lamprófidios alcalinos y lamprófidios ultramáficos (Rock, 1991). Las razones de Ce/Yb y concentraciones de Sm (4,8 -5,53 ppm), menores a las características para lamprófidios alcalinos, kimberlitas y lamproitas, confirman su clasificación como **lamprófidios calcoalcalinos**.

Los basaltos de la **Formación Barros Arana** se clasifican como rocas básicas de acuerdo a su contenido de SiO₂, alcanzo valores cercanos al límite con composiciones intermedias. Su razón Zr/Ti separa a los basaltos de la Formación Barros Arana en dos grupos, uno de baja razón (con razones similares a las espesartita y a la dolerita), y otro con razones más elevadas (similares a las razones para las andesitas del Complejo La Pera). Las razones más pequeñas de Zr/Ti confirman su composición **básica**, mientras que las razones más elevadas (FO0432, FO0441A y 18B), sugieren composiciones intermedias. Sin embargo, como el Zr es mucho más incompatible que el Ti, las razones más elevadas de Zr/Ti pueden deberse a mayores grados de fusión

parcial que el resto de las muestras, puede responder a heterogeneidades de la zona fuente, o a procesos de cristalización fraccionada.

De acuerdo a su contenido en álcalis (K_2O : 1,73 -5,45% ; Na_2O : 1,20 - 4,33 % en peso) clasifican como basaltos, traquibasaltos, traquiandesitas basálticas y basanita, la mayoría dentro de la serie alcalina (excepto por FO441A, que cae en el campo subalcalino, muy cercano al límite), y todas dentro de la serie shoshonítica, específicamente absaroquitas (por sus bajas concentraciones de SiO_2). La razón K_2O/Na_2O (0,15-0,82) sugiere un carácter principalmente shoshonítico, mientras que FO442A y 7B llegan a ser ultrapotásicas.

La presencia de nefelina y olivino normativo sugieren una **subsaturación en sílice** y confirman la afinidad **alcalina** del magma, excepto para FO441A, FO441Bb y 7B que presentan hiperstena normativa y 7B que no posee olivino normativo. Todas las lavas analizadas de la Formación Barros Arana presentan diópsido, anortita y carecen de corindón en su mineralogía normativa.

A pesar de que estas clasificaciones pueden quedar bajo discusión, dado el metamorfismo sufrido por los basaltos de la Formación Barros Arana y los efectos en basaltos comentados más arriba, el criterio para clasificar éstos basaltos mediante elementos mayores (solo las muestras con un valor de LOI < 3,5%), parece ser suficiente para al menos orientar su naturaleza, que es confirmada por muestras con muy bajo LOI. De todas formas para evitar ambigüedades, se confirmarían las clasificaciones con las hechas por elementos trazas inmóviles.

Las bajas razones Nb/Yb (3,85 –7,69) clasifican a éstos basaltos como basaltos subalcalinos y andesitas o andesitas basálticas subalcalinas. Las altas razones de Ce/Yb los clasifican como shoshoníticos (Figura V.11), por lo que se ha decidido confirmar su clasificación como **shoshonitas**, específicamente como **absaroquitas** (dada sus bajas concentraciones de SiO_2). Sin embargo, sus menores concentraciones de Th, y por lo tanto menores razones Th/Yb hacen clasificar a las lavas de la FBA como calcoalcalinas, lo que será discutido brevemente abajo.

Las andesitas del **Complejo La Pera** se clasifican como **intermedias** de acuerdo a sus contenidos de SiO_2 (53,03 - 59,02). Lo que es confirmado por las razones Zr/Ti. Las concentraciones de álcalis (K_2O de 6,60 - 4,58 %; Na_2O 2,71-5,12%) clasifica a FCO863 como traquiandesita, mientras que a TO50 cae en el límite entre fonotefritas, tefrifonolitas, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas, dentro de la serie **alcalina**, pese a que carecen de nefelina normativa y poseen hiperstena (probablemente debido a su relativamente alto contenido de SiO_2), y como shoshonitas y banaquita dentro de la serie shoshonítica. La razón $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ clasifican como shoshonita y ultrapotásica. Debido a la presencia o ausencia de olivino y cuarzo normativo se clasifican como **saturadas a sobresaturadas en sílice**. La razón $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})$ de 0,93 y $0,97 < 1$, más la presencia de diópsido, anortita y la ausencia de corindón en su mineralogía normativa, hacen que se clasifiquen como ligeramente **subsaturadas en aluminio**.

De igual forma que las absarokititas de la Formación Barros Arana, se han usado para clasificar las lavas del Complejo La Pera con elementos mayores, solo las muestras con un valor de LOI $< 3,5\%$, esto es solo las muestras FCO863 y TO50, que cuentan con bajos contenidos de volátiles, por lo que se puede confiar en sus resultados, que serán confirmados para elementos trazas disponibles también para FCO864.

Las bajas razones Nb/Yb razones moderadas de Zr/Ti clasifican a las lavas del CLP como andesitas o andesitas basálticas subalcalinas, mientras que de acuerdo a sus contenidos de Th y Co se clasifican como andesitas o andesitas basálticas de la serie de alto potasio o shoshonítica (Figura V.9), mientras que su gracias a sus altas razones Th/Yb, Ce/Yb, Ta/Yb se clasifican como shoshoníticas (Figura V.10; Figura V.11), razones por las que se ha considerado clasificar a las andesitas del Complejo La Pera como **shoshonitas y banaquitas** (miembros intermedios y ácido de la serie shoshonítica), con carácter **shoshonítico a ultrapotásico**.

V.5.2 Relación genética entre las unidades

Las similitudes geoquímicas, y sus virtualmente idénticos patrones de REE y diagramas multielementales, sugieren que todos los diques de lamprófidio calcoalcalinos provienen de una fuente mantélica común y que posiblemente son cogenéticos. Ellos muestran similitudes en los mismos aspectos mencionados con las absarokitas de la Formación Barros Arana y shoshonitas y banaquitas del Complejo La Pera, lo que los lamprófidios comparten una fuente mantélica con estas unidades, y probablemente sean cogenéticos. Esta tesis se ve apoyada por las buenas relaciones lineales respecto al MgO de varios óxidos y elementos trazas (SiO_2 , Fe_2O_3 , MnO, Co, Ni, C), y aquellas con inflexiones similares (TiO_2 , el P_2O_5 , Sc y V) tanto dentro de cada unidad, como entre ellas.

Esto quiere decir que estas tres unidades son resultados de diferentes tipos y/o grados de diferenciación de un magma parental con similares características, por lo que posiblemente delimitan una suite ígnea de carácter shoshonítico. Los diques de lamprófidios calcoalcalinos son la unidad más primitiva de la suites shoshonítica, evidenciado por tener las composiciones más básicas (ultrabásicas a básicas), y las concentraciones más elevadas de MgO, Ni, Cr, V, por lo que puede considerarse el **magma parental** para toda la suite shoshonítica.

La relación de los diques doleríticos representados por STO329, con el resto de las unidades shoshoníticas es menos clara, debido a sus características geoquímicas distintas al resto de las unidades. Sus patrones de elementos multielementales normalizados a manto primitivo y a N-MORB muestran afinidad con magmas toleíticos. En STO329 se presenta un patrón de REE normalizado a condrito bastante plano ($\text{La}/\text{Yb}_N = 1,75$), que si se compara con rocas ígneas básicas del Complejo Ofiolítico Sarmiento, se encuentran grandes similitudes (Figura V.34). Además, la muestra STO329 es una muestra de un dique que intruye a dicho Complejo Ofiolítico, por lo que se descarta una relación genética con las espesartitas o las rocas shoshoníticas de la Formación Barros Arana o el Complejo La Pera, por lo que su estudio queda fuera de los objetivos de este trabajo, y en adelante no será considerada.

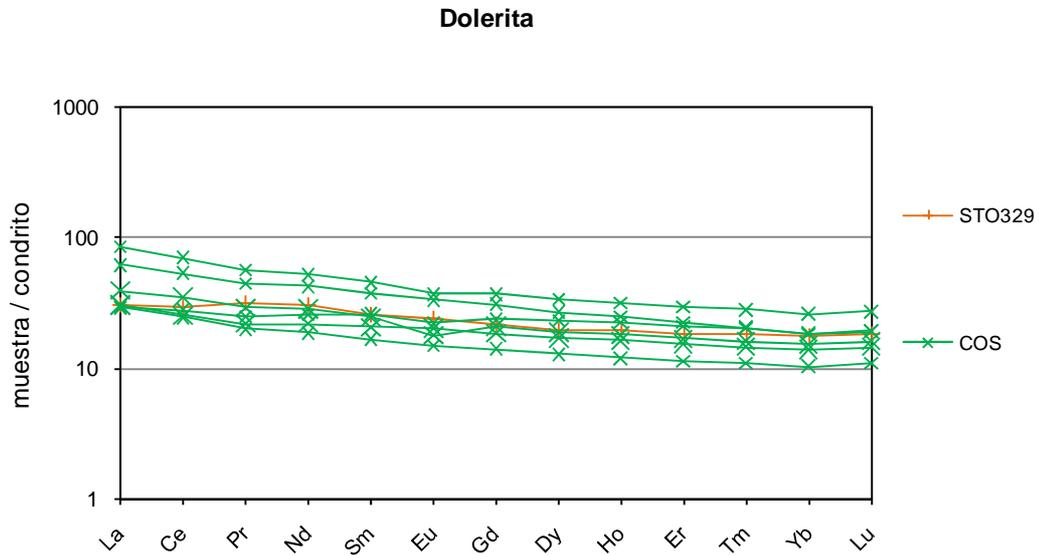


Figura V.34 Comparación de patrón de REE normalizado a condrito de dique de dolerita STO329 con rocas básicas del Complejo Ofiolítico Sarmiento (Fildani and Hessler, 2005).

V.5.2 Petrogénesis

Como se ha discutido arriba, se postula que los diques de lamprófido calcoalcalinos, las absarokitas de la Formación Barros Arana, y las shoshonitas y banaquitas del Complejo La Pera son unidades cogenéticas, es decir son resultados de diferentes tipos y/o grados de diferenciación de un mismo magma parental, por lo que para entender su origen se estudiara primero la génesis de las espesartitas, que podría representar el magmatismo parental para la suite shoshonítica.

Los lamprófidos muestran altas concentraciones de MgO (8,52 -18,94 % peso), altos # Mg, lo que infiere un posible origen primario para ellos. Adicionalmente, los altos contenidos de elementos de transición, tales como el Sc (27-38 ppm), Cr (300-939

ppm), Ni (90 - 334 ppm), Co (28-34 ppm), caen dentro o sobrepasan el rango composicional para magmas primarios responsable de génesis de lamprófidos (Sc: 15 – 30 ppm; Cr: 200 - 500 ppm; Ni: 90 -700 ppm; Co: 25 – 80 ppm), como ha sido mostrado por datos estadísticos provistos por Rock (1991), lo que confirma su naturaleza primaria, por lo que son considerados fundidos originados de una fuente mantélica.

Sin embargo, los lamprófidos se presentan fuertemente enriquecidos en LILE, presentan contenidos de HFSE mayores que los pensados para el manto primitivo (Figura V.19), y patrones de REE enriquecidos en LREE (Figura V.14). Una alternativa para explicar esta característica es la posible contaminación cortical durante el ascenso del magma. Sin embargo las espesartitas muestran concentraciones de Sr (283 – 645 ppm) que superan los típicos 325 ppm (Rudnick and Fountain, 1995) a 350 ppm (Taylor and McLennan, 1985) para la corteza continental, por lo que estos valores no pueden deberse netamente a contaminación cortical. De manera similar, algunas concentraciones de Ba (188 – 390 ppm) se encuentran por debajo de las esperados para la corteza continental (325 ppm; Rudnick y Fountain, 1995). Sin embargo, como se ha visto, estos son elementos móviles por lo que esta consideración debe ser tomada con precaución. Por otra parte, sus texturas porfídicas y plumosa en la masa fundamental indican que los lamprófidos sufrieron una rápido ascenso magmático, lo que sugiere que las signaturas primarias para las espesartitas no cambiaron fundamentalmente por interacciones con material cortical. Consecuentemente, modelos genéticos que involucren contaminación cortical durante el ascenso del magma no pueden explicar estas características geoquímicas de las espesartitas, por lo que procesos de contaminación cortical durante el ascenso de los magmas no debe haber jugado un rol muy importante.

Otra posible explicación para este enriquecimiento en los elementos más incompatibles, puede ser provista por una génesis a través de fusión parcial de bajos grados de un manto metasomatizado. En la literatura, lamprófidos calcoalcalinos son a menudo considerados como reflejo de la fusión parcial de una porción del manto enriquecido en LILE y LREE antes o durante el proceso de fusión (Stille et al. 1989; Carmichael et al., 1996), por lo que se explorará esta hipótesis.

El hecho de que los lamprófidos provengan de fundidos tipo primario, hace posible que se caracterice su fuente. Como se ha mencionado arriba, el enriquecimiento significativo de LILE y LREE y empobrecimiento relativo de HFSE en diagramas araña normalizados a manto primitivo en las rocas llaman a una fuente mantélica enriquecida en LILE y LREE en su origen. Ha sido sugerido que flogopita y anfíbola son los reservorios mayores de LILE en el manto litosférico e.g: (Foley et al., 1996; Ionov et al., 1997). Esta mineralogía es observada por Stern et al. (Stern et al., 1986; Stern et al., 1999; Stern et al., 1989) en xenolitos encontrados en los basaltos de olivino alcalinos cuaternarios de Pali-Aike (a ~ 230 km al este de la Cordillera Sarmiento), que reporta un metasomatismo modal que ha producido venas conteniendo flogopita de alto Ti \pm anfíbola pargasita + ilmenita en algunos xenolitos peridotítico, así como también ha reportado su presencia diseminada de forma aislada. Además menciona que el volumen del material en las venas metasomáticas puede alcanzar el 3% en algunos xenolitos, e indica que este metasomatismo ha agregado al manto Ti, K y Na, así como también H₂O y algunos elementos traza. Por lo que es probable que la fuente de los diques de lamprófido calcoalcalinos cuente con este tipo de mineralogía metasomática. Los lamprófidos FCO835, STO336B y STO225 muestran altas razones Ba/Rb (40,29 – 48,20), y bajas razones Rb/Sr (0,02). Consistentemente, en el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo, estas muestras exhiben un empobrecimiento en Rb relativo a Ba. Es sabido que la flogopita posee mayores coeficientes de partición para el Rb, que para el Ba, mientras que la anfíbola posee mayor coeficiente de partición para Ba que para Rb, (Conceição and Green, 2004; Foley et al., 1996), por lo que se espera que en fundidos en equilibrio con flogopita tengan una razón mayor Rb/Sr (>0.1) y menor Ba/Rb (< 20) que aquellas para fuentes ricas en anfíbola (Furman and Graham, 1999). Se deduce la presencia de anfíbola como fase residual en la fuente mantélica para estas muestras. Sin embargo, las muestras FO0446 y FO0218B, que parecen ser las menos alteradas y afectadas por el metamorfismo, y muestran razones bajas Ba/Rb (4,35 y 6,22) y altas Rb/Sr (0,10-0,17), con un consecuente empobrecimientos de Ba relativo a Rb en el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo, lo que indica la predominancia de flogopita más que de anfíbola en la fuente de la fusión. Si se asume que el metamorfismo no cambio tan radicalmente los contenidos de Rb, Ba y Sr, se puede pensar un manto enriquecido heterogéneamente

con distintas proporciones de flogopita y anfíbola, por lo que probablemente la fuente mantélica para los diques de lamprófidio fue principalmente compuesta por peridotitas, con flogopita y/o anfíbola metasomáticas ya sea como vetillas o diseminadas.

En base a petrología experimental, y datos geoquímicos para el origen de rocas volcánicas ultrapotásicas, Foley (1992b) mostró que experimentos sobre el liquidus de estas rocas coinciden pobremente con resultados de experimentos de fusión parcial de peridotitas ricas en flogopita, una composición fuente comúnmente sugerida. Foley favorece más bien a dominios de hazburguita flogopita o piroxenita flogopita en el manto, con olivino raro o ausente en la fuente de fundidos potásicos, aunque reconoce que solo unos pocos experimentos han sido hechos para testear esta hipótesis.

En un trabajo acompañado, Foley (1992a) explora los mecanismos de fusión parcial para vetillas que contienen flogopita, anfíbola, apatito, carbonatos y titanitas, cortando la peridotita de granate. Foley enfatiza la importancia del comportamiento de solución sólida en la flogopita, anfíbola, apatito y otros minerales en vetillas en la ampliación del rango de temperatura de fusión debajo de la temperatura del solidus de la peridotita alrededor. Infiltración de fundidos tempranos derivados de las vetillas dentro de la peridotita a lo largo de los límites de los granos podría llevar a una fuerte disolución de minerales olivino y ortopiroxeno, fuera del equilibrio con el fundido. Este proceso fue previsto como responsable de subir los contenidos de #Mg y Ni, dándoles un carácter "primitivo". A una temperatura superior, esta disolución grada a fusión parcial de la peridotita, la cual puede actuar para diluir aun mas los fundidos derivados de las vetillas. Foley noto que incluso diluidas, la signatura geoquímica de las venas puede ser evidente en patrones de enriquecimiento de elementos incompatibles.

El mecanismo de fusión de venas mas rocas de caja abogado por Foley (1992b) explica bien la génesis de los diques de lamprófidio calcoalcalinos y las absaroquitas de la FBA y el CLP, mediante diferentes grados de fusión parcial de una peridotita con vetillas de flogopita y/o anfíbola, lo que es soportado por la distribución de las razones de Sm/Yb, Gd/Yb y Hf/Yb relativo al Yb (Figura V.13). Los diques de lamprófidio calcoalcalinos aquí estudiados, ricos en LILE y LREE probablemente se formaron primariamente por fusión parcial de muy bajo grado de vetillas de anfíbola y flogopita, y

habrían adquirido su naturaleza primitiva por el aporte de la disolución de los bordes de los granos de olivino y/o ortopiroxeno. Con el aumento progresivo del grado en la fusión parcial podrían formarse los magmas que dieron origen a las absaroquitas de la Formación Barros Arana, las shoshonitas y banaquitas del Complejo La Pera. Este mismo proceso ha sido sugerido para explicar la génesis de otros lamprófidos, y shoshonitas al largo del mundo (Luhr, 1997).

Las diferencias en las concentraciones de la mayoría de los elementos en las unidades de la suite shoshonita pueden ser explicadas por distintos grados y/o mecanismos de fusión parcial, además de procesos de cristalización fraccionada de principalmente olivino y clinopiroxeno, y quizás titanomagnetita y apatito. Sin embargo los mecanismos aquí expuestos no son suficientes para explicar las bajas concentraciones de los elementos más incompatibles (e.g. Th, La) de las absaroquitas de la FBA. Una posible respuesta a esta característica son heterogeneidades en la zona fuente.

V.5.2 Origen del metasomatismo del manto

Datos experimentales y estudios químicos indican que magmas máficos de arcos de islas y márgenes continentales activos, que están petrogenéticamente relacionados a la subducción de litosfera oceánica, son caracterizados por tener un patrón de elementos traza incompatibles normalizados a manto primitivo con enriquecimientos significativos en LILE relativos a HFSE, con fuertes anomalías negativas de Nb-Ta-Ti y anomalías positivas de Pb.

La suite shoshonítica bajo estudio presenta altas razones LILE/HFSE, anomalías negativas de Nb-Ta-Ti, y la única muestra con contenidos de Pb sobre el límite de detección del Complejo La Pera muestra una anomalía positiva de Pb, lo que sugiere una componente de subducción en el enriquecimiento del manto.

Además, las suite shoshonítica cuenta con altas razones Ce/Ta, Th/Ta, Th/Nb: las espesartitas alcanzan Ce/Ta (59,25 -140,54) ,Th/Ta (10,13 -16,00), y Th/Nb (0,70-0,88)

(excepto para lamprófido FO0218B con Ce/Ta =38,00; Th/Ta =4,33; Th/Nb =0,38), las absarokitas de la FBA Ce/Ta (52,50 -96,75) ,Th/Ta (4,17-8,83), y Th/Nb (0,22-0,66), y las shoshonitas y banaquitas del CLP comprenden Ce/Ta (77,38-89,00) ,Th/Ta (19,13 -17,17), y Th/Nb (1,14-1,39), similares a aquellas lavas de márgenes activos (Ce/Ta sobre 60, Th/Nb sobre 0.2 y Th/Ta sobre 3.5) (Pearce, 1982). Las altas razones Th/Ta y Th/Nb son ilustradas en los gráficos Th/Yb vs. Ta/Yb (Figura V.10) y Th*100/Zr vs. Nb*100/Zr (Figura V.30). Aunque estos diagramas pueden no ser directamente aplicables a este tipo de rocas potásicas, ellos sirven para comparar algunos elementos trazas de rocas inusuales como las espesartitas, y shoshonitas con rocas comunes encontradas en márgenes continentales activos. Estos gráficos están basados en la observación de que rocas basálticas y andesíticas de márgenes continentales activos y arcos de islas son más enriquecidas en Th que en Ta o Nb. La normalización con Yb o Zr, reduce los efectos de la cristalización fraccionada de minerales comunes, como piroxenos, feldespatos y micas, por lo que las razones Th/Yb y Th/Zr deberían representar variaciones en la fuente más que procesos asociados con la evolución del fundido. En el caso del diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb los diques de lamprófido también presentan altas razones Th/Ta. De manera similar, en el diagrama Th*100/Zr vs. Nb*100/Zr (Beccaluva *et al.* 1991) la suite shoshonítica muestra altas razones Th/Nb, lo que las ubica en el campo relacionado a rocas de subducción, sobre razones esperadas para basaltos tipo MORB o intraplaca.

Por todo esto, aunque la suite shoshonítica presenta una alta concentración de elementos generalmente enriquecidos en lavas "intraplaca" (e.g. LREE, Zr), hay evidencia que soporta la influencia de un proceso de subducción, discutible quizás para la espesartita FO0218B.

Las fuertes depresiones de Nb,Ta,Ti relativo a LILE y LREE es una característica que a menudo es relacionada a magmas generados en márgenes de placas destructivos (e.g. Pearce 1983; Thompson *et al.*, 1984), pero este origen aun sigue siendo altamente controversial y es considerada como uno de los problemas más importantes en la petrogénesis de magmas relacionados con subducción (e.g. Rock 1990). Es bien sabido que rocas ricas en K muestran esta signatura, y además son una característica bien distribuida en lamprófidos calcoalcalinos y las distinguen de otros grupos

lamprófidos, como lamprófidos alcalinos y lamprófidos ultramáficos (Rock 1991). Estas anomalías pueden ocurrir en márgenes continentales activos, en regímenes post-colisionales e incluso en cuadros intraplaca, lejos de una subducción activa en el tiempo y el espacio. Aun se encuentra en discusión si las anomalías TNT (Rock 1991) son signatures de ambientes tectónicos o constituyen una característica de los lamprófidos calcoalcalinos producida por un proceso no vinculado a subducción. Para explicar el origen de los empobrecimientos de Nb, Ta, Ti se han formulado diferentes explicaciones que incluyen la separación de LILE y LREE de HFSE en fluidos acuosos (Pearce, 1982), retención de fases ricas en Nb-Ta, como óxidos de Fe-Ti tales como rutilo y perovskita en residuos de fundidos del slab subductado y/o cuña mantélica, o al fraccionamiento temprano de ellos, la asimilación de sedimentos subductados que contengan bajos contenidos de Nb y Ti, empobrecimientos en la fuente mantélica previa a la fusión. Incluso Perring et al. (1989) suponen que el crecimiento de la marcada anomalía de Nb en patrones de elementos trazas de lamprófidos calcoalcalinos pueden ser el resultado de un incremento o reemplazo de anfíbola por biotita, pero dicha correlación no fue observada en las espesartitas bajo estudio. En conjunto, todas las características aquí expuestas parecen apuntar a que el proceso que dio origen al metasomatismo está fuertemente vinculado con procesos de subducción, ya sea por el aporte de fluidos y/o fundidos provenientes del slab subductado y/o por el aporte de fusión de sedimentos subductados por el slab. Luhr (1997) sugiere este mismo proceso, en el que la hibridización entre fundidos silíceos y la peridotita sobre el slab subductado son los responsables de generarlas

V.5.2 Régimen tectónico

Los diagramas de discriminación tectónicos aquí expuestos indican una afinidad para la suite shoshonítica con magmas generados en ambientes de arco post-colisional, aunque también se sugiere una afinidad para arco oceánico tardío para algunas absarokitas de la Formación Barros Arana. Además, como ha sido discutido arriba, se verifica la importancia de un componente relacionado a subducción en las

signaturas geoquímicas de la suite shoshonítica. Las implicancias de esta información serán discutidas en el capítulo VII.

VI. GEOCRONOLOGIA E ISOTOPIA

VI.1 GEOCRONOLOGÍA

Con el objetivo de tener un mayor control en la edad del Complejo La Pera, se seleccionó una muestra de esta unidad para realizar una datación con el método K-Ar, en roca total. Se procedió a elegir la muestra que presentara la menor alteración, y menor presencia de vesículas y/o vetillas, dentro de las obtenidas en la campaña de terreno. La inspección petrográfica de las muestras disponibles llevo a la selección de la muestra FCO863, que corresponde a un fragmento andesítico presente en una brecha aflorando en el Cabo King (Figura IV.8), clasificado geoquímicamente como banaquita.

Esta datación fue realizada en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de São Paulo. Procedimientos de laboratorio para análisis de potasio y argón son virtualmente los mismos que han sido descritos por Amaral et al. (1966). El argón es extraído por medio de la fusión total de las muestras en un crisol de molibdeno mediante calentamiento por inducción en un sistema de ultra alto vacio. Un trazador de ^{38}Ar puro, tomado de un reservorio mediante una pipeta, es usado para la medida de la dilución isotópica, realizada en un espectrómetro de masa tipo Reynolds. Análisis de potasio fue hecho por fotometría de flama, y la muestra corrió en duplicado, con un grado de reproducibilidad del 0,61 %. La precisión de los análisis de argón dependen de la calidad las medidas del espectrómetro de masas isotópico, la calibración del trazador de ^{38}Ar contra una muestra estándar, y también del contenido de argón atmosférico en la extracción. Para determinaciones normales, el error analítico total es calculado considerando el error de propagación, y se encuentra cerca del 3% al nivel 2σ . Constantes de decaimiento de potasio son las recomendadas por Steiger and Jäger, (1977).

Los detalles analíticos de las medidas de K-Ar son presentadas en la Tabla VI-1.

Muestra (Número Laboratorio)	Litología	K (%)	⁴⁰ Ar Rad ccSTP/g (*10 ⁻⁶)	⁴⁰ Ar Atm (%)	Edad (Ma)
FCO863 (8256)	Andesita (Banaquita)	3.75	9.31	12.25	62.7 ± 1.6

Tabla VI-1 Determinación de edad K-Ar en muestra de roca total del Complejo La Pera. Constantes son las recomendadas por Steiger and Jaeger (1977)

Ellos muestran que la banaquita presenta un relativamente alto contenido de K, igual a 3,8%, lo que es esperado en rocas pertenecientes a la serie shoshonítica. La medida de ⁴⁰Ar tiene una adecuada calidad analítica, con argón atmosférico igual a 12.25%. El error experimental es del 2,6%.

Las fases primarias que presentes en la banaquita FCO863, corresponden a fenocristales de bitownita y labradorita, diópsido fresco, y magnesiohastingista y paragsita, más una masa fundamental compuesta de microlitos de plagioclasa, y feldespató potásico anhedral intersticial, además de apatito accesorio. Los fenocristales de plagioclasa en esta muestra presentan leve sericitización, albitización y alteración a arcillas, mientras que las anfíbolas presentan bordes de descomposición a óxidos de Fe-Ti, como es común en anfíbolas volcánicas. Bajo la inspección microscópica, la masa fundamental no se presenta alterada, lo que tampoco se observa en la imagen de electrones retrodispersados (Figura IV.25 a,b; Figura IV.26). Estas características, sumado a la buena calidad del análisis sugieren que la edad de 62 Ma debería representar la edad del volcanismo del Complejo La Pera.

El Complejo La Pera es una unidad informal que es considerada parte integral de la Formación Canal Bertrand (Mpodozis, 2006), a la cual se le ha asignado una edad Aptiano-Albiana mediante su contenido fosilífero (Castelli et al., 1992). Canal Bertrand tiene una edad máxima de 114 Ma, determinada por dataciones U-Pb en circones detríticos pertenecientes a su base por Mpodozis (2006). El mismo autor obtiene una edad en circones detríticos pertenecientes al Complejo La Pera en el sector del Estero

la Pera de 102 Ma, lo que sugiere una edad máxima Albiana para él. Pese a que no se reconoce su techo, es probable que el Complejo La Pera sea más viejo que la Formación Latorre, de edad máxima entre 89 y 91 Ma, encontrándose ambas en contacto por falla (Mpdosis, 2006). Además se le ha asignado a la Formación Latorre una edad Albiana media a Coniaciano, dada por la presencia de amonites (Covacevich, en Castelli et al, 1992). Todo esto indica que el Complejo La Pera tiene una edad mínima Coniaciana, cercana probablemente al Albiano.

Esto significa que la edad K-Ar de roca total carece de significado geológico, e indica un rejuvenecimiento del sistema isotópico original, lo que dada la poca alteración presente en la muestra, puede ser explicado por una alteración en la masa fundamental no distinguible. Si consideramos esta hipótesis como correcta, se puede explicar la edad de los 60 Ma como una edad producto de la alteración.

Las fases que aportan contribuciones importantes de potasio al sistema corresponden a los fenocristales de plagioclasa y anfíbola, y a la masa fundamental de plagioclasa y feldespato potásico. Si se considera que la plagioclasa y feldespato potásico presente en la masa fundamental también se encuentran levemente alteradas, la apertura del sistema isotópico ocurrió a baja temperatura, de manera de conservar cerrado el sistema isotópico de la anfíbola (de mayor temperatura de cierre), por lo que el sistema representado por la roca total fue abierto parcial y selectivamente. De esta forma, la edad aquí obtenida de 60 Ma se interpreta resultado de la mezcla de la edad de alteración registrada por la apertura del sistema isotópico en feldespato, y la edad de cristalización de la anfíbola. Esta misma interpretación puede ser válida para las edades K-Ar de 88y 95 Ma mencionadas en Castelli et al. (1992).

VI.2 ISOTOPIA

Se realizaron análisis isotópicos de Nd en el Centro de Pesquisas Geocronológicas, en la Universidad de São Paulo. Las muestras de rocas fueron trituradas y cuarteadas hasta obtener 200g. Luego fueron llevadas a polvo en un molino de carburo de tungsteno. El Nd fue separado químicamente en columnas de HDEHP apoyadas en polvo de teflón. Las concentraciones de Nd fueron obtenidas por dilución isotópica usando un trazador mezclado de ^{149}Sm y ^{150}Nd . Las razones isotópicas fueron calculadas en relación con $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ (De Paolo, 1981). Los análisis de isótopos radiogénicos se realizaron usando espectrómetro de Micromasa VG 354. En el momento de los análisis se obtuvieron los siguientes valores para estándar: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512093 \pm 0.000007$ (2σ) para la Jolla

Las muestras escogidas para estos análisis son las espesartitas FO0218B, STO336B, la absaroquita perteneciente a la Formación Barros Arana FO0436. Además se presentará un análisis de la espesartita STO225 (equivalente a FCO835) (Calderón, 2006)

A la Formación Barros Arana se le ha asignado una edad Albiana mediante su fauna fósil (Fuenzalida and Covacevich, 1988), y Stern (1991) presenta una edad de K-Ar en un megacrystal de anfíbola de 104 ± 3 Ma, que es concordante con la edad paleontológica. En base a estas razones, se calcularán las razones isotópicas dependientes de la edad para absaroquitas de la Formación Barros Arana a los 125 y los 100 Ma.

En el caso de las espesartitas, su edad máxima es Aptiano, debido a que se han reconocido intruyendo a la Formación Zapata, y cortando a una tonalita con edad de 126 Ma. U-Pb (Hervé et al., 2007b). Además, Rapalini et al (2008) presenta una edad de 125 Ma K-Ar en una espesartita cortando a la Formación Zapata, pero indica que probablemente sean más jóvenes. En base a esto se calcularán las razones isotópicas dependientes de la edad a los 125 y 100 Ma, al igual que las absaroquitas.

Muestra	Litología	Unidad	Edad1 Ma	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	ϵ_{Nd}	
									t1	T_{DM} Ma
STO225	Espesartita**	DL	125	2,474	12,133	0,1233	0,512807	0,512706	+ 4,5	544
STO336B	Espesartita	DL	125	5,369	27,122	0,1197	0,512738	0,512640	+ 3,2	668
FO0218B	Espesartita	DL	125	4,649	23,609	0,1191	0,512767	0,512669	+ 3,7	614
FO0436	Basalto	FBA	125	6,329	28,870	0,1325	0,512798	0,512689	+ 4,1	577
Anf 11BX	Basalto*	FBA	125	7,68	27,3	0,1701	0,512889	0,512750	+ 5,3	459
Anf Cpx 11BX	Basalto*	FBA	125	3,54	13,3	0,1609	0,512871	0,512739	+ 5,1	479
Ap 11BX	Basalto*	FBA	125	77,1	371,2	0,1256	0,512850	0,512747	+ 5,3	464

Tabla VI-2 Composición de isotópica de Nd de espesartitas, basalto de la Formación Barros Arana, y Dique de dolerita. * Indica Datos de Stern (1991) realizados en minerales: Anf (Anfibola), Cpx (Clinopiroxeno), Ap (Apatito) y ** de Calderón (2006). Cálculos dependientes de la edad se han realizado tomando 125 Ma.

Muestra	Litología	Unidad	Edad2 Ma	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\epsilon_{\text{Nd } t_2}$	T_{DM} Ma
STO336B	Espesartita	DL	100	0,512660	+ 2,9	673
FO0218B	Espesartita	DL	100	0,512689	+ 3,5	620
FO0436	Basalto	FBA	100	0,512711	+ 3,9	578
Anf 11BX	Basalto*	FBA	100	0,512778	+ 5,2	449
Anf Cpx 11BX	Basalto*	FBA	100	0,512766	+ 5,0	473
Ap 11BX	Basalto*	FBA	100	0,512768	+ 5,0	468

Tabla VI-3 Comparación de cálculos dependientes de la edad en Figura VI.2, tomando esta vez una edad de 100 Ma.

Las espesartitas tienen valores de la razón $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ muy cercanos, variando entre 0,1191 y 0,1233. Varían del orden de 0,3 unidades de épsilon neodimio (ϵ_{Nd}) cuando es calculado a 125 o a 100 Ma, exhibiendo un $\epsilon_{\text{Nd } 125}$ entre +3,2 y +4,5, y $\epsilon_{\text{Nd } 100}$ entre + 2,9 y + 4,2. Por su parte, la absarocita de la Formación Barros Arana tienen una razón $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1325$, levemente mayor a las espesartitas, y un ϵ_{Nd} dentro del rango de valores de las espesartitas, variando no más de 0,2 unidades de épsilon

neodimio al calcularlo con 100 o 125 Ma, con valores de $\epsilon_{Nd\ 125} = + 4,1$ y $\epsilon_{Nd\ 100} = + 3,9$. Los datos isotópicos publicados por Stern et al., (1991) en minerales de una muestra de basalto de la Formación Barros Arana, tienen los valores más altos de ϵ_{Nd} , variando en 0,2 unidades de épsilon neodimio calculado a los 100 o 125 Ma, con valores de $\epsilon_{Nd\ 125} = + 5,1 - + 5,3$ y $\epsilon_{Nd\ 100} = + 5,0 - + 5,2$, con un rango de $^{147}Sm/^{144}Nd$ de 0,1256-0,1701, entre la razón $^{47}Sm/^{144}Nd$ para las espesartitas y los basaltos en el caso del apatito, y con valores mayores para la anfíbola, y la anfíbola+clinopiroxeno. Por su parte la dolerita presenta la razón más baja de $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,0644$, con la mayor variación del $\epsilon_{Nd} = + 5,1$ y $+ 4,7$.

VI.3 DISCUSIONES

El análisis de K-Ar en roca total realizado en una banaquita relativamente fresca del Complejo La Pera sugiere que el sistema isotópico K-Ar de roca total se abrió parcialmente, afectando solo al subsistema de las plagioclasas, por lo que la edad obtenida se interpreta como resultado de la mezcla de la edad de alteración registrada por la apertura del sistema isotópico en feldespatos, y la edad de cristalización de la anfíbola. Por esta razón se sugiere la datación del Complejo La Pera mediante la técnica ^{40}Ar - ^{39}Ar en anfíbola.

Los valores de $\epsilon_{\text{Nd } 125-100}$ de las espesartitas, cercanos a +4 sugieren que los diques de lamprófito tuvieron una fuente común, y pueden ser consideradas como aportes del manto litosférico, e indica que ellos no sufrieron incorporación importante de componentes corticales. Este es el mismo valor para ϵ_{Nd} la absaroquita de Barros Arana, lo que indica que estos basaltos y las espesartitas están fuertemente relacionados y poseen un origen similar. Los minerales pertenecientes a la Formación Barros Arana analizados por Stern (1991) poseen ϵ_{Nd} levemente mayores a +5, y han sido realizados en un megacristal de anfíbola, un xenolito de 80% clinopiroxeno y 20% anfíbola, y un apatito separado el mismo xenolito, encontrados dentro de un basalto, sugiriendo que estas fases son originadas dentro del mismo manto litosférico, pero quizás en porciones más profundas. Stern (1991) sugiere que estas fases son connatas con los basaltos, por lo que ellas pueden representar de manera más prístina la fuente original de los mismos.

Estas rocas tienen valores similares de $\epsilon_{\text{Nd}100}$ a las porciones máficas del Plutón Diorítico Moat (gabros y hornblenditas), de 110 Ma (González Guillot et al., 2009), el que en su conjunto ha sido interpretado como el equivalente plutónico de las lavas de la Formación Barros Arana (Figura VI.1).

Los valores de $\epsilon_{\text{Nd}100}$ de las muestras aquí descritas se encuentran por debajo de los calculados para el Complejo Ofiolítico Tortuga (de $\epsilon_{\text{Nd}} \sim +7$) (Stern, 1991), y por encima

de los calculados para rocas máficas del Complejo Ofiolítico Sarmiento ($\epsilon_{Nd} \sim +2$) (Calderón et al., 2007b) (Figura VI.1), ambas manifestaciones del Jurásico Tardío, por lo se sugiere que espesartitas, absaroquitas, y probablemente shoshonitas y banaquitas representan un evento magmático generado desde una fuente mantélica diferente. Además, sus ϵ_{Nd100} se encuentran dentro del rango de ϵ_{Nd100} calculados para xenolitos mantélicos de peridotitas con presencia de flogopita y anfíbola en vetillas y/o diseminada (manto metasomatizado), y peridotitas de espinela presentes en basaltos alcalinos de Pali Aike.

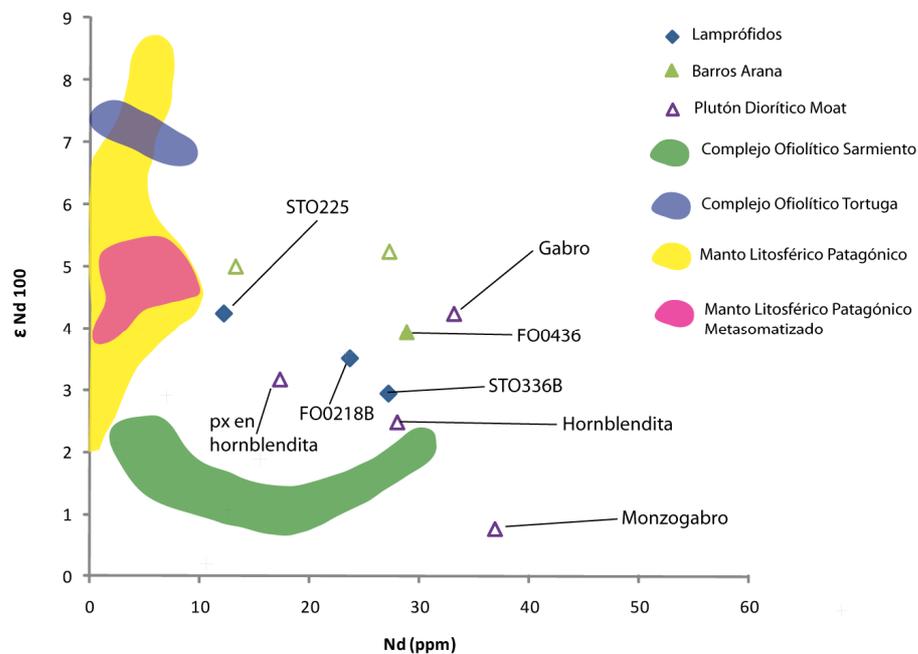


Figura VI.1 Gráfico Neodimio versus ϵ_{Nd} . Además de resultados aquí obtenidos se grafican análisis del Plutón Diorítico Moat (PDM) (González Guillot et al., 2009); Complejo Ofiolítico Tortuga (COT) (Stern, 1991); magmatismo máfico del Complejo Ofiolítico Sarmiento (COS) (Calderón et al., 2007a; Calderón et al., 2007b), y manto litosférico patagónico representado por xenolitos Mantélicos encontrados en basaltos alcalinos de Pali-Aike (Stern et al., 1999), que se grafican separando aquellos pertenecientes a porciones metasomatizadas, y en Cerro Redondo (Schilling et al., 2005).

Por otra parte, la tonalita de hornblenda biotita del Batolito Patagónico Sur de 126 Ma, (intruida por una espesartita), tiene un valor de $\epsilon_{\text{Nd}t} = +4.0$, dentro de los rangos de $\epsilon_{\text{Nd}100}$ para las espesartitas y absaroquitas. (Figura VI.1).

Hervé et al (2007b) muestran que los valores de $\epsilon_{\text{Nd}t}$ para plutones del Batolito Sur Patagónico se vuelven progresivamente más altos a medida que su edad decrece. Específicamente, valores de $\epsilon_{\text{Nd}t}$ para plutones del Batolito Patagónico con edades de entre 150 Ma y 95 Ma varían entre -5.5 y +2.1, excepto por la tonalita arriba mencionada (Figura VI.2).

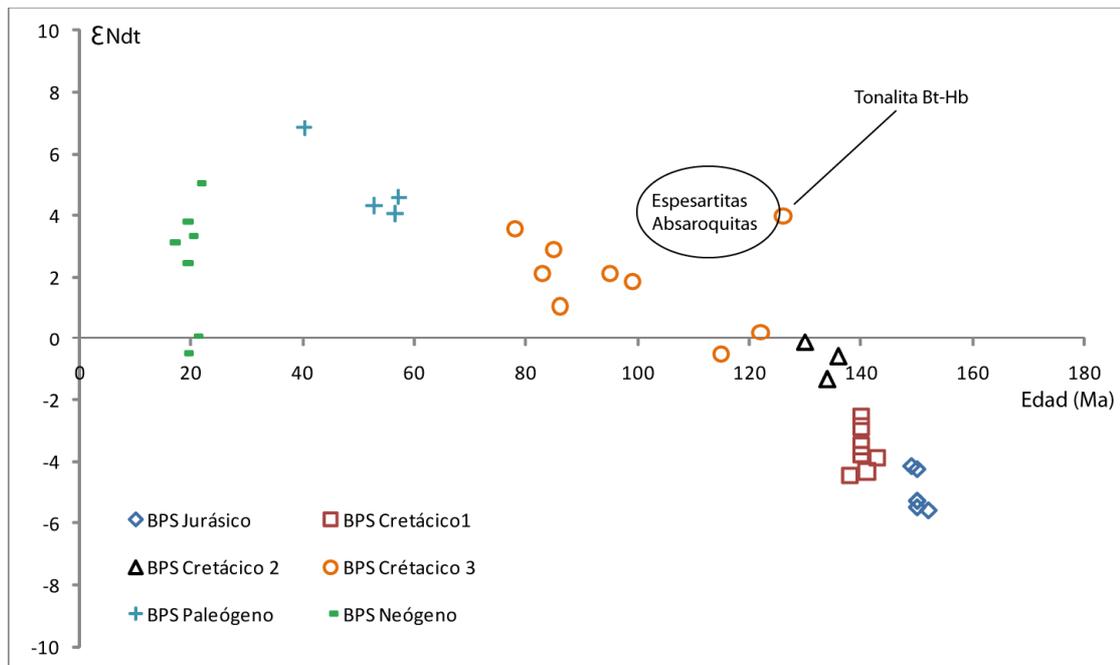


Figura VI.2 Diagrama de edad versus $\epsilon_{\text{Nd}t}$ para rocas pertenecientes al Batolito Sur Patagónico. (Hervé et al., 2007b). Se indican los valores de $\epsilon_{\text{Nd}t}$ que pueden alcanzar espesartitas, absaroquitas y el dique de dolerita, dentro del rango de edad posible para ellos.

Esta observación sugiere que la tonalita probablemente se originó a partir de una fuente similar a la que dio origen a espesartitas, absaroquitas. Además se observa que entre 100 y 110 Ma, el Batolito Patagónico Sur carece de registro geocronológico.

González Guillot et al., (2009) sugieren que las porciones más evolucionadas del Plutón Diorítico Moat (monzonitas y monzogabros) son resultado de procesos de cristalización fraccionada más asimilación de material cortical.

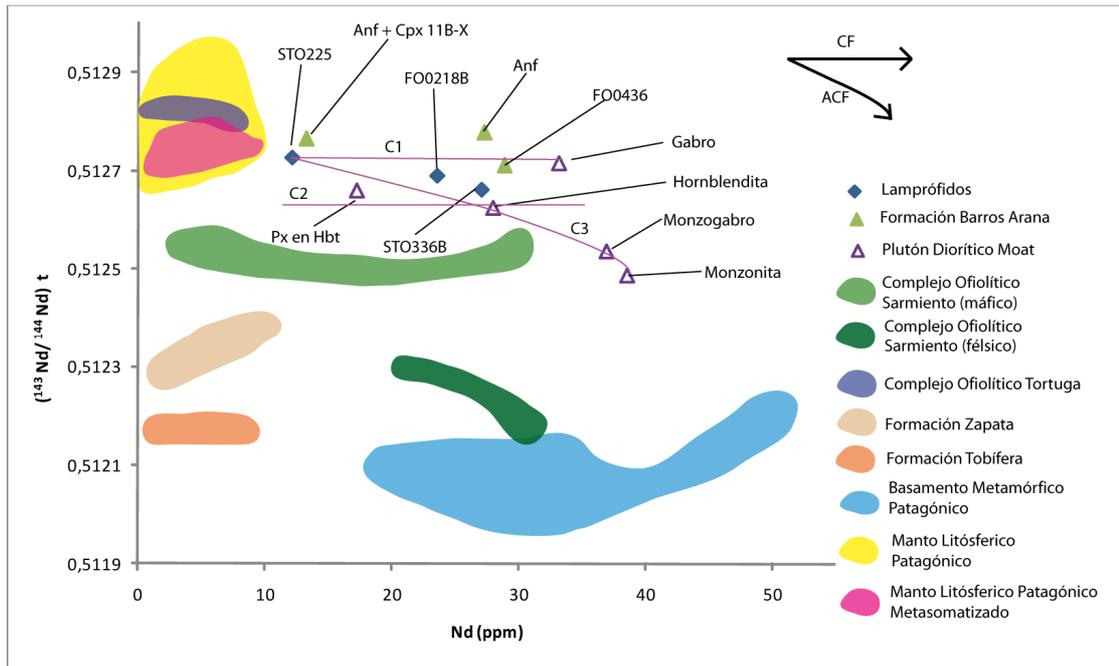


Figura VI.3 Diagrama de Nd versus $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$. Se grafican datos de espesartitas, Formación Barros Arana, dolerita, Plutón Diorítico Moat, Complejo Ofiolítico Sarmiento, Complejo Ofiolítico Tortuga, Manto Litosférico Patagónico (representado por xenolitos Mantélicos en Pali Aike), Formación Zapata, Formación Tobífera, y Basamento Metamórfico Patagónico, representado por el Complejo Metamórfico Oriental, Complejo Metamórfico Staines, Complejo Metamórfico Puerto Edén. La razón $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ es calculada tomando 100 Ma para espesartitas, absaroquitas y xenolitos.

En la Figura VI.3, se han graficado los valores de Nd (ppm), versus la razón $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ de posibles fuentes para el magmatismo de espesartitas, absaroquitas, e integrantes del PDM, a saber los xenolitos mantélicos encontrados en el campo basáltico de Pali Aike (Stern et al., 1999), con la razón $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ calculada a 100 Ma, y posibles contaminantes, como La Formación Zapata (Fildani and Hessler, 2005), Formación Tobífera (Calderón et al., 2007b), Complejo Metamórfico Oriental (Augustsson, 2003), Complejo Metamórfico Staines (Calderón et al., 2007b), Complejo Metamórfico Puerto Edén (Calderón, 2006) e incluso los Complejos

Ofiolíticos Sarmiento (Calderón et al., 2007b) y Tortuga (Stern, 1991). En el gráfico se observa que una composición isotópica parental como la de la espesartita STO225 (la más primitiva), puede evolucionar por un camino como C1, para dar paso a los xenolitos de anfíbolos más clinopiroxeno (FBA), la espesartita FO0218B, a megacristales de anfíbolos (FBA), y a un gabro del PDM, por un proceso de cristalización fraccionada “pura”, es decir, sin o con muy poca asimilación cortical. El camino 3 (C3) plantea la hipótesis de que la variación isotópica entre la espesartita STO225 hacia la monzonita y el monzogabro del PDM haya sido influenciada por mayores contribuciones de posibles rocas de cajas, como las mencionadas arriba. En el caso del piroxeno en la hornblendita (PDM), la espesartita STO336B, y la hornblenditas (PDM), pueden considerarse caminos intermedios con grados variables de cristalización fraccionada y contaminación de roca de caja, aunque dado sus características más primitivas es más probable que sus variaciones isotópicas se deban a heterogeneidades en la fuente.

VI.4 CONCLUSIONES

La datación realizada en una absaroquita del Complejo La Pera no ha permitido establecer con mayor precisión su edad Albiana. Sin embargo sugiere que el sistema isotópico de las anfíbolos no ha sido abierto, por lo que se sugiere aplicar el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en anfíbolos.

Los datos isotópicos de Sm-Nd permiten concluir que la fuente que dio origen a las espesartitas, absaroquitas de la Formación Barros Arana, son probablemente la misma, o muy similares, considerándose aportes del manto litosférico, cercanas a la composición isotópica del manto litosférico subcontinental de la Patagonia. En este sentido, su fuente es distinta a la que dio origen al resto del volcanismo máfico de la zona de estudio, como el Complejo Ofiolítico Sarmiento o Tortuga, y diferente también a la fuente que dio origen al magmatismo calcoalcalino contemporáneo del Batolito Sur Patagónico. Además se propone que tanto espesartitas como absaroquitas no sufrieron contaminación cortical durante su evolución, por lo que su diferenciación se debe principalmente a cristalización fraccionada. De cualquier forma hacen falta

modelos que permitan cuantificar y resolver los procesos involucrados en el magmatismo aptiano-albiano.

VII. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

VII.1 Relación entre las unidades

Pese a que la edad de los diques de lamprófidio no está bien constreñida, y por lo tanto se desconoce si ellos son contemporáneos, sus marcadas similitudes petrográficas y mineralógicas, los extremadamente similares y apretados patrones de REE y de diagramas multielementales, sumado a las firmas geoquímicas similares y distintivas, además de los cercanos ϵ_{Nd} entre los diques de lamprófidio, permiten afirmar que las espesartitas son cogenéticas entre sí, por lo que conforman una unidad intrusiva nueva, no identificada como tal en la región, que de ahora en adelante llamaremos Diques de Lamprófidio Riesco, dada la ubicación del lamprófidio tipo STO225 que ha sido elegido el más representativo (Ubicado en la Península Garfio, al W de la Cordillera Riesco).

Los diques de Lamprófidio Riesco forman un enjambre de diques de disposición subvertical y tendencia general E-W. Ellos afloran en los alrededores de la Cordillera Sarmiento y Riesco, delineando una franja N-S de unos 80 km de largo, cubriendo un área mínima de 2400 km². Se emplazan en la Formación Tobífera, El Complejo Ofiolítico Sarmiento, la Formación Zapata. También se ha reconocido su presencia en la Bahía Beaufort, en la que un lamprófidio intruye a una tonalita del Batolito Patagónico Sur, por lo que su extensión areal puede ser aún mayor. Ellos son clasificados como espesartitas, miembros de la rama de lamprófidios calcoalcalinos (sensu Rock 1991), con firmas geoquímicas shoshoníticas.

En este estudio se presenta la revisión de rocas no investigadas del Complejo La Pera que afloran en el sector del Cabo King, Península de Brunswick. Sus características petrográficas, mineralógicas, y geoquímicas permiten afirmar que corresponden a las mismas rocas expuestas en el estero La Pera, su localidad tipo, estudiadas por Prades (2008). Ellas son clasificadas como shoshonitas a banaquitas, miembros intermedios a ácidos de la serie shoshonítica, con características ultrapotásicas.

Las comparaciones espaciales, temporales, mineralógicas, petrográficas y geoquímicas de las shoshonitas y absaroquitas del Complejo La Pera con las absaroquitas de la Formación Barros Arana indican que son formaciones correlacionables, y corresponden al mismo evento magmático, que delimitan una franja de magmatismo de orientación NNW-SSE, de ~ 150 km de largo, aflorando unos 40 km al este de los Complejos Ofiolíticos Sarmiento y Capitán Aracena, y de los diques de lamprófido Riesco.

Asociaciones entre lamprófidos calcoalcalinos y rocas volcánicas shoshoníticas han sido descritas en otros lugares alrededor del mundo, en la llamada asociación B de Rock (1991). Las similitudes mineralógicas, petrográficas, geoquímicas, e isotópicas entre los diques de Lamprófido Riesco, las absaroquitas de la Formación Barros Arana y las shoshonitas y banaquita del Complejo La Pera indican que su magmatismo se encuentra fuertemente relacionados en su génesis, por lo que en su conjunto conforman una suite ígnea distintiva, que se denominara suite shoshonítica de Última Esperanza.

VII.2 Petrogénesis

Las propiedades geoquímicas (bajos SiO₂, alto #Mg, MgO, Cr, Ni) de los Diques de Lamprófido Riesco, han demostrado que pueden ser considerados el magma parental para de la suite shoshonítica de Última Esperanza, e incluso pueden ser considerados producto de magmas primarios, es decir directamente derivados de la fusión parcial del manto, lo que es soportado por sus $\epsilon_{Nd_t} \sim + 4.0$. Las anomalías geoquímicas características (elevados LILE/HFSE, LREE/HREE) indican una fuente en el manto litosférico subcontinental de peridotita metasomatizada, enriquecido en estos elementos incompatibles debido a la incorporación de flogopita y/o anfíbolos en forma de vetillas o diseminadas, en un evento relacionado a procesos de subducción.

De acuerdo al mecanismo de fusión de vetillas + roca de caja de Foley (1992b), muy pequeños grados de fusión parcial de las vetillas, pueden dar origen a un magma como

el que origino a los lamprófidos. Pequeños aumentos de la fusión parcial de este manto metasomatizado (<1 %) (Wilson, 1989), más procesos de cristalización fraccionada, pueden hacer evolucionar este magma lamprófido para generar el volcanismo shoshonítico de la Formación Barros Arana, y el Complejo La Pera, en el mismo mecanismo propuesto por (Prades, 2008) para el origen de la shoshonita del Complejo La Pera. La variación de algunos óxidos y elementos traza indican que la cristalización fraccionada tuvo un control importante en la evolución tanto dentro de cada unidad, como entre ellas. De acuerdo a los datos mineralógicos y geoquímicos, la contaminación cortical no es un proceso importante que explique las diferencias entre la suite shoshonítica de Última Esperanza (aunque están faltando datos de isotópicos en el Complejo La Pera que lo confirme), por lo que las diferencias no atribuibles a los procesos mencionados se asocian a heterogeneidades en la zona fuente.

Respecto a los diques máficos aquí descritos como familiares de lamprófidos, pueden ser considerados en el caso de las doleritas de anfíbolos y basaltos- espesartíticos como relativos empobrecidos en volátiles de las espesartitas. De hecho los basaltos espesartíticos podrían constituir diques alimentadores para el volcanismo shoshonítico de la suite de Última Esperanza. Sin embargo, esto debe ser confirmado por un estudio geoquímico e isotópico.

Es importante mencionar que la fuente de manto metasomatizado sugerida aquí es reportada por Stern en el manto litosférico subcontinental de la Patagonia, registrada en la ocurrencia de xenolitos mantélicos ocurridos en basaltos alcalinos en el campo volcánico cuaternario de Pali-Aike. Los ϵ_{Nd} de xenolitos mantélicos y metasomatizados calculados a los 100 Ma son muy similares a los calculados para las espesartitas, y las absaroquitas de la Formación Barros Arana, por lo que se apoya esta probable fuente. Más aun, es posible que el evento metasomático que haya introducido los minerales portadores de elementos incompatibles sea el mismo, dada la cercanía de las dos zonas, lo que queda bajo debate y necesita un estudio más detallado. De ser esto correcto, la edad de la suite shoshonítica de Última Esperanza acota la edad mínima del evento metasomático que afecto al manto litosférico subcontinental de la Patagonia.

VII.2.1 Relación con actividad ígnea máficas en la región

Otras expresiones magmáticas máficas en la Patagonia se encuentran reportadas por los Complejos Ofiolíticos de Rocas Verdes y por el magmatismo potásico Fueguino (González Guillot et al., 2009). La relación entre la suite shoshonítica de Última Esperanza y los Complejos Ofiolíticos es rechazada en primer lugar por su relación temporal, ya que al Complejo Ofiolítico Sarmiento se le ha atribuido una edad de ca. 150 Ma (Calderón et al., 2007a), y tal como se ha discutido en este trabajo al volcanismo shoshonítico de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera se atribuye al Albiano (Mpodozis, 2006; Stern et al., 1991). Además, los distintos patrones de REE y en los diagramas de elementos incompatibles (Prades, 2008), sumado a los distintos valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ indican que ellos no guardan relación magmática.

Por otra parte, la edad de 110 Ma del la magmatismo potásico Fueguino (González Guillot et al., 2009), representado por el Plutón Diorítico Moat, y los extremadamente similares patrones de REE de los miembros máficos del PDM con las absarokititas de la Formación Barros Arana, hacen sugerir a González Guillot que el PDM es el equivalente plutónico de la FBA. El PDM se encuentra cortado por espesartitas, lo que sumado a las virtualmente idénticas características de la espesartita TNO713C que aflora en la Isla Navarino intruyendo al COT, sugieren que corresponden al mismo evento magmático. Uno de los miembros máficos del PDM es una hornblendita, por lo que la apoya la tesis de que la hornblendita considerada en este estudio como posible familiar de lampróvido, lo es, y posiblemente forma parte de la suite shoshonítica de Última Esperanza. Todo esto indica que este magmatismo shoshonítico tiene un carácter regional y se encuentra distribuido a lo largo de la Patagonia. Dado el pequeño volumen de este volcanismo, y el restringido acceso a los afloramientos en la zona de estudio, es probable que aun falte registro de estas rocas.

VII.3 Implicancias Tectónicas

El modelo tectónico propuesto por Prades (2008) para explicar el origen de las rocas basálticas correspondientes a La Formación Barros Arana y el Complejo La Pera, integra los modelos de Stern (1991) y propuesto por Mpdozis (en Prades 2008). Este modelo sugiere que al menos desde el Cretácico inferior existía subducción dirigida al este, en la cual se habrían generado los plutones del Complejo Plutónico Cretácico 2 (BPS). Cerca de los 120 Ma, producto un incremento global en las tasas de expansión oceánicas (Dalziel, 1990), o a causa de que la apertura del Atlántico provocó un aumento de la tasas de convergencia a lo largo del margen activo de Sudamérica (Cunningham, 1995), se habría disminuido el ángulo de subducción (Stern, 1991), lo que habría provocado la migración al este del magmatismo, generando el Complejo Plutónico Cretácico 3, y habría comenzado el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes. A partir de entonces la subducción hacia el este habría provocado el metasomatismo del manto sobre la placa subductada, enriqueciendo en H₂O, elementos incompatibles, y explicaría las anomalías negativas de Nb-Ta-Ti presentes en el volcanismo shoshonítico de la Formación Barros Arana. Cercano a los 100 Ma, producto de un *underthrusting* de la parte oriental bajo la parte occidental de la Cuenca de Rocas Verdes (Cunningham, 1995), o de un corto periodo de subducción reversa, (Hervé et al., 2007a; Kraemer, 2003), habría tenido lugar una extensión por flexura en el margen pasivo de dicha cuenca, (Mpdozis, en Prades 2008), la que habría producido bajos porcentajes de fusión parcial del manto metasomatizado y rico en volátiles, generando magmas shoshoníticos que ascendieron rápidamente a la superficie (Figura VII.1). Los datos generados en este trabajo confirman este modelo, pero diagramas de discriminación tectónica para rocas potásicas aplicados en este estudio indican un régimen de arco post-colisional para la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera. Este emplazamiento es apoyado por los lamprófidos cogenéticos, post-tectónicos, por lo que se sugiere que estas rocas ocurrieron luego de etapas tempranas del cierre de la cuenca de Rocas Verdes, evento probablemente relacionado a la obducción de las ofiolitas, y al *underthrusting* de la porción oriental de la cuenca.

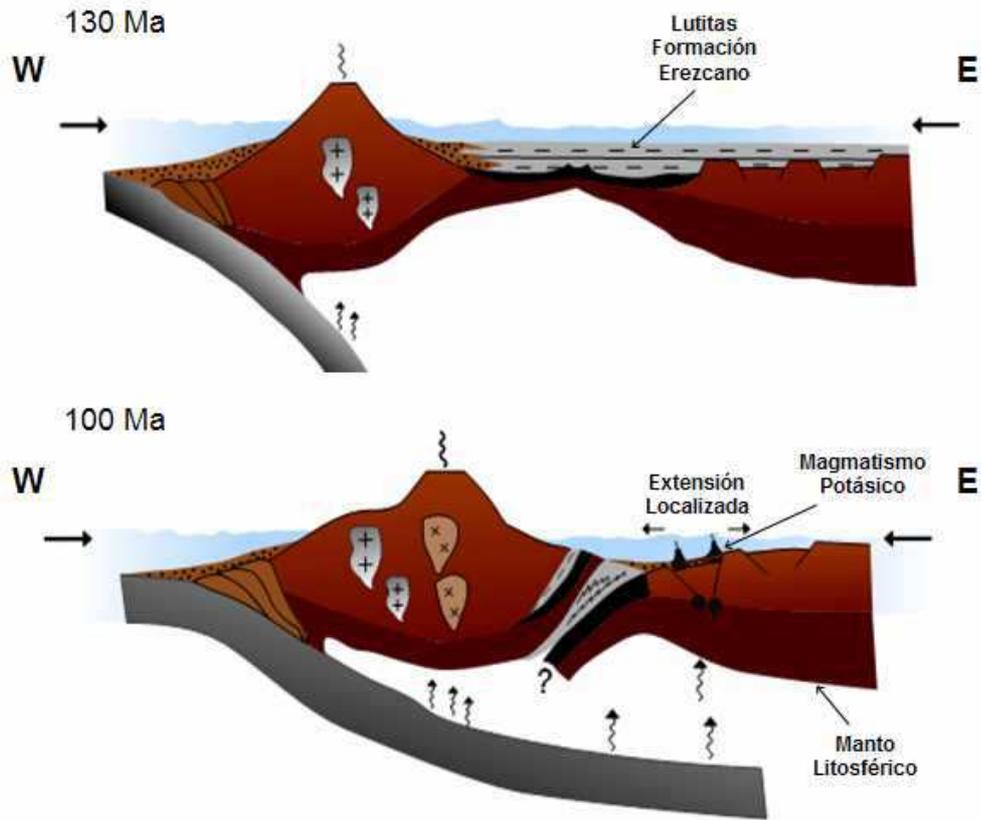


Figura VII.1 Modelo tectónico propuesto por Prades (2008) para explicar el origen de las rocas basálticas pertenecientes a la serie shoshonítica de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera.

Referencias

- Álvarez, J., 2007. Evolución geodinámica del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, XII Región, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile: 91.
- Allen, R.B., 1982. Geología de la Cordillera Sarmiento, Andes Patagónicos, entre los 51°00' y 52°15' Lat. S, Magallanes, Chile, Boletín 38. Servicio Nacional de Geología y Minería, 46 pp.
- Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K. and Reynolds, J.H., 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30(2): 159-189.
- Ashley, P.M., Cook, N.D.J., Hill, R.L. and Kent, A.J.R., 1994. Shoshonitic lamprophyre dykes and their relation to mesothermal Au---Sb veins at Hillgrove, New South Wales, Australia. *Lithos*, 32(3-4): 249-272.
- Augustsson, C., 2003. Provenance of Late Palaeozoic sediments in the southern Patagonian Andes: age estimates, sources, and depositional setting. Dissertation, Westfälische Wilhelms-Universität Münster: 94.
- Avendaño, V., 2008. Petrología del Complejo Ofiolítico Tortuga, Magallanes Chile: Evidencias de un metamorfismo Cretácico Inferior. Memoria de Título, Universidad de Chile: 127.
- Baéz, J., Ruberti, E., de Barros, C. and Garda, G., The kentallenite pipe (calc-alkaline lamprophyre) Ymi-1 that it happens next to Asunción's rift in the Center of the Eastern Paraguay: A new primary source for the diamond. Proyecto Petrología e geoquímica de rochas Alcalinas (97/01210-4).
- Beccaluva, L., Di Girolamo, P. and Serri, G., 1991. Petrogenesis and tectonic settings of the Roman Volcanic Province, Italy. *Lithos*, 26: 191-221.
- Best, M.G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Oxford. Ed. Blackwell Science Ltda.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R. and De Wit, M.J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 41(1): 32-46.
- Burns, K., Rickard, M., Belbin, L. and Chamalun, F., 1980. Further palaeomagnetic confirmation of the Magallanes orocline. *Tectonophysics*, 63: 75-90.
- Calderón, M., 2006. Petrogenesis and Tectonic evolution of late Jurassic bimodal magmatic suites (Sarmiento Complex) and migmatites (Puerto Edén Igneous Metamorphic Complex) in the Southern Patagonian Andes, Chile. Tesis de Doctorado. Universidad de Chile: 170.
- Calderón, M. et al., 2007a. Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes. *Journal of the Geological Society*, 164(5): 1011-1022.
- Calderón, M. and Hervé, F., 2000. Metamorfismo de contacto en el margen oriental del Batolito Sur Patagónico (48° - 50°30'S). *Actas, IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, 2: 701-707.
- Calderón, M., Hervé, F., Cordani, U. and Massonne, H.-J., 2007b. Crust-mantle interactions and generation of silicic melts: insights from the Sarmiento Complex, southern Patagonian Andes. *Revista geológica de Chile*, 34: 249-275.

- Calderón, M. et al., 2005. Lamprophyre dykes in the Cordillera Sarmiento, Patagonian Andes : occurrence, mineralogy and petroctectonic implications. *Cong. Geol. Argentino*.
- Cañon, A., 1964. Reconocimiento geológico al oeste de la Sierra Toro, Última Esperanza. . Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago.
- Cañon, A. and Ernst, M., 1975. Correlaciones estratigráficas de la provincia de Magallanes. Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago.
- Carmichael, I.S.E., Lange, R.A. and Luhr, J.F., 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124(3): 302-333.
- Castelli, J., Robertson, R. and Harambour, S., 1992. Evaluación Geológica y Petrolera, bloques Última Esperanza Sur e Isla Riesco. Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago: 160.
- Cecioni, G., 1956. Detalles geológicos de Punta Sutherland, Seno Última Esperanza. Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago.
- Conceição, R.V. and Green, D.H., 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos*, 72(3-4): 209-229.
- Cortés, R., 1964. Estratigrafía y un estudio de paleocorrientes del Flysch cretáceo del Departamento de Última Esperanza, Provincia de Magallanes. Memoria de Título, Universidad Técnica del Estado, Departamento de Ingeniería Civil de Minas.
- Covacevich, V., 1991. Estudios paleontológicos y bioestratigráficos en la costa norte de Isla Riesco e interior de Seno Skyring, Región de Magallanes. Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago.
- Crane, W.H., 2004. Depositional history of the Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, Silla Syncline, Magallanes Basin, Chile Ph.D. thesis: Stanford, California, Stanford University: 275.
- Cunningham, W.D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian orocline. *Tectonics*, 12(1): 169-186.
- Cunningham, W.D., 1995. Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile. *Tectonophysics*, 244(4): 197-229.
- Cunningham, W.D., Klepeis, K.A., Gose, W.A. and Dalziel, I.W.D., 1991. The Patagonian Orocline: New Paleomagnetic Data From the Andean Magmatic Arc in Tierra del Fuego, Chile. *J. Geophys. Res.*, 96(B10): 16061-16067.
- Chen, B. and Zhai, M., 2003. Geochemistry of late Mesozoic lamprophyre dykes from the Taihang Mountains, north China, and implications for the sub-continental lithospheric mantle. *Geological Magazine*, 140(1): 87-93.
- Dalziel, I.W.D., 1981. Back-Arc Extension in the Southern Andes: A Review and Critical Reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454): 319-335.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J. and Palmer, K.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250(5464): 291-294.
- Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W. and Opdike, N.D., 1973. Palaeomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctic. In: Tarling, D.H., Runcorn,

- S.K. (Eds.), *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, 1, Academic Press, San Diego, CA: 87-101.
- de Wit, M., 1977. The evolution of the Scotia Arc as a key of the reconstruction of Southern Gondwanaland. *Tectonophysics*, 37: 53-82.
- de Wit, M.J. and Stern, C.R., 1976. A model for ocean-floor metamorphism, seismic layering and magnetism. *Nature*, 264(5587): 615-619.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. and Le Corre, C., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316(1-2): 91-119.
- Duggan, M.B. and Jaques, A.L., 1996. Mineralogy and geochemistry of Proterozoic shoshonitic lamprophyres from the Tennant Creek Inlier, northern territory. *Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*, 43(3): 269 - 278.
- Farfan, L., 1994. *Geología Estructural de la Península de Brunswick*. Memoria de Título, Universidad de Chile: 143.
- Faúndez, V., Hervé, F. and Lacasie, J.P., 2002. Provenance and depositional setting of pre-Late Jurassic turbidite complexes in Patagonia, Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 45(411-425).
- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A. and Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology*, 31(12): 1081-1084.
- Fildani, A. and Hessler, A.M., 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11-12): 1596-1614.
- Foley, S., 1992a. Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints, pp. 187-204.
- Foley, S., 1992b. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos*, 28(3-6): 435-453.
- Foley, S.F., 1984. Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador. *Lithos*, 17: 127-137.
- Foley, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.J., Greenough, J.D. and Jenner, G.A., 1996. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(4): 629-638.
- Forsythe, R. and Allen, R.B., 1980. The basement rocks of Península Staínes, Región XII, Province of Última Esperanza, Chile. *Revista Geológica de Chile* 10: 3-15.
- Forsythe, R. and Mpodozis, C., 1983. Geología del basamento pre-Jurásico Superior en el archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Boletín* 39, 63 pp.
- Fuenzalida, R. and Covacevich, V., 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. *Actas, V Congreso Geológico Chileno, Santiago*, 3(H): 159-183.
- Furman, T. and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos*, 48(1-4): 237-262.
- Galaz, G., Hervé, F. and Calderón, M., 2005. Metamorfismo y deformación de la Formación Tobífera en la cordillera Riesco, región de Magallanes, Chile:

- evidencias para su evolución tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4): 726-774.
- Gillespie, M.R. and Styles, M.T., 1999. BGS Rock Classification Scheme Volume 1: Classification of igneous rocks. British Geological Survey Research Report (2nd edition).
- González Guillot, M. et al., 2009. The Plutón Diorítico Moat: Mildly alkaline monzonitic magmatism in the Fuegian Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(4): 345-359.
- Gumbel Von, C.W., 1874. *Die Palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges*. Franz, Munchen.
- Harambour, S., 2002. Deep-seated thrusts in the frontal part of the Magallanes fold and thrust belt, Última Esperanza, Chile. En Cabalero, N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A. y Panarello, H.O. (eds.) XV Congreso Geológico Argentino, Actas CD-Rom, comunicación n. 383, El Calafate, Santa Cruz.: 1.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th Co Discrimination Diagram. *J. Petrology*, 48(12): 2341-2357.
- Hervé, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*. II(3): 183-188.
- Hervé, F., Fanning, C.M. and Pankhurst, R.J., 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1): 107-123.
- Hervé, F., Massonne, H.-J., Calderón, M. and Theye, T., 2007a. Metamorphic P-T conditions of Late Jurassic rhyolites in the Magallanes fold and thrust belt, Patagonian Andes, Chile. *Journal of Iberian Geology* 33(1): 5-16.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M. and Yaxley, G.M., 2007b. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97(3-4): 373-394.
- Hollister, J.S., 1943. Preliminary report three structures on the Brunswick Peninsula. Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago.
- Iddings, J.P., 1895. Absarokite-Shoshonite-Banakite Series.
- Ionov, D.A., Griffin, W.L. and O'Reilly, S.Y., 1997. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chemical Geology*, 141(3-4): 153-184.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- Katz, H.R., 1960. Revision of Cretaceous stratigraphy in the Patagonian Cordillera of Última Esperanza, Magallanes. Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago.
- Katz, H.R., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Última Esperanza, Magallanes Province, Chile. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 47(3): 506-524.
- Katz, H.R., 1964. Some new concepts on geosynclinal development and mountain building at the southern end of South America. In 22nd International Geological Congress, India, Proceedings. New Delhi, 4: 242-255.
- Kraemer, P., 1996. Regional balanced cross-section in the Patagonian Andes of Tierra del Fuego (Argentina and Chile). *Troisieme Symposium International sur la Geodynamique Andine, Resumes Etendus*: 407-410.

- Kraemer, P., 2003. Orogenic shortening and origin of the Patagonian orocline (56° s lat). *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 731-748.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. and IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrology*, 27(3): 745-750.
- Le Maitre, R.W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms : recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford.
- Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks 2nd ed.* Cambridge University Press: 236.
- Le Maitre, R.W. et al., 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. 2nd Edition.* Cambridge University Press.
- Leake, B.E. et al., 1997. Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82(9-10): 1019-1037.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 139-154.
- Luhr, J.F., 1997. Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican volcanic belt. *The Canadian Mineralogist*, 35(2): 473-500.
- MacKenzie, W.S. and Guilford, C., 1980. *Atlas of rock-forming minerals in thin section.* Longman, Londres,. 98.
- McHone, J.G., 1978. *Lamprophyre dikes of New England.* University of North Carolina at Chapel Hill, Chapel Hill, NC, United States.
- Middlemost, E.A.K., 1986. The nomenclature and origin of the noncumulate ultramafic rocks and the systematic position of kimberlites. in *Extended Abstract, Fourth International Kimberlite Conference (Perth)*. *Geol. Soc, Aust.*(16): 12-74.
- Miller, C.A., Barton, M., Hanson, R.E. and Fleming, T.H., 1994. An Early Cretaceous volcanic arc/marginal basin transition zone, Peninsula hardy, southernmost Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(1-2): 33-58.
- Mitchell, R.H., 1994. The lamprophyre facies. *Mineralogy and Petrology*, 51(2): 137-146.
- Moayyed, M., Moazzen, M., Calagari, A.A., Jahangiri, A. and Modjarrad, M., 2008. Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: Implications for deep-mantle metasomatism. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 68(2): 141-154.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1): 55-76.
- Morrison, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1): 97-108.
- Mpodozis, C., 2005. *Evolución tectónica de la cordillera y cuenca de antepaís de Tierra del Fuego.* Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago: 107.

- Mpodozis, C., 2006. Revisión de la estratigrafía y facies de la cuenca de antepaís cretácica entre Lago Argentino y Península Brunswick. informe Técnico ENAP (inédito), Santiago: 161.
- Mpodozis, C., 2007. Tectonics of the southern Patagonian Andes: a critical review. Libro de resúmenes, Geosur 2007: 105.
- Müller, D. and Groves, D.I., 1995. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. Lecture Notes in Earth Sciences, 56: 210.
- Müller, D., Rock, N.M.S. and Groves, D.I., 1992. Geochemical Discrimination Between Shoshonitic and Potassic Volcanic Rocks in Different Tectonic Settings: a Pilot Study. Mineralogy and Petrology, 46: 259-289.
- Natland, M.L., González, E., Cañón, A. and Ernst, M., 1974. A systems of stages for correlation of Magallanes Basin sediments. Memoir - Geological Society of America, 9(349-365).
- Ortiz, M., 2007. Condiciones de formación del Complejo Metamórfico Cordillera de Darwin, al sur del Seno Almirantazgo, Región Magallanes, Chile Memoria de Título, Universidad de Chile: 106.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. and Kelley, S.P., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. J. Petrology, 41(5): 605-625.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., Koukouvelas, I., Dolansky, L.M. and Kokkalas, S., 2009. Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: The Miocene of Limnos, Greece. Geological Society of America Bulletin, 121(1-2): 39-54.
- Pearce, J.A., 1976. Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts. Oxford University Press.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed.). Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley & Sons. London: 525-548.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12: 79-113.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290-300.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23(1): 251-285.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58(1): 63-81.
- Perring, C.S., Rock, N.M.S., Golding, S.D. and Roberts, D.E., 1989. Criteria for the recognition of metamorphosed or altered lamprophyres: A case study from the Archaean of Kambalda, Western Australia. Precambrian Research, 43(3): 215-222, 225-237.
- Plá Cid, J., Rios, D.C. and Conceição, H., 2006. Petrogenesis of mica-amphibole-bearing lamprophyres associated with the Paleoproterozoic Morro do Afonso

- syenite intrusion, eastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1-2): 98-115.
- Prades, C.F., 2008. Petrología y metamorfismo de las rocas basálticas en Isla Capitán Aracena, Isla Carlos III y Estero La Pera, Región de Magallanes, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile: 145.
- Prieto, X., 1994. Geología regional del sector comprendido entre Seno Última Esperanza y Seno Obstrucción: precordillera de la región de Magallanes. Trabajo de título, Universidad de Chile: 142.
- Ramírez, C., 2006. Ambiente Tectónico de Emplazamiento de la Formación Barros Arana. Memoria de Título, Universidad de Chile: 117.
- Ramos, V.A., 1989. Andean Foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, 73(7): 887-903.
- Rapalini, A.E., Calderón, M., Singer, S., Hervé, F. and Cordani, U., 2008. Tectonic implications of a paleomagnetic study of the Sarmiento Ophiolitic Complex, southern Chile. *Tectonophysics*, 452(1-4): 29-41.
- Rapalini, A.E., Hervé, F., Ramos, V.A. and Singer, S.E., 2001. Paleomagnetic evidence for a very large counterclockwise rotation of the Madre de Dios Archipelago, southern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 184(2): 471-487.
- Ricardi, A., 1990. Informes paleontológicos realizados para el Distrito Precordillera en Tierra del Fuego. Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago.
- Rock, N.M.S., 1977. The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions, and derivations. *Earth-Science Reviews*, 13(2): 123-169.
- Rock, N.M.S., 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 30(1): 191-226.
- Rock, N.M.S., 1991. *Lamprophyres*. Blackie and Sons Ltd, Glasgow: 285.
- Rock, N.M.S. and Groves, D.I., 1988. Do lamprophyres carry gold as well as diamonds? *Nature*, 332(6161): 253-255.
- Rosenbusch, H., 1877. *Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine*. Schweizerbart'sche Verlaghandlung, Stuttgart, Germany.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and Composition of the Continental Crust: A Lower Crustal Perspective. *Rev. Geophys.*, 33(3): 267-309.
- Schilling, M. et al., 2005. Spinel-facies mantle xenoliths from Cerro Redondo, Argentine Patagonia: Petrographic, geochemical, and isotopic evidence of interaction between xenoliths and host basalt. *Lithos*, 82(3-4): 485-502.
- SERNAGEOMIN, 2002. Mapa Geológico de Chile. Escala 1:1.000.000. Santiago.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 101-118.
- Soffia, J., 1988. Evaluación Geológica y Petrolera del Sector sur de la Provincia de Última Esperanza. Informe Técnico ENAP (inédito), Santiago, 1.011.0252: 89.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3): 359-362.
- Stern, C.R., 1991. Isotopic Composition of Late Jurassic and Early Cretaceous mafic igneous rocks from the southernmost Andes: Implications for sub-Andean mantle. *Revista Geológica de Chile*, 18(1): 15-23.
- Stern, C.R. and De Wit, M., 1980. The role of spreading centre magma chambers in the formation of Phanerozoic oceanic crust: evidence from Chilean ophiolites. *In:*

- PANAYIOTOU, A. (ed.) *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus*. Cyprus Geological Survey, Nicosia.
- Stern, C.R., de Wit, M. and Lawrence, J., 1976. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implication for ocean floor metamorphism, seismic layering, and magnetism. *Journal of Geophysical Research*, 81 (B23): 4370 - 4380.
- Stern, C.R. and De Wit, M.J., 2003. Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development of oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 218(1): 665-683.
- Stern, C.R., Futa, K., Saul, S. and Skewes, M.A., 1986. Nature and evolution of the subcontinental mantle lithosphere below southern South America and implications for Andean magma genesis. *Rev. Geol. Chile.*, 27: 41-53.
- Stern, C.R., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E.H. and Kyser, T.K., 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos*, 48(1-4): 217-235.
- Stern, C.R., Mohseni, P. and Fuenzalida, R., 1991. Petrochemistry and tectonic significance of Early Cretaceous Barros Arana Formation basalts, southernmost Chilean Andes *Journal of South American Earth Sciences*, 4(4): 331-342.
- Stern, C.R., Saul, S., Skewes, M.A. and Futa, K., 1989. Garnet peridotite xenoliths from Pali-Aike basalts of southernmost South America. *Kimberlites and related rocks. Geol. Soc. Aust., Spec. Publ. 14. Blackwell, Carlton, Australia: 735-744.*
- Stewart, J.W., Cruzat, A., Page, B., Suárez, M. and Stambuk, V., 1971. Estudio Geológico económico de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 51°00 y 53°30' S Provincia De Magallanes. Instituto de Investigaciones Geológicas, Cooperación Técnica Chile-Reino Unido: 39-42.
- Streckeisen, A., 1980. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau*, 69(1): 194-207.
- Suárez, M., Hervé, M. and Puig, A., 1985. Carta geológica de Chile. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes. 12 Región. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, 65: 1-113.
- Sun, S.-s. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Blackwell Publishing: 312.
- Thomson, S.N. and Hervé, F., 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista geológica de Chile*, 29: 255-271.
- Wang, X., Wang, T., Jahn, B.-M., Hu, N. and Chen, W., 2007. Tectonic significance of Late Triassic post-collisional lamprophyre dykes from the Qinling Mountains (China). *Geological Magazine*, 144(5): 837-848.
- Whitehead, M., 2008. *The Petrographic and Geochemical Analysis of Lamprophyre Dikes in Williston, Vermont*. Submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of Bachelor of Arts, Department of Geology, Middlebury College, Middlebury, Vermont.

- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach.* Chapman & Hall: 470.
- Wilson, T.J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1): 98-111.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Winn, R.D. and Dott, R.H., 1977. Large escale tractive structures in deep water fan-channel conglomerates in southern Chile. *Geology*, 5: 41-44.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11-30.
- Woolley, A.R. et al., 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Can Mineral*, 34(2): 175-186.
- Wrobel, P., Von Seckendorff, V. and Okrusch, M., 1999. Multiple stage evolution of the Spessart lamprophyres. In : *Melt generation and migration in the mantle.* Journal of Conference, Cambridge Publications, 4(1).
- Wyman, D.A. and Kerrich, R., 1993. Archean Shoshonitic Lamprophyres of the Abitibi Subprovince, Canada: Petrogenesis, Age, and Tectonic Setting. *Journal of Petrology*, 34(6): 1067-1109.
- Xu, X.-W., Zhang, B.-L., Qin, K.-Z., Mao, Q. and Cai, X.-P., 2007. Origin of lamprophyres by the mixing of basic and alkaline melts in magma chamber in Beiya area, western Yunnan, China. *Lithos*, 99(3-4): 339-362.

Anexo A:
Descripciones Petrográficas

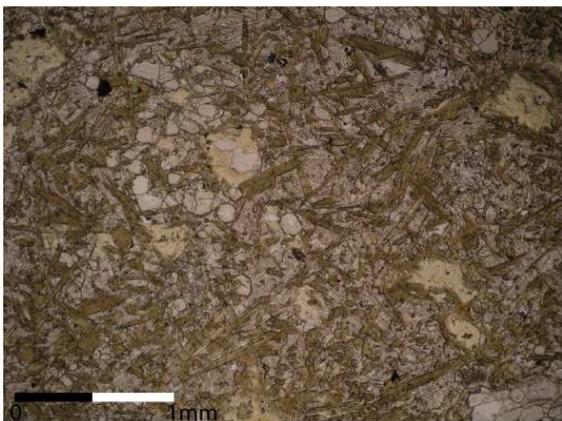
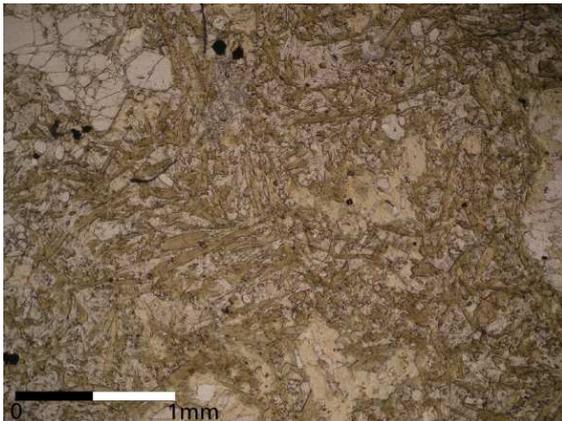
Muestra: STO225 (equivalente FCO835)

Tipo de Roca: Dique

Nombre de Roca: Metaespesartita

Texturas: Porfídica a Microporfídica, Glomeroporfídica, Intersertal, Intergranular, Globular, Coronítica.

Descripción: Roca isotropica, hipocristalina (95% de cristales), panidiomorfa (salvo por algunos feldespatos de la masa fundamental). Los **fenocristales** (2%, 1-2,3 mm) de grano medio están compuestos por cristales de *Clinopiroxeno* de 1,5-2,3 mm (1%) algunos embaiados, y otros totalmente recristalizados, *Anfibola* (1%) de entre 1-1,5 mm, ocasionalmente con coronas de clinopiroxeno. **Microfenocristales** (18%; 0,5 - 1 mm) se componen de *Anfibola* (10%; 0,5-1,5mm) aciculares y prismáticas con fuerte pleocroismo amarillo a pardo, *Clinopiroxeno* (4%; 0,5-1 mm), incoloro a amarillo pálido, que en ocasiones se encuentran en cumulos, y *Pseudomorfos de olivino y clinopiroxeno?* (4%; 0,7 -1 mm), con textura quelifítica de anfibola. Los pseudomorfos se encuentran reemplazados por clorita, calcita, esfeno, epidota. La **masa fundamental** (80%) afanítica se compone de microlitos de *Anfibola* (40%) y *Clinopiroxenos* (15%), en cuyos intersticios cristaliza una pasta feldespática (15%) en el que se reconoce *Plagioclasa* euhedral a anhedral con macla polisintética y fuertemente alterada a sericita y otros filosilicatos. También se presenta vidrio intersertal (5%) alterado a clorita. Se reconocen globulos leucocráticos (4%) elipsoidales con diametro mayor de 0,8-2,5 mm, compuesto de cuarzo mono o policristalino en mosaicos, con calcita y clorita, con bordes de anfibolas aciculares dispuesta tangencialmente al borde. Entre los **minerales opacos** (1%) se distingue piritita y hematita?. La **mineralogía secundaria** afecta a un 15% de la roca se compone de clorita > calcita > muscovita > cuarzo > esfeno > epidota, en dominios como minerales primarios (clorita, calcita, esfeno, cuarzo, muscovita, epidota), en globulos (clorita, calcita, curazo, esfeno, cuarzo, epidota), y en vidrio (clorita).



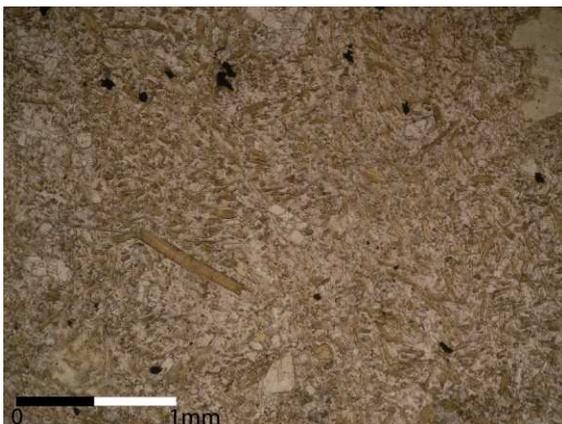
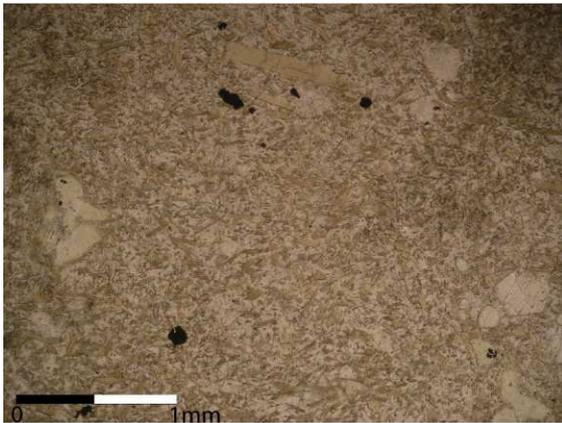
Muestra: FCO835 (equivalente STO225)

Tipo de Roca: Dique

Nombre de Roca: Metaespesartita

Texturas: Micropordifica, Glomeroporfidica, Intersertal, Intergranular, Plumosa.

Descripción: Roca isotropica, hipocristalina (95% de cristales), afanítica, panidiomorfa (salvo por feldespatos de la masa fundamental). **Microfenocristales** (10%) compuestos por *Pseudomorfos de olivino y piroxeno?* (5%) de 0,4-1mm que a veces se encuentran en cumulos con textura quelitica de anfibola, alterados a clorita, calcita, muscovita, epidota y ceolita. *Anfibola* (3%) de largo entre 0,3-0.7 mm, aciculares y prismaticas, *Clinopiroxeno* (2%) de entre 0,4-0,7 mm prismaticos, que en ocasiones forma cumulos. La **masa fundamental** (90%), consiste de microlitos de anfibola (40%) <0,3 mm y clinopiroxeno (7%) , en cuyos intersticios se desarrolla una pasta feldespatica (30%), en la que la plagioclasa que se distingue se encuentra fuertemente alterada a filosilicatos y muestra textura plumosa. El vidrio y parte de la masa fundamental se encuentra masivamente alterada a calcita (8%) en ciertos dominios y a colrita (3%). *Cristales opacos* (2%) <0,3 mm se presentan diseminados en la masa fundamental y dentro de algunos pseudomorfos con ehuedrales cubicos y anhedrales. La **mineralogia secundaria** afecta a un 16% de la roca y se compone de calcita>clorita> muscovita>>epidota>ceolita, en dominios como reemplazp de minerales primarios (clorita, calcita,esfeno, muscovita, epidota) , en masa fundamental (calcita, clorita), y en vidrio (clorita).



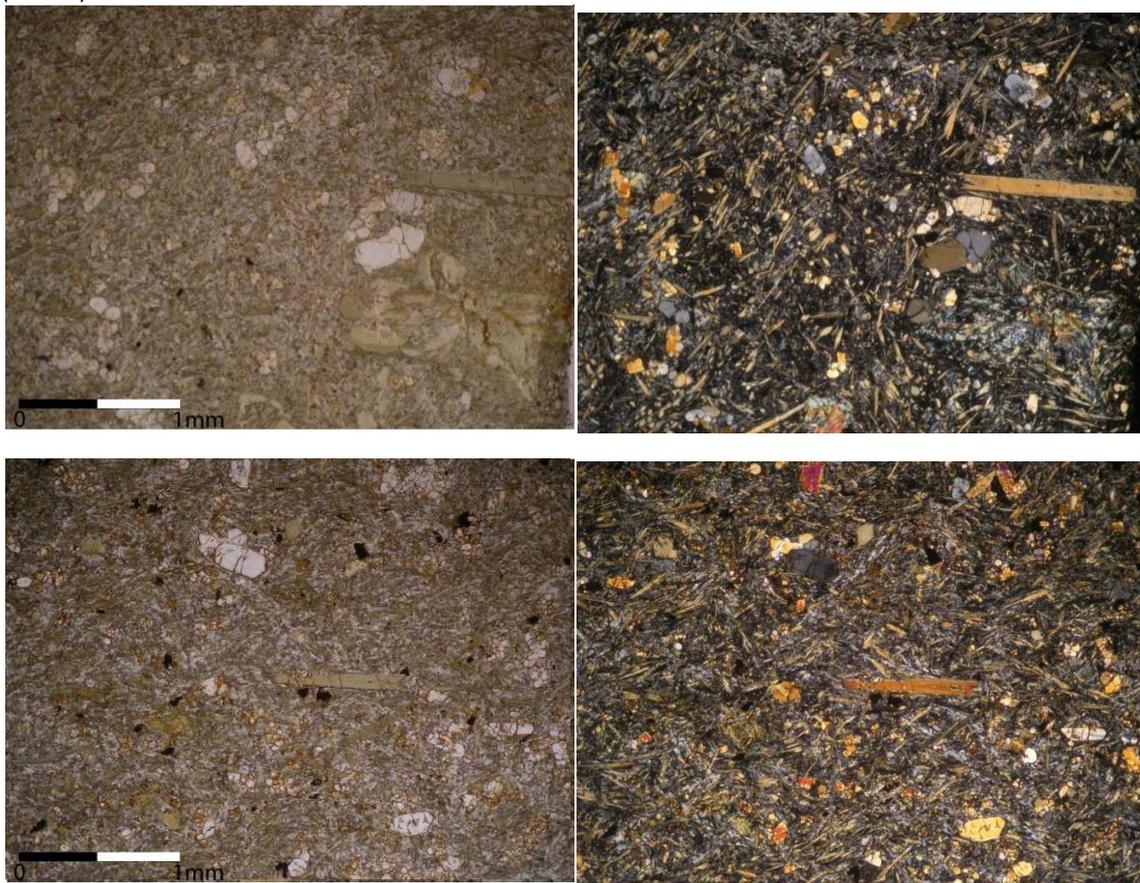
Muestra: R411B (equivalente STO411)

Tipo de Roca: Dique

Nombre de Roca: Metaespesartita

Texturas: Micropordifica, Glomeroporfidica, Intersertal, Intergranular, Globular.

Descripción: Roca isotropica, hipocristalina (95% de cristales), afanítica, panidiomorfa (salvo por feldespatos de la masa fundamental), de grano fino. **Microfenocristales** (15%) compuestos por *Anfibola* (7%) de largo entre 0,3-0.75 mm, acicular y prismática, pleocoroica, en ocasiones con bordes de actinolita, con colores de interferencia hasta amarillos de segundo orden, *Clinopiroxeno* (5%) de entre 0,3-0,6 mm prismáticos, que en ocasiones forman cumulos, *Pseudomorfos de olivino* (3%) de 0,35-0,5mm que se encuentran total o parcialmente reemplazados por epidota y clorita, y un único fenocristal de Ortopiroxeno (<1%), con extinción recta, birrefringencia gris de primer orden. La **masa fundamental** (85%), consiste de microlitos de anfibola (40%) <0,3 mm y clinopiroxeno (7%), en cuyos intersticios se desarrolla una pasta feldespática (34%), en la que la plagioclasa que se distingue se encuentra fuertemente alterada a filosilicatos y muestra textura plumosa. parte de la masa fundamental se encuentra en ciertos dominios y a colrita (3%). *Cristales opacos* (<1%) <0,3 mm se presentan diseminados en la masa fundamental y dentro de algunos pseudomorfos con eudrales cúbicos y anhedrales. Se reconoce una *estructura globular* elipsoidal de cuarzo, con bordes tangenciales de anfibola acicular y clinopiroxenos de base cuadrada. La **minerología secundaria** afecta a un 6% de la roca y se compone de epidota>clorita>cuarzo, en dominios como reemplazo de minerales primarios (epidota, clorita), en masa fundamental (clorita), en vidrio (clorita), y en globulos (cuarzo).



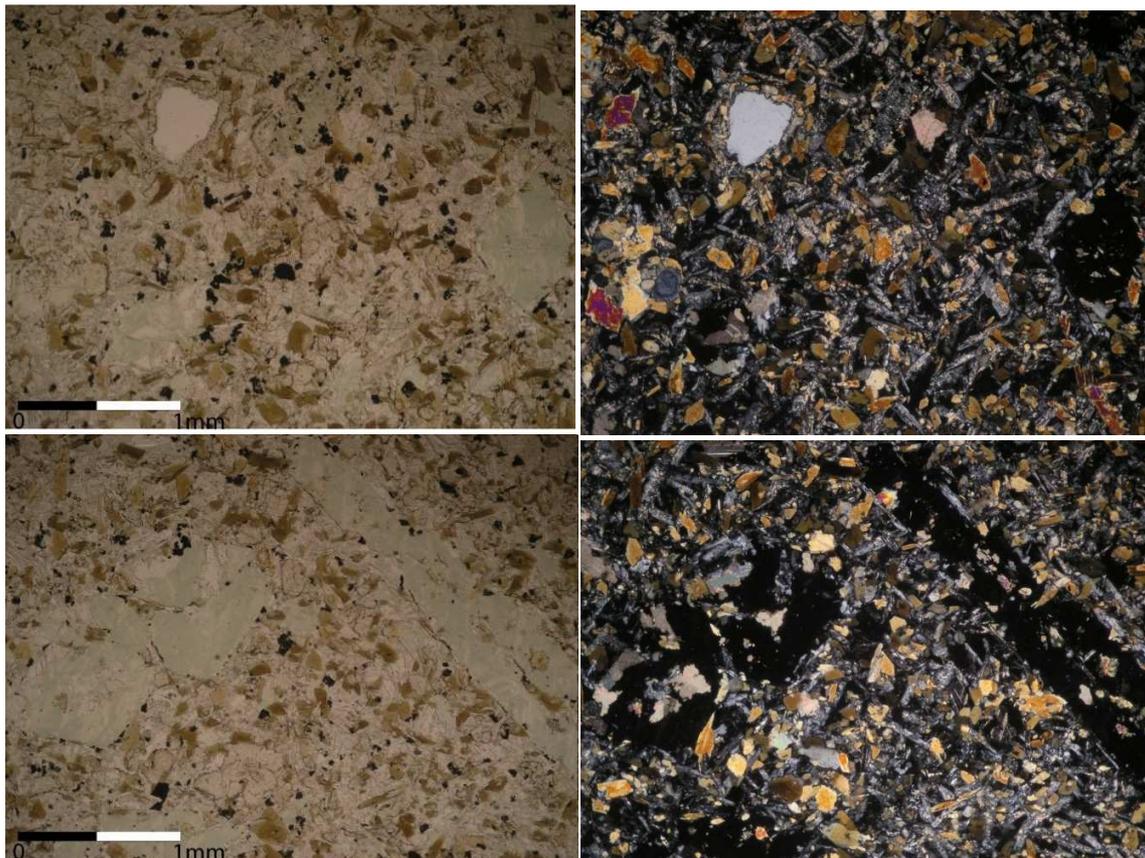
Muestra: FO0218B

Tipo de Roca: Dique

Nombre de Roca: Metaespesartita

Texturas: Pordifica, Glomeroporfídica, Intersertal, Globular, Esqueletal, Amigdaloidal.

Descripción: Roca isotropica, hipocristalina (95% de cristales), de masa fundamental afanítica, grano fino, hipidiomorfica **Fenocristales** (15%, 1 – 1,25mm) de grano medio están compuestos principalmente por *Pseudomorfos de olivino?* (10%), de entre 1-1,5 mm, totalmente reemplazados por clorita de birrefringencia azul berlín o parda, calcita, epidota, laumontita?, prehnita, *Clinopiroxeno* (3%) de entre 1-1,25mm en cumulos, con texturas esqueletales, incoloros a amarillo pálido, subhedrales, *Anfibola* (1%) de alrededor de 1 mm, aciculares, y *pseudomorfos tabulares de anfibola?* (1%) de ente 1 - 1,5 mm. La **masa fundamental** (85%), consiste de microlitos de *Plagioclasa*(35%), euhedrales, con sericitización media, *Anfibola* (25%), < 0,3 mm subhedrale, con fuerte pleocroísmo amarillo a pardo, buen clivaje, *Clinopiroxenos* (17%) <0,7 mm, incoloros a amarillo pálido sin pelocoroísmo, algunos alterados fuertemente a clorita. *Cristales opacos* (3%) <0,3 mm se presentan diseminados en la masa fundamental y dentro de algunos pseudomorfos con euhedrales cubicos y anhedrales. Se reconocen *estructuras globulares* (1%) circunferencial a elipsoidal de cuarzo, con bordes tangenciales de clinopiroxenos elongados de diametro mayor <0,5 mm, vacuolas rellenas (2%) de minerales secundarios y vidrio cloritizado (2%). La **mineralogía secundaria** afecta a un 26% de la roca y se compone de sericita > clorita > calcita > cuarzo > epidota > ceolita > prehnita, en dominios como reemplazo de minerales primarios (sericita, clorita, epidota, ceolita, esfeno, prehnita, cuarzo), en masa fundamental (clorita, calcita), en vidrio (clorita), en globulos (cuarzo) y vacuolas (sericita, clorita, epidota, ceolita, esfeno, prehnita, cuarzo). Algunos cuarzos presentan extinción ondulosa.



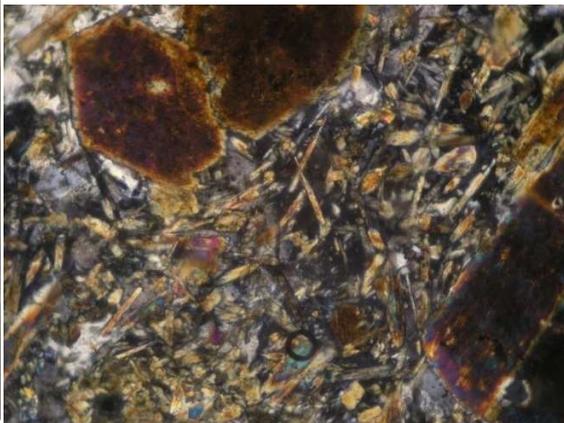
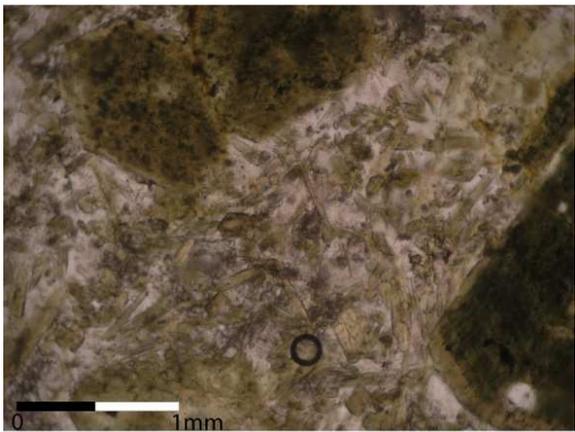
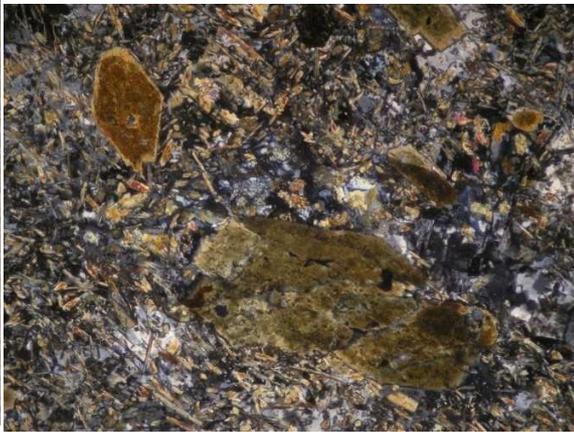
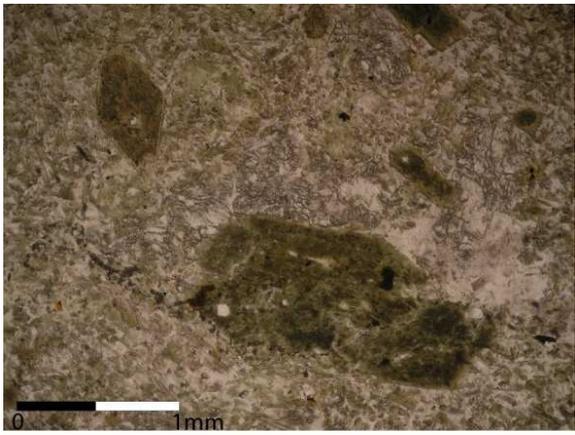
Muestra: FCO840

Tipo de Roca: Dique

Nombre de Roca: Metaespesartita

Texturas: Pordifica, Globular, Amigdaloidal, Esqueletal.

Descripción: Roca isotropica, de masa fundamental afanitica, de grano fino, panidiomorfica (excepto por feldespatos de masa fundamental). **Fenocristales** (7%) de grano medio estan compuestos por *Anfibola* de entre 0,6-3 mm, euhedrales, con caras basales con clivaje 60°/120°, pelocroismo pardo oscuro a verde, algunas se presentan esqueletales, fuertemente alteradas a actinolita, siendo algunas totalmente reemplazadas. La **masa fundamental** (93%), consiste de microlitos de *Anfibola* (50%), menos alterados que los presentes como fenocristales, entre cuyos intersticios crece feldespato masivo anhedral, posiblemente *plagioclasa* (38%). *Cristales opacos* (1%) <0,3 mm se presentan diseminados en la masa fundamental. Se reconocen *estructuras globulares* (1%) elipsoidal de cuarzo, con bordes de ceolita y prehnita, *vacuolas* (3%) <1,5 mm rellenas de prehnita, epidota, actinolita, ceolita, cuarzo. La **mineralogia secundaria** afecta a un 30% de la roca y se compone de actinolita > prhenita > epidota > ceolita > cuarzo, en dominios como reemplazo de minerales primarios (actinolita, ceolita) , en masa fundamental (ceolita, , actinolita, prehnita), en globulos (cuarzo, epidota, prehnita, ceolita) y vacuolas (ctinolita, prhenita, epidota, ceolita, cuarzo,).



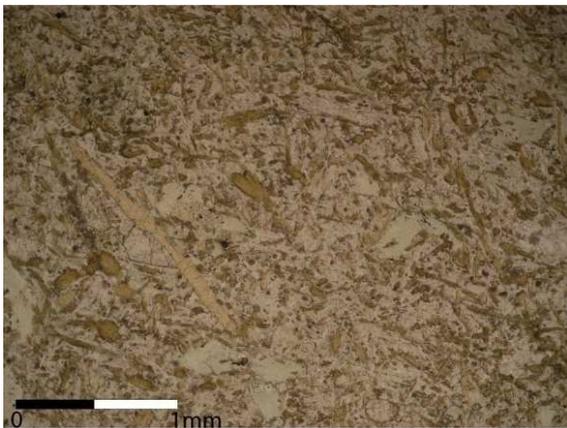
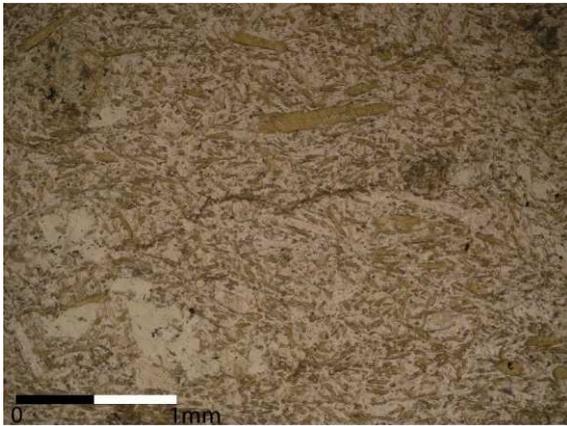
Muestra: FO0446 (equivalente FCO802)

Tipo de Roca: Dique

Nombre de Roca: Metadolerita de anfíbola

Texturas: Microcristalina, Afanítica, Quelifítica.

Descripción: Roca isotrópica, afanítica, de grano fino, panidiomórfica. Contiene *Plagioclasa* (45%) de entre 0,03-1mm, con sericitización media, *Anfíbola* (45%) de entre 0,03-0,7mm), prismas alargados, pleocroísmo fuerte. Excepcionalmente alcanzan largos de 1,5 mm. *Pseudomorfo de olivino* (5%), en ocasiones quelifíticos, reemplazados principalmente por clorita, *Clinopiroxeno* (4%) de entre 0,3 y 0,7 mm, ehedral, maclados. Se observan dos dominios primarios, con porcentajes variables de Pg y Anf, donde la plagioclasa alcanza hasta un 90%, y *minerales opacos* (1%) < 0,03 mm anhedral dispersados en masa fundamental. La mineralogía secundaria afecta a un 15% de la roca se compone de clorita > calcita > actinolita > epidota > titanita, en dominios como reemplazo de minerales primarios (clorita, actinolita, micas blancas, epidota > titanita) y en vidrio de la masa fundamental (clorita, epidota, actinolita, calcita).



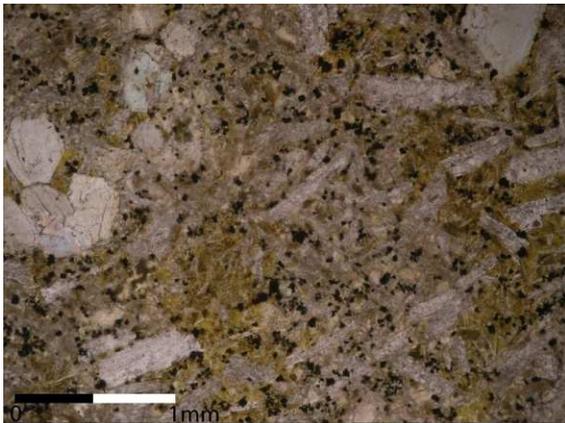
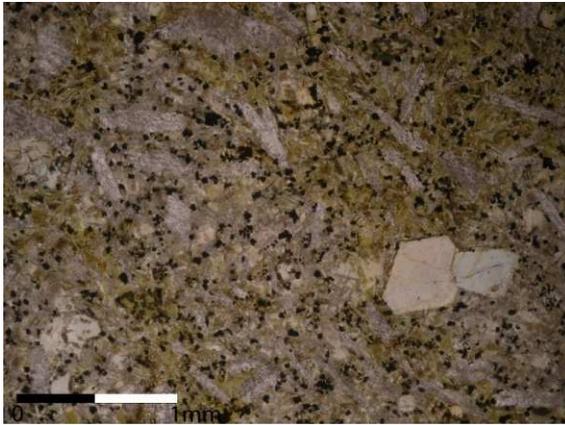
Muestra: FC0802 (equivalente FO0446)

Tipo de Roca: Dique

Nombre de Roca: Metadolerita de anfíbola

Texturas: Microcristalina, Microporfídica, Inergranular, Subofítica, Glomeroporfídica, Globular

Descripción: Roca isotropica, microporfídica, de grano fino, con masa fundamental afanítica. **Fenocristales** (10%), consisten de *Plagioclasa* (5%) tabulares, macla albita y polisintética, con largos de entr 0,5 y 1 mm. Se encuentran fuertemente alterados a sericita, y en menor medida a epidota, *Clinopiroxeno* (3%), con pleocroismo de azul y verde pálido a rosado pálido, en ocasiones esqueleticos, subofíticos, en cumulos y levemente zonados, de relieve moderado, con tamaños de entre 0,3 y 0,7 mm y *Ortoclasa?* (2%) tabular, macla simple, fuertemente alterada a sericita de tamaños 0,5-0,8 mm. La **masa fundamental** (90%) consiste de *Plagioclasa* (50%) de tamaños 0,05 a 0,4 mm, *Anfibola* (30%) aciculares, con largo 0,025-0,2 mm, color pardo con debil pleocroismo a amarillo oscuro, fuertemente alterada a esmectita y en menor medida a actinolita, *Clinopiroxeno* (4%), *opacos* (5%), *ocelo* de cuarzo (1%) con bordes de anfíbolos y clinopiroxenos. La mineralogía secundaria afecta a un 40% de la roca se compone de sericita >esmectita >actinolita, en dominios de reemplazos primario a plagioclasa y anfíbola.



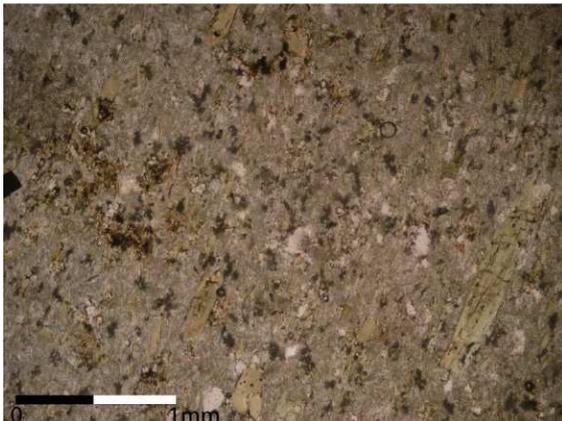
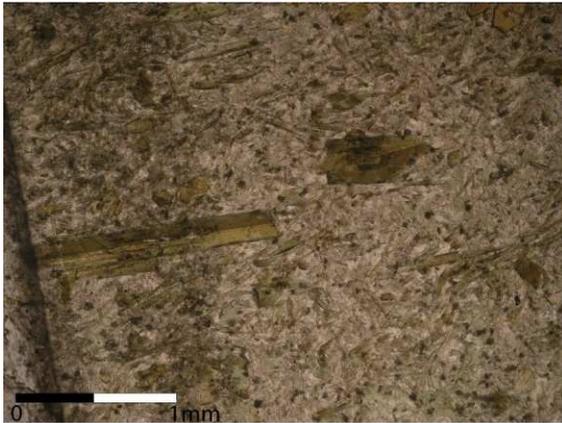
Muestra: FCO856 (equivalente STO322C)

Tipo de Roca: Dique

Nombre de Roca: Metaespesartita

Texturas: Porfídica, Traquítica, Globular, Glomeroporfídica, Amigdaloidal, Intergranular, Intersertal, Quelifítica

Descripción: Roca hipocristalina (95% de cristales), de masa fundamental afanítica, panidiomorfa (salvo por feldespatos de la masa fundamental). **Fenocristales** (15%) de *Anfibola* (10%) (0,65- 1,35mm) subhedrales, primarios, alargados, de base hexagonal, con pleocroísmo amarillo a pardo, alterados medianamente a actinolita. Algunos de ellos pueden corresponder a piroxenos? (3%), subhedrales y con leve pleocroísmo amarillo, alterados a actinolita, en ocasiones formando cumulos, y *pseudomorfos de piroxeno?* (5%), ehedrales prismáticos a tabulares, de entre 0,7-1,5 mm, reemplazados por clorita, calcita y titanita, algunos quelifíticos. La **masa fundamental** (85%), de grano fino, se compone de anfibola (40%) de entre 0,03-0,4 mm, algunas actinolizadas, plagioclasa (30%) que se desarrolla entre los granos de anfibola, subhedral, alterada a arcillas. Las *amigdalas* (1%) son de diámetro cercano a los 0,5 mm. La masa fundamental presenta distintos grados de alteración a calcita, clorita, esfero, epidota, ocupando en ciertos dominios del corte más de el 50% de ella. Se observan globulos (2%) de cuarzo y calcita circulares a elipsoidales de hasta 1,5 mm de diámetro mayor. Los minerales *opacos* (1%) alcanzan hasta 0,3 mm, presentándose subhedrales. La mineralogía secundaria afecta a un 40% de la roca, componiendo se de calcita > clorita > actinolita > titanita > cuarzo, encontrándose en dominios como reemplazo de minerales primarios, masa fundamental, y globulos (calcita, cuarzo).



Muestra: FO0448

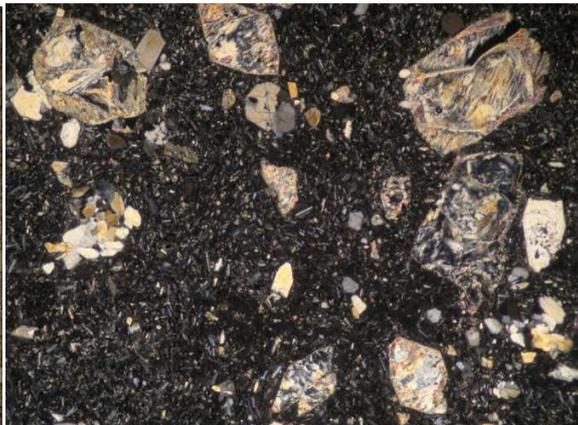
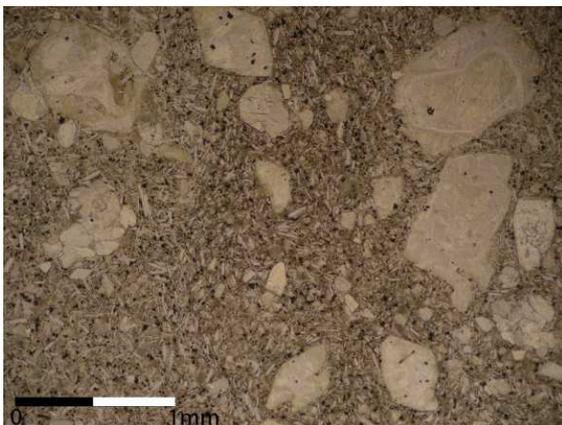
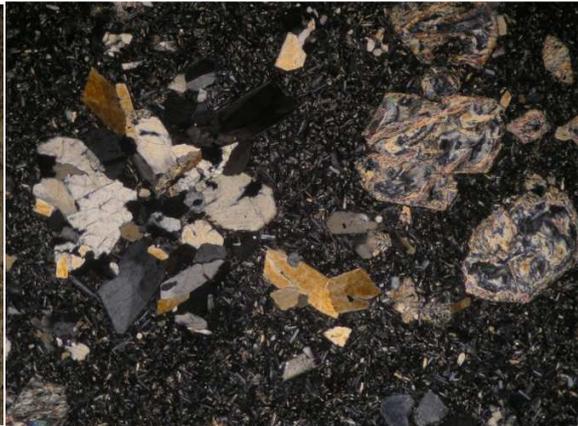
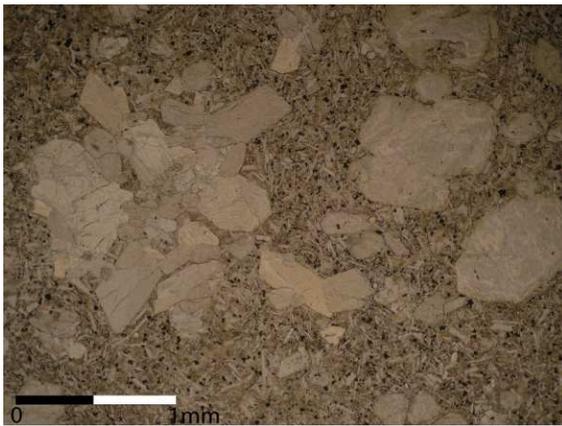
Tipo de Roca: Dique

Nombre de Roca: Metabasalto - espesartítico

Texturas: Microporfídica, Glomeroporfídica, Intergranular, Globular, Esqueletal.

Descripción: Roca holocristalina, porfídica, de masa fundamental afanítica, panidiomórfica.

Microfenocristales (22%), compuestos de *pseudomorfo de olivino* (10%), primáticos, con tamaños entre 0,6 y 1 mm, reemplazados totalmente a serpentina y otros filosilicatos. En algunos es posible observar aun sus fracturas. *Clinopiroxeno* (11%), ehedrales, prismáticos, de tamaños 0,4 – 1 mm, formando cumulos, en ocasiones esqueleticos, con cavidades rellenas por masa fundamental, y con leve alteración a montmorillonita, incoloro con pleocroismo a amarillo pálido, colores de interferencia segundo orden. Ortopiroxeno (1%) ehedrales, prismáticos, con tamaño entre 0,3 y 0,5 mm, extinción recta, color de interferencia finales del primer orden. La **masa fundamental** se compone de microlitos de *Plagioclasa* (38%; 0,03-0,2 mm), tabulares, macla polisintética, frescos, *Anfibola* (20%; 0,03-0,6 mm) pelocroismo pardo, acicular a prismáticas, describiendo textura intergranular, *Clinopiroxeno* (10%; 0,1-0,3 mm) ehedral, prismático. En cierto dominios se presenta *Biotita* (3%; 0,05-0,2 mm) en lugar de anfíbola, tabular, con extinción moteada y pleocroismo pardo. Se observan estructuras globulares de cuarzo (2%) elipsoidales de diametro mayor 0,8 -1 mm, con bordes de vidrio alterado, donde alrededor se disponen cristales de plagioclasa y clinopiroxenos. Se presentan abundantes opacos (5%), subhedrales, cubicos, diseminados en masa fundamental, y rodeando a algunos microfenocristales. La mineralogía secundaria es selectiva afectando solo a los olivinos? (10%) y consiste de seprentina y otros filosilicatos, y a montmorillonita en clinopiroxenos.



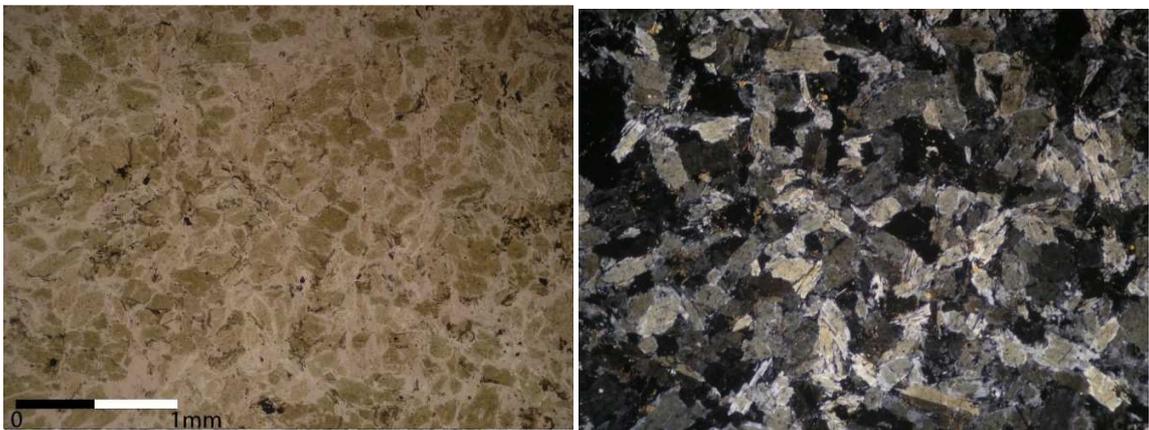
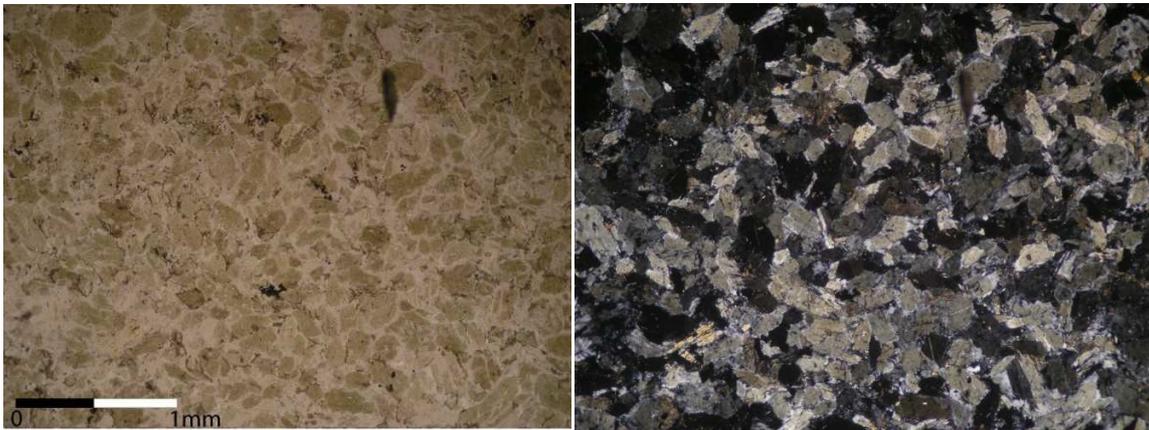
Muestra: FO0474

Tipo de Roca: Dique

Nombre de Roca: Hornblendita

Texturas: .Equigranular

Descripción: Roca isotropica, holocristalina, afanítica , alotrófica, equigranular, compuesta en un 95% por cristales de anfíbola de entre 0,1 a 0,7 mm, con bordes mal definidos, anhedral, en ocasiones como tablas, o con caras basales hexagonales. Se distingue clivaje paralelo al largo y en dos direcciones 60°/120°. Poseen un pleocoroísmo moderado amarillo a pardo pálido, y un relieve moderado, presentando macla simple. Tienen colores de interferencia de grises de primer orden y presenta bordes de tremolita. La mineralogía secundaria se compone de filosilicatos que reemplazan a anfíbolos, algunas vetillas de clorita y epidota.



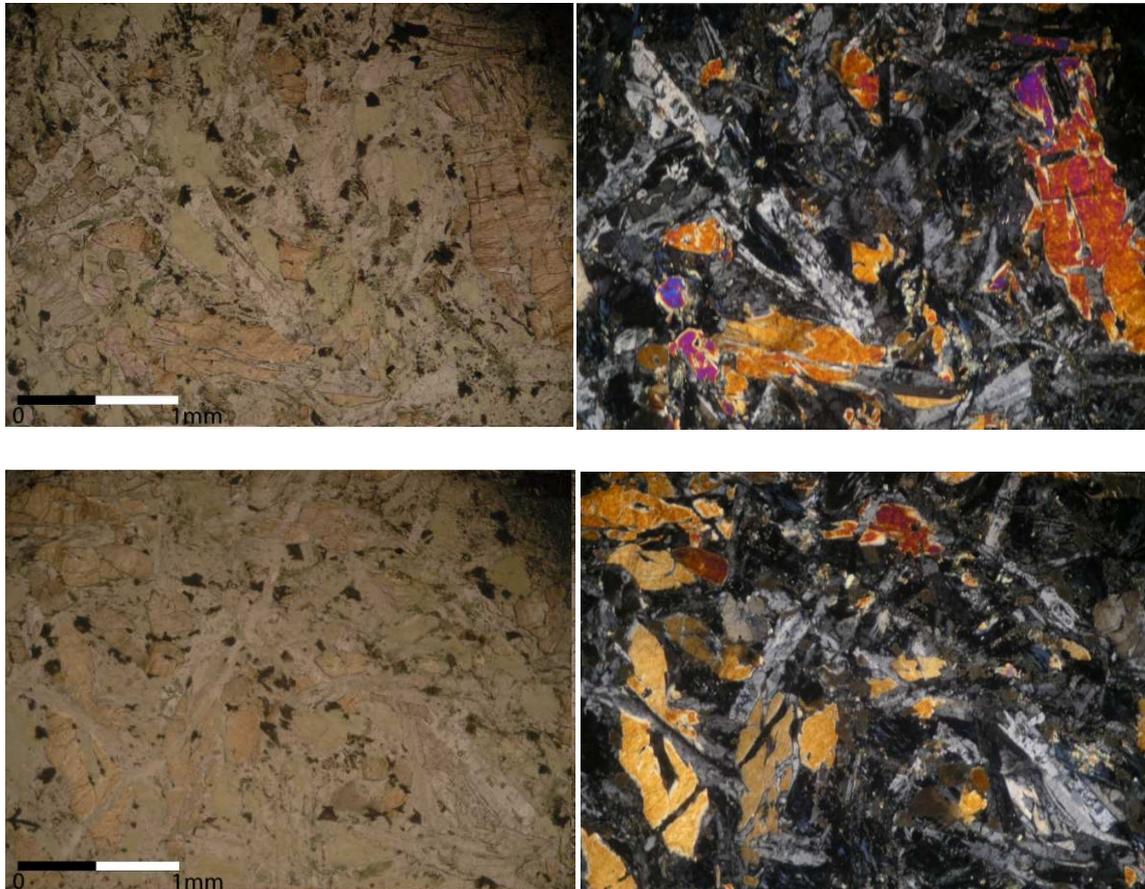
Muestra: STO329

Tipo de Roca: Dique

Nombre de Roca: Metadolerita

Texturas: .Equigranular, intersertal, esqueletica, concertal, subofítica a ofítica.

Descripción: Roca isotropica, holocristalina, equigranular de grano medio a fino. Se compone de *Plagioclasa* (45%; 0,5-1,7 mm) subhedral, tabular, con maclas simple y albitica, incoloro, color de interferencia gris de primer orden, alterado a epidota y arcillas. *Clinopiroxeno* (35%; 0,5- 1,5 mm) con color pardo palido pleocroico a rosado. Muestra caras basales pseudooctogonales y clivajes perfectos en dos direcciones ortogonales. Se presentan en ocasiones esqueleticos, con texturas concertales, subofíticas y ofíticas con plagioclasa. Entre los intersticios de estos granos se desarrolla *Clorita* (15%; 0,05-0,35 mm) verde pelocroica, de birrefringencia azul berlín, definiendo textura intersertal. Los minerales opacos se presentan diseminados de forma aislada (< 1%) de tamaños menores 0,1 mm. La mineralogia secundaria (20%) se compone de clorita > esfeno > epidota > arcillas. El esfeno se presenta intergranular, en contacto con clorita, de tamaños < 0,05 mm masivo formando aregados o romboidal. La epidota amarilla de alto relieve se presenta preferentemente alterando a plagioclasa. La roca es cortada por vetillas de cloritas.



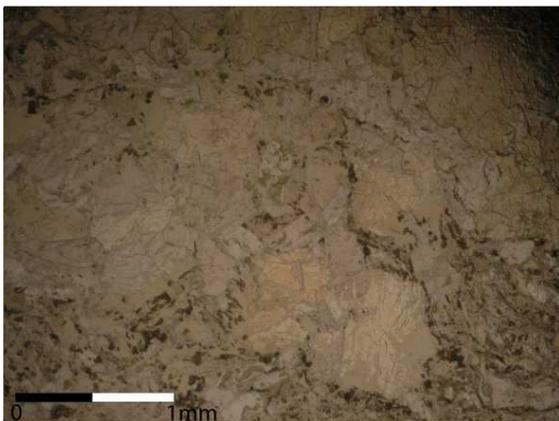
Muestra: FCO807

Tipo de Roca: Filon

Nombre de Roca: Metadolerita

Texturas: .Equigranular, intersertal, esqueletica, concertal, subofítica a ofítica.

Descripción: Roca isotropica, holocristalina, equigranular de grano medio a fino. Se compone de *Plagioclasa* (40%; 0,5-1,7 mm) subhedral, tabular, con maclas simple y albitica, incoloro, color de interferencia gris de primer orden, alterado a epidota y arcillas. *Clinopiroxenos* (30%; 0,5- 1,5 mm) anhedral a subhedral con color pardo palido pleocroico a rosado. Se presentan frecuentemente embahiados, esqueleticos, con texturas concertales, subofíticas y ofíticas con plagioclasas. En ciertos dominios los cristales de plagioclasa y clinopiroxeno se presentan formando microlitos de tamaños <0,15 mm, donde se desarrolla preferencialmente el esfeno. Entre los intersticios de granos se desarrolla *Clorita* (20%; 0,05-0,5 mm) verde pelocroica, de birrefringencia azul berlín, definiendo textura intersertal. Los minerales opacos se presentan diseminados de forma aislada (< 1%) de tamaños menores 0,1 mm. La mineralogia secundaria (30%) se compone de clorita > esfeno > epidota > arcillas. El esfeno (10%) se presenta intergranular, en contacto con clorita, de tamaños < 0,05 mm masivo formando aregados. La epidota amarilla de alto relieve se presenta preferentemente alterando a plagioclasa.



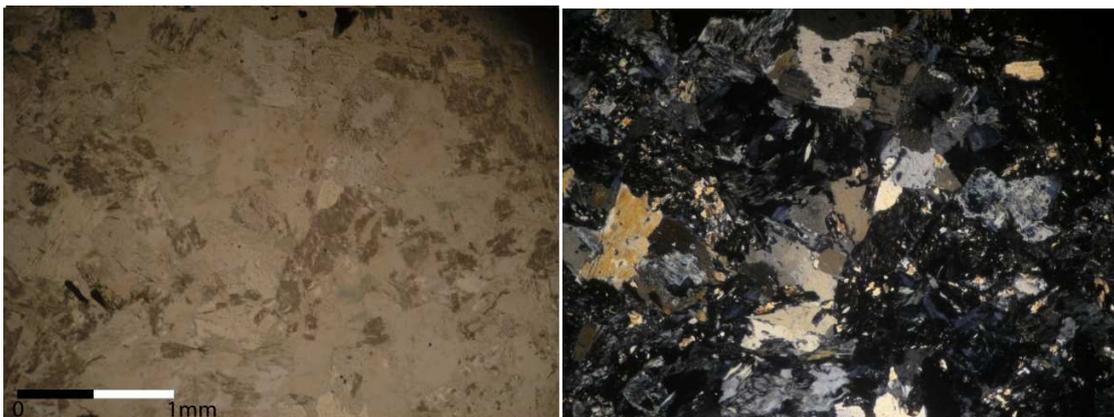
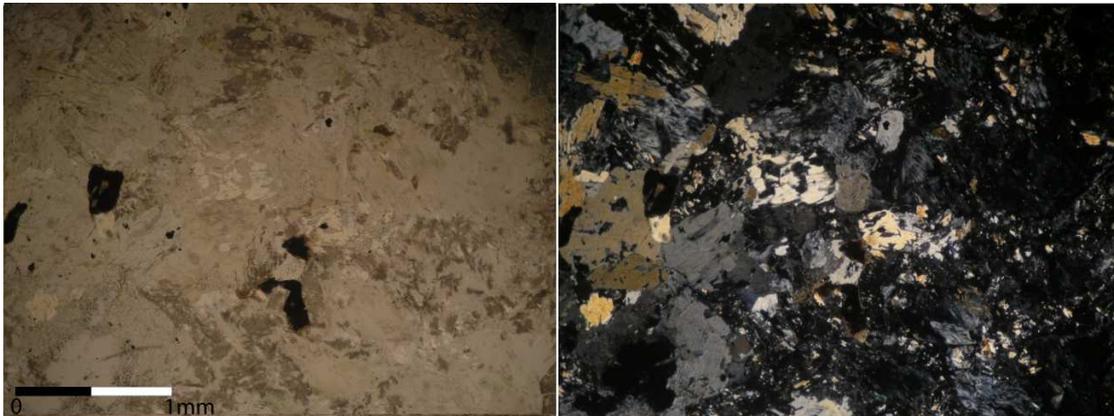
Muestra: FCO801

Tipo de Roca: Filón

Nombre de Roca: Dolerita

Texturas: .Equigranular, intersertal, esqueletica, concertal, subofítica a ofítica.

Descripción: Roca isotropica, holocristalina, equigranular de grano medio a fino. Se compone de *Plagioclasa* (30%; 0,5-1,2 mm) subhedral, tabular, con maclas simple y albitica, incoloro, color de interferencia gris de primer orden, alterado fuertemente a clorita-esmectita, epidota y arcillas. *Clinopiroxeno* (35%; 0,4- 1,3 mm) subhedral a anhedral con color pardo palido pleocroico a rosado. Se presentan frecuentemente embahiados, esqueleticos, con texturas concertales, subofíticas y ofíticas con plagioclasas. Se observan dos direcciones de clivaje ortogonales. Entre los insterticios de granos, y reemplazando a piroxenos y plagioclasa se desarrolla *Clorita-Esmectita* (30%; 0,05-1 mm) verde pelocroica, de birrefringencia azul berlín, definiendo textura intersertal, masiva y radial con birrefringencia azul berlín y amarilla de segundo orden. Los minerales opacos se presentan diseminados de forma aislada (< 1%) de tamaños menores 0,1 mm. La mineralogia secundaria (50%) se compone de clorita > esfeno > epidota > arcillas. El esfeno (20%) se presenta intergranular, en contacto con clorita, de tamaños < 0,05 mm masivo formando aregados. La epidota amarilla de alto relieve se presenta preferentemente alterando a plagioclasa. La roca presenta amigdalas rellenas de cuarzo alterado.



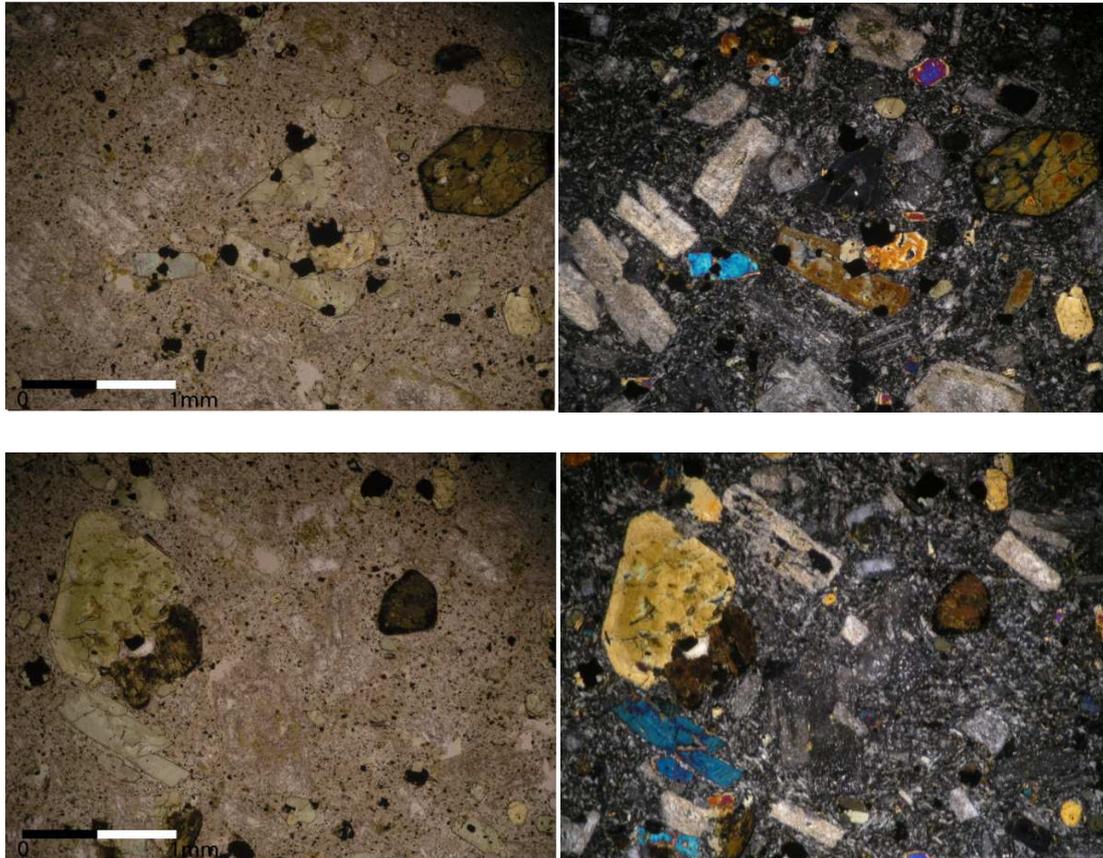
Muestra: FCO863

Tipo de Roca: Fragmento volcánico

Nombre de Roca: Metaandesita de clinopiroxeno

Texturas: . Porfídica.

Descripción: Roca isotropica, holocristalina, panidiomorfa (salvo por algunos feldespatos de la masa fundamental). Los **fenocristales** (15%, 0,5-2,5 mm) de grano medio a grueso estan compuestos por cristales de *Plagioclasa* (7% 0,5-2,5 mm) se presentan ehudreales, tabulares, medianamente alterados a arcillas y albitizados y en ocasiones esqueletales. Se distinguen maclasa albitica y polisintetica.; *Clinopiroxeno* (5%; 0,5-2,5 mm) con colores amarillos y pleocrosimo medio a rosado. Se presentan subhedrales, prismaticos y fuertemente zonados. *Anfibola* (3%; 0,7- 1,2 mm) se presenta ehuedral, cuenta con clivaje perfecto 60/120°, fuerte pleocrosimo pardo amarillo, cuenta con zonación débil y tienen bordes de oxidos de Fe-Ti. La **masa fundamental** (85%) afanitica se compone de microlitos de plagioclasa (40%; 0,03-0,2 mm) y clinopiroxeno (5%; 0,1-0,5 mm), apatito (1%; 0,1-0,6 mm), euhedral, inocloro de alto relieve, ispuestos en una masa feldespatica de porbable feldespato potasico (40%). Se observan minerales opacos (4%; 0,03-0,5 mm) euhedrales diseminados en la masa fundamental. La mineralogia secundaria afecta a un 6% de la roca y se comone de arcillas > albita > esmectita > ceolita > cuarzo. Se presenta en reempalzando a fenocristales de pg (arcillas, albita y esmectita), en amigdalas (<1%; esmectita ceolita, cuarzo) y en la masa fundamental (esmectita).



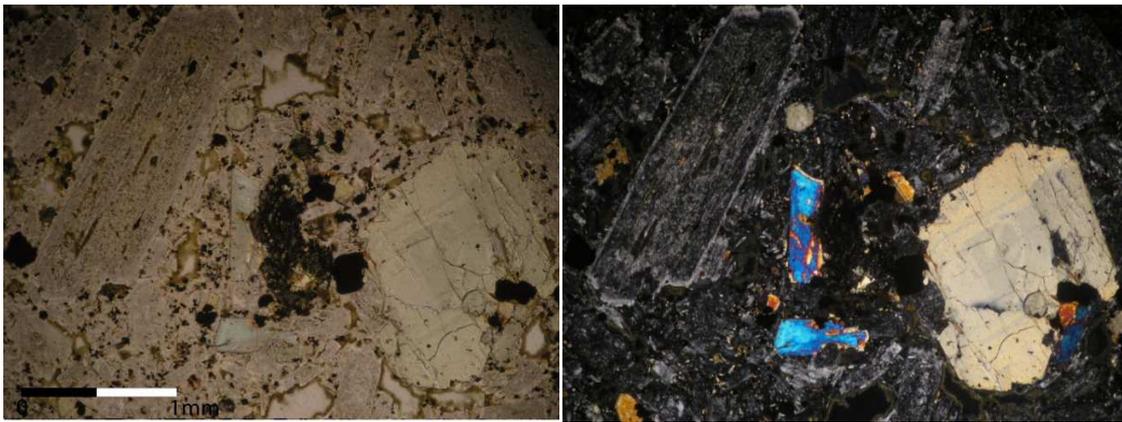
Muestra: FCO864

Tipo de Roca: Fragmento Volcánico

Nombre de Roca: Metaandesita de clinopiroxeno

Texturas: . Porfídica. Amigdaloidal

Descripción: Roca isotropica, holocristalina, panidiomorfa (salvo por algunos feldespatos de la masa fundamental). Los **fenocristales** (20%, 0,7 - 3 mm) de grano medio a grueso estan compuestos por cristales de *Plagioclasa* (10% 0,5-2,5 mm) se presentan ehudreales, tabulares, fuertemente alterados a arcillas y albitizados. Comunmente presentan bordes con colores de interferencia mas menor orden.; *Clinopiroxeno* (5%; 0,5-2,5 mm) con colores amarillos y pleocrosimo medio a rosado. Se presentan subhedrales, prismaticos y fuertemente zonados. *Anfibola* (5%; 0,7- 3 mm) se presenta ehuedral, remplazadas casi totalmente por oxidos de Fe-Ti y en ocasiones de ceolitas de bajos colores de interferncia (wairakita?). La **masa fundamental** (80%) afanitica se compone de microlitos de plagioclasa (35%; 0,03-0,1 mm) y clinopiroxenos (5%; 0,1-0,5 mm), apatito (1%; 0,1-0,6 mm), euهدral, inocloro de alto relieve, dispuestos en una masa feldespatica de porbable feldespato potasico (28%). Se presenta gran cantidad de amigdalas (7%; 0,5-1,5 mm) rellenas de ceolitas, esmectita, y cuarzo. Se observan minerales opacos (4%; 0,03-0,6 mm) euهدrales diseminados en la masa fundamental. La mineralogia secundaria afecta a un 20% de la roca y se comone de arcillas > albita > esmectita > ceolita > cuarzo. Se presenta en reempalzando a fenocristales de plagioclasa (arcillas, albita y esmectita), en amigdalas (esmectita ceolita, cuarzo) y en la masa fundamental (esmectita).



Anexo B:

Análisis de Microsonda

Tabla B.1. Análisis químico y formula estructural para anfíbola en andesita del Complejo La Pera (O=23).

Muestra	FCO863 (andesita)													
Análisis N°	#77	#78	#79	#80	#81	#82	#83	#84	#85	#86	#87	#88	#89	#90
SiO ₂	38.80	39.35	38.89	38.62	38.42	47.08	39.73	38.36	39.81	40.03	38.93	39.70	38.31	46.51
TiO ₂	2.18	2.06	3.13	2.87	2.69	1.25	2.08	2.07	1.76	1.75	2.18	1.77	2.26	0.98
Al ₂ O ₃	13.75	13.37	12.64	13.08	13.27	4.78	13.64	14.67	13.33	13.41	13.92	13.34	13.85	5.57
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00		0.01	0.01	0.00	0.02		0.19	0.18	0.05	0.19	0.01	
FeO	11.76	11.46	15.19	15.31	15.26	9.79	11.51	13.68	9.39	9.45	11.75	9.37	14.90	10.65
MnO	0.03	0.19	0.39	0.41	0.42	0.66	0.14	0.35	0.05	0.06	0.13	0.06	0.32	0.40
MgO	12.90	13.30	10.59	10.35	10.66	11.40	13.08	11.16	14.42	14.40	12.89	14.45	11.02	10.47
CaO	12.33	12.22	11.68	11.87	11.67	22.39	12.35	11.97	12.04	12.23	12.20	12.29	11.90	22.93
Na ₂ O	2.38	2.48	2.53	2.65	2.58	0.70	2.25	2.47	1.98	2.03	2.32	2.07	2.46	0.57
K ₂ O	1.52	1.46	1.30	1.23	1.18	0.02	1.48	1.36	2.00	1.94	1.48	1.86	1.38	0.00
BaO														
H ₂ O														
Total	95.69	95.94	96.37	96.45	96.20	98.11	96.32	96.14	95.00	95.52	95.89	95.13	96.47	98.12
Si	5.882	5.935	5.964	5.924	5.885	7.269	5.964	5.835	6.001	6.006	5.878	5.981	5.835	7.221
Al IV	2.118	2.065	2.036	2.076	2.115	0.731	2.036	2.165	1.999	1.994	2.122	2.019	2.165	0.779
suma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	0.339	0.312	0.250	0.289	0.282	0.138	0.377	0.466	0.370	0.378	0.355	0.349	0.321	0.240
Ti	0.249	0.234	0.362	0.332	0.310	0.146	0.236	0.238	0.200	0.198	0.248	0.201	0.260	0.115
Fe ³⁺	0.283	0.312	0.151	0.173	0.304	-1.840	0.257	0.280	0.301	0.270	0.326	0.300	0.388	-1.925
Cr	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.003	0.000	0.023	0.022	0.006	0.023	0.002	0.000
Mg	2.915	2.991	2.421	2.368	2.436	2.624	2.927	2.532	3.242	3.222	2.902	3.246	2.503	2.424
Fe ²⁺	1.208	1.134	1.797	1.791	1.651	3.104	1.187	1.460	0.864	0.909	1.157	0.881	1.511	3.309
Mn	0.004	0.018	0.019	0.045	0.016	0.087	0.013	0.024	0.000	0.000	0.005	0.001	0.015	0.053
suma C	4.999	5.000	5.000	5.000	5.000	4.260	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.215
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.008	0.032	0.008	0.038	0.000	0.006	0.022	0.007	0.009	0.012	0.007	0.027	0.000
Ca	2.000	1.975	1.919	1.951	1.916	2.000	1.987	1.952	1.945	1.967	1.974	1.985	1.942	2.000
Na	0.000	0.017	0.049	0.041	0.046	0.000	0.007	0.026	0.030	0.018	0.014	0.008	0.031	0.000
suma B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ca	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	1.704	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.815
Na	0.701	0.710	0.705	0.748	0.721	0.209	0.650	0.704	0.550	0.574	0.667	0.596	0.696	0.172
K	0.294	0.281	0.256	0.242	0.232	0.004	0.285	0.265	0.385	0.371	0.285	0.358	0.270	0.002
suma A	0.997	0.991	0.961	0.990	0.953	1.918	0.934	0.968	0.935	0.945	0.952	0.954	0.966	1.989
Total	15.996	15.991	15.961	15.990	15.953	16.177	15.934	15.968	15.935	15.945	15.952	15.954	15.966	16.204
(Ca+Na) _B	2.000	1.992	1.968	1.992	1.962	2.000	1.994	1.978	1.974	1.985	1.988	1.993	1.973	2.000
(Na+K) _A	0.995	0.991	0.961	0.990	0.953	0.214	0.934	0.968	0.935	0.945	0.952	0.954	0.966	0.174
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.67	0.68	0.56	0.55	0.56	0.64	0.67	0.60	0.74	0.74	0.67	0.74	0.57	0.61
Fe ³⁺ - AlVI	-0.06	0.00	-0.10	-0.12	0.02	-1.98	-0.12	-0.19	-0.07	-0.11	-0.03	-0.05	0.07	-2.17

Tabla B.2. Análisis químico y formula estructural para piroxeno en andesita del Complejo La Pera (O=6).

Muestra	FCO863 (andesita)																			
	Perfil 1																			
	#1	#2	#3	#4	#5	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#15	#16	#17	#18	#19	#20	#21	#22
Análisis N°																				
SiO2	50.33	50.09	50.17	49.04	48.82	49.84	49.95	48.69	48.88	48.30	48.66	47.22	47.50	47.59	46.82	47.77	47.44	46.59	46.15	46.38
TiO2	0.49	0.51	0.56	0.77	0.67	0.65	0.62	0.73	0.77	0.84	0.85	1.00	1.02	0.91	1.05	0.76	0.85	0.94	1.05	0.99
Al2O3	3.64	3.81	3.72	6.04	4.94	3.86	3.76	4.34	4.41	4.78	4.79	5.92	5.61	5.31	6.02	4.39	4.61	5.62	5.86	5.73
Cr2O3	0.70	0.71	0.39	0.32	0.18	0.22	0.24	0.30	0.27	0.19	0.05	0.01	0.00	0.01			0.01	0.00	0.00	
FeO	4.88	4.74	5.73	5.75	7.56	5.88	5.86	6.37	6.02	6.61	7.04	7.92	7.81	7.65	8.86	11.12	11.43	11.61	11.42	11.60
MnO	0.06	0.07	0.05	0.10	0.13	0.09	0.09	0.05	0.07	0.11	0.09	0.11	0.13	0.14	0.17	0.64	0.69	0.57	0.57	0.56
MgO	14.68	14.63	14.27	12.73	12.47	14.12	14.36	13.99	13.67	13.63	13.49	12.25	12.44	12.45	11.92	10.52	10.00	9.54	9.56	9.73
CaO	23.53	23.45	23.34	22.48	23.35	23.19	23.22	23.48	23.58	23.39	23.57	23.23	23.26	23.37	23.12	22.67	22.50	22.32	22.60	22.38
Na2O	0.29	0.32	0.32	0.97	0.47	0.30	0.29	0.29	0.32	0.30	0.27	0.30	0.32	0.32	0.40	0.62	0.81	0.89	0.80	0.73
K2O	0.00	0.02	0.02	0.51		0.01		0.00	0.01	0.00	0.01		0.00		0.00		0.07	0.00	0.00	
BaO																				
Total	98.64	98.41	98.61	98.75	98.64	98.21	98.42	98.26	98.04	98.19	98.87	98.01	98.14	97.77	98.39	98.54	98.38	98.20	98.04	98.14
Al _{tot}	0.160	0.169	0.165	0.266	0.220	0.171	0.165	0.193	0.196	0.213	0.211	0.265	0.250	0.238	0.270	0.199	0.210	0.255	0.267	0.260
Si	1.876	1.879	1.885	1.835	1.842	1.870	1.861	1.832	1.844	1.824	1.820	1.793	1.798	1.808	1.779	1.832	1.827	1.794	1.781	1.785
Al ^{iv}	0.124	0.121	0.115	0.165	0.158	0.130	0.139	0.168	0.156	0.176	0.180	0.207	0.202	0.192	0.221	0.168	0.173	0.206	0.219	0.215
Ti	0.014	0.015	0.016	0.022	0.019	0.018	0.017	0.021	0.022	0.024	0.024	0.031	0.029	0.026	0.030	0.022	0.025	0.027	0.031	0.029
Al ^{vi}	0.036	0.048	0.050	0.101	0.062	0.041	0.026	0.024	0.041	0.038	0.031	0.058	0.048	0.046	0.049	0.031	0.036	0.050	0.047	0.045
Fe ³⁺	0.056	0.005	0.000	0.062	0.069	0.068	0.128	0.096	0.068	0.074	0.124	0.097	0.122	0.118	0.116	0.118	0.117	0.153	0.150	0.162
Cr	0.021	0.021	0.012	0.010	0.006	0.007	0.007	0.009	0.008	0.006	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.098	0.144	0.180	0.119	0.171	0.117	0.057	0.106	0.123	0.136	0.099	0.156	0.128	0.128	0.169	0.242	0.254	0.226	0.223	0.217
Mn ²⁺	0.002	0.003	0.002	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002	0.002	0.004	0.003	0.004	0.004	0.005	0.006	0.021	0.023	0.019	0.019	0.018
Mg	0.816	0.818	0.799	0.710	0.701	0.790	0.798	0.785	0.769	0.767	0.752	0.694	0.702	0.705	0.675	0.602	0.574	0.548	0.550	0.558
Ca	0.940	0.943	0.940	0.901	0.944	0.933	0.927	0.947	0.953	0.947	0.945	0.945	0.943	0.950	0.941	0.932	0.928	0.921	0.935	0.923
Na	0.021	0.024	0.023	0.071	0.035	0.022	0.021	0.021	0.024	0.022	0.020	0.023	0.024	0.024	0.030	0.046	0.060	0.067	0.060	0.055
K	0.000	0.001	0.001	0.025	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
Total	4.003	4.021	4.023	4.023	4.011	4.001	3.984	4.011	4.011	4.017	4.000	4.008	4.001	4.002	4.015	4.014	4.019	4.014	4.015	4.008
[mg]	0.893	0.851	0.816	0.857	0.804	0.871	0.934	0.881	0.862	0.850	0.884	0.816	0.846	0.847	0.800	0.713	0.693	0.708	0.711	0.720
En (%)	42.71	42.79	41.61	39.55	37.12	41.34	41.70	40.55	40.13	39.80	39.13	36.59	36.97	37.02	35.42	31.42	30.27	29.35	29.31	29.72
Fs (%)	8.11	7.91	9.47	10.26	12.93	9.88	9.82	10.53	10.09	11.09	11.74	13.58	13.37	13.14	15.21	19.91	20.79	21.30	20.89	21.14
Wo (%)	49.18	49.29	48.92	50.19	49.95	48.78	48.48	48.92	49.77	49.11	49.13	49.83	49.66	49.84	49.38	48.67	48.94	49.35	49.80	49.14

[mg]=Mg/(Mg+Fe2+)

Continuación tabla B.2.

Muestra	FCO863 (andesita)																			
	Perfil 1																			
Análisis N°	#23	#24	#25	#26	#27	#28	#29	#30	#31	#32	#33	#34	#35	#36	#37	#38	#39	#40	#41	#42
SiO ₂	46.26	46.50	46.27	46.55	47.10	46.47	46.42	47.28	47.12	46.59	46.81	47.63	47.29	47.54	47.97	47.87	50.40	47.62	47.99	47.47
TiO ₂	0.98	0.98	0.96	0.91	0.90	0.94	0.96	0.93	0.92	0.90	0.92	0.76	0.84	0.84	0.76	0.81	0.49	0.79	0.81	0.82
Al ₂ O ₃	5.75	5.88	5.79	5.49	5.23	5.68	5.80	4.99	5.45	5.57	5.41	4.69	5.09	4.99	4.63	4.65	2.03	4.86	4.62	4.57
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.02		0.00	0.02		0.00	0.00	0.02	0.00		0.02	0.00	0.00	0.00				0.00
FeO	11.67	11.62	11.58	10.99	10.46	11.15	11.05	10.26	10.43	10.49	10.30	9.58	9.83	10.00	9.84	9.72	7.61	9.93	9.95	9.93
MnO	0.56	0.66	0.51	0.49	0.45	0.45	0.55	0.58	0.42	0.41	0.44	0.36	0.40	0.39	0.43	0.43	0.59	0.46	0.48	0.44
MgO	9.64	9.49	9.61	10.22	10.44	10.11	10.05	10.69	10.60	10.54	10.58	11.26	11.03	10.92	11.06	11.33	13.34	11.20	11.22	10.91
CaO	22.66	22.59	22.33	22.93	23.24	22.85	22.55	22.61	22.80	22.98	22.66	22.89	22.73	22.65	22.95	23.03	22.82	22.64	22.46	22.39
Na ₂ O	0.78	0.81	0.78	0.65	0.62	0.65	0.70	0.70	0.64	0.64	0.62	0.57	0.60	0.66	0.66	0.59	0.49	0.60	0.70	0.76
K ₂ O	0.00	0.01		0.00	0.00	0.00		0.00	0.01	0.00					0.02	0.00		0.00	0.00	
BaO																				
Total	98.35	98.59	97.90	98.27	98.48	98.36	98.11	98.09	98.44	98.18	97.78	97.81	97.86	98.02	98.37	98.46	97.80	98.14	98.30	97.33
Al _{tot}	0.261	0.266	0.263	0.248	0.235	0.257	0.262	0.225	0.245	0.251	0.245	0.211	0.229	0.225	0.208	0.209	0.091	0.219	0.208	0.208
Si	1.777	1.780	1.784	1.782	1.796	1.781	1.780	1.808	1.794	1.783	1.797	1.822	1.805	1.816	1.828	1.821	1.906	1.818	1.827	1.836
Al ^{iv}	0.223	0.220	0.216	0.218	0.204	0.219	0.220	0.192	0.206	0.217	0.203	0.178	0.195	0.184	0.172	0.179	0.091	0.182	0.173	0.164
Ti	0.028	0.028	0.028	0.026	0.026	0.027	0.028	0.027	0.026	0.026	0.027	0.022	0.024	0.024	0.022	0.023	0.014	0.023	0.023	0.024
Al ^{vi}	0.038	0.046	0.047	0.030	0.031	0.038	0.042	0.034	0.039	0.035	0.043	0.033	0.034	0.041	0.036	0.029	0.000	0.037	0.035	0.045
Fe ³⁺	0.180	0.181	0.170	0.190	0.176	0.170	0.182	0.162	0.177	0.171	0.153	0.155	0.179	0.152	0.138	0.145	0.140	0.144	0.149	0.089
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.200	0.197	0.209	0.168	0.162	0.192	0.178	0.171	0.161	0.170	0.182	0.155	0.139	0.172	0.180	0.168	0.104	0.177	0.172	0.234
Mn ²⁺	0.018	0.022	0.017	0.016	0.015	0.015	0.018	0.019	0.014	0.014	0.015	0.012	0.013	0.013	0.014	0.014	0.019	0.015	0.016	0.014
Mg	0.552	0.542	0.553	0.583	0.593	0.578	0.575	0.610	0.602	0.602	0.606	0.641	0.628	0.622	0.629	0.643	0.752	0.638	0.637	0.629
Ca	0.933	0.927	0.923	0.941	0.949	0.938	0.927	0.927	0.930	0.942	0.932	0.937	0.930	0.927	0.937	0.939	0.925	0.926	0.916	0.928
Na	0.059	0.061	0.058	0.049	0.046	0.048	0.052	0.052	0.048	0.048	0.046	0.042	0.045	0.049	0.049	0.044	0.036	0.045	0.052	0.057
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.009	4.004	4.006	4.003	4.000	4.007	4.002	4.002	3.998	4.008	4.004	3.998	3.993	4.000	4.006	4.005	3.986	4.004	4.001	4.022
[mg]	0.734	0.733	0.725	0.777	0.785	0.750	0.763	0.781	0.790	0.780	0.769	0.805	0.818	0.784	0.778	0.793	0.878	0.783	0.787	0.729
En (%)	29.30	29.00	29.54	30.74	31.29	30.51	30.58	32.30	31.98	31.70	32.10	33.75	33.24	32.99	33.13	33.68	38.78	33.58	33.71	33.20
Fs (%)	21.19	21.39	21.15	19.69	18.64	19.92	20.11	18.62	18.63	18.66	18.52	16.95	17.56	17.84	17.47	17.13	13.55	17.68	17.81	17.84
Wo (%)	49.51	49.61	49.31	49.57	50.07	49.56	49.31	49.08	49.39	49.64	49.38	49.30	49.20	49.17	49.40	49.18	47.67	48.74	48.48	48.96

[mg]=Mg/(Mg+Fe²⁺)

Continuación tabla B.2.

Muestra	FCO863 (andesita)								FCO863 (andesita)										
	Perfil 1								Perfil 2										
	#43	#44	#45	#46	#47	#48	#49	#51	#52	#53	#54	#55	#56	#57	#58	#59	#60	#61	#62
Análisis N°																			
SiO2	47.92	47.60	47.38	49.73	49.97	47.37	48.66	47.58	49.16	49.754	50.50	50.50	50.56	50.31	50.51	49.92	49.97	51.00	48.94
TiO2	0.76	0.78	0.77	0.52	0.48	0.79	0.63	0.92	0.65	0.594	0.46	0.49	0.50	0.47	0.46	0.56	0.51	0.44	0.67
Al2O3	4.28	4.42	4.56	2.50	2.15	4.38	2.91	4.98	3.45	2.647	1.89	2.11	2.17	2.50	2.10	2.38	2.41	1.70	3.82
Cr2O3	0.01	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00					0.01	0.01		0.01		0.01		0.00
FeO	9.56	9.97	10.13	8.10	7.98	9.98	8.15	9.53	9.08	8.937	7.90	8.06	7.87	7.98	7.77	8.61	8.59	7.69	9.25
MnO	0.48	0.68	0.50	0.56	0.60	0.48	0.54	0.46	0.60	0.715	0.70	0.65	0.68	0.59	0.61	0.67	0.57	0.56	0.44
MgO	11.37	11.12	10.98	12.72	13.05	11.11	12.54	11.22	12.35	12.468	13.28	12.89	13.08	12.93	13.29	12.83	12.64	13.36	11.68
CaO	22.55	22.50	22.45	23.13	23.17	22.48	22.86	22.68	23.00	22.614	22.78	23.13	22.87	23.17	23.20	22.84	22.71	22.71	22.77
Na2O	0.68	0.77	0.67	0.51	0.49	0.69	0.51	0.58	0.59	0.50	0.44	0.54	0.49	0.47	0.47	0.50	0.46	0.45	0.65
K2O	0.00		0.00			0.00				0.01	0.01					0.01	0.00		
BaO																			
Total	97.66	97.87	97.50	97.82	97.92	97.31	96.84	97.97	98.91	98.25	97.99	98.43	98.25	98.46	98.46	98.35	97.93	97.93	98.26
Al _{tot}	0.193	0.200	0.207	0.112	0.096	0.199	0.132	0.224	0.154	0.120	0.084	0.094	0.097	0.112	0.094	0.107	0.108	0.076	0.172
Si	1.835	1.826	1.823	1.888	1.889	1.825	1.874	1.814	1.857	1.908	1.910	1.903	1.911	1.902	1.907	1.898	1.903	1.929	1.862
Al ^{iv}	0.165	0.174	0.177	0.112	0.096	0.175	0.126	0.186	0.143	0.092	0.084	0.094	0.089	0.098	0.093	0.102	0.097	0.071	0.138
Ti	0.022	0.023	0.022	0.015	0.014	0.023	0.018	0.026	0.019	0.017	0.013	0.014	0.014	0.013	0.013	0.016	0.015	0.013	0.019
Al ^{vi}	0.029	0.026	0.030	0.000	0.000	0.024	0.006	0.038	0.010	0.027	0.000	0.000	0.008	0.014	0.001	0.004	0.011	0.005	0.033
Fe ³⁺	0.144	0.141	0.147	0.142	0.169	0.155	0.109	0.160	0.129	0.000	0.129	0.144	0.102	0.088	0.097	0.081	0.094	0.102	0.114
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.166	0.183	0.183	0.118	0.087	0.171	0.156	0.148	0.161	0.287	0.124	0.113	0.149	0.166	0.151	0.195	0.182	0.143	0.183
Mn ²⁺	0.016	0.022	0.017	0.018	0.019	0.016	0.018	0.015	0.019	0.023	0.023	0.021	0.022	0.019	0.020	0.022	0.019	0.018	0.014
Mg	0.650	0.636	0.630	0.720	0.736	0.638	0.720	0.638	0.696	0.713	0.749	0.724	0.738	0.729	0.748	0.727	0.718	0.754	0.663
Ca	0.926	0.925	0.926	0.941	0.939	0.928	0.943	0.926	0.931	0.929	0.923	0.934	0.926	0.939	0.939	0.930	0.927	0.920	0.928
Na	0.051	0.057	0.050	0.038	0.036	0.052	0.039	0.043	0.043	0.038	0.032	0.040	0.036	0.035	0.035	0.037	0.034	0.033	0.048
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	4.003	4.013	4.007	3.992	3.986	4.006	4.009	3.994	4.008	4.034	3.989	3.987	3.995	4.004	4.004	4.013	4.000	3.988	4.003
[mg]	0.797	0.777	0.775	0.859	0.894	0.788	0.822	0.811	0.812	0.713	0.858	0.865	0.832	0.814	0.832	0.789	0.798	0.840	0.783
En (%)	34.17	33.37	33.13	37.12	37.74	33.45	37.00	33.80	35.93	36.52	38.47	37.40	38.09	37.56	38.29	37.20	37.03	38.90	34.83
Fs (%)	17.14	18.13	18.23	14.37	14.11	17.90	14.53	17.11	15.99	15.87	14.13	14.37	14.08	14.07	13.68	15.21	15.18	13.60	16.39
Wo (%)	48.69	48.50	48.65	48.51	48.14	48.64	48.47	49.10	48.08	47.61	47.40	48.23	47.83	48.37	48.04	47.59	47.79	47.50	48.78

[mg]=Mg/(Mg+Fe2+)

Continuación tabla B.2.

Muestra	FCO863 (andesita)								FCO863 (andesita)							
	Perfil 2															
Análisis N°	#63	#64	#65	#66	#67	#68	#69	#70	#71	#72	#73	#74	#75	#76	#91	#92
SiO2	50.87	50.23	50.54	49.99	49.82	47.40	49.79	50.46	49.38	47.76	46.92	48.20	50.25	47.31	48.41	44.97
TiO2	0.49	0.50	0.46	0.53	0.58	0.87	0.57	0.48	0.57	0.76	1.15	0.75	0.53	0.80	0.67	1.35
Al2O3	1.97	2.69	2.11	2.50	2.75	5.04	3.06	2.16	2.70	4.60	4.95	4.23	2.29	4.86	3.74	7.50
Cr2O3	0.00		0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01		0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
FeO	7.81	8.37	7.88	7.95	8.44	10.02	8.80	7.65	8.48	9.44	9.44	9.95	8.60	9.71	9.32	10.97
MnO	0.71	0.62	0.70	0.51	0.68	0.39	0.55	0.55	0.56	0.35	0.52	0.59	0.60	0.47	0.47	0.41
MgO	13.21	12.72	13.22	12.82	12.57	10.78	12.35	13.04	12.77	11.75	11.30	11.20	12.95	11.02	11.85	9.94
CaO	22.87	23.15	22.69	22.99	22.74	22.74	23.25	22.95	23.09	22.53	22.78	22.00	22.66	22.70	22.54	22.64
Na2O	0.46	0.46	0.52	0.50	0.63	0.67	0.52	0.41	0.43	0.45	0.63	0.80	0.47	0.70	0.62	0.64
K2O	0.02						0.02	0.00	0.00		0.00		0.01	0.01		
BaO																
Total	98.44	98.77	98.16	97.83	98.23	97.97	98.94	97.73	98.02	97.69	97.72	97.77	98.41	97.65	97.66	98.47
Al _{tot}	0.088	0.120	0.094	0.112	0.123	0.229	0.136	0.097	0.121	0.208	0.225	0.191	0.102	0.220	0.169	0.341
Si	1.920	1.901	1.910	1.904	1.892	1.823	1.882	1.913	1.874	1.830	1.812	1.848	1.899	1.813	1.852	1.733
Al ^{iv}	0.080	0.099	0.090	0.096	0.108	0.177	0.118	0.087	0.121	0.170	0.188	0.152	0.101	0.187	0.148	0.267
Ti	0.014	0.014	0.013	0.015	0.017	0.025	0.016	0.014	0.016	0.022	0.034	0.022	0.015	0.023	0.019	0.039
Al ^{vi}	0.008	0.021	0.004	0.017	0.015	0.051	0.018	0.010	0.000	0.038	0.037	0.039	0.001	0.033	0.021	0.073
Fe ³⁺	0.089	0.060	0.114	0.075	0.095	0.089	0.091	0.111	0.144	0.114	0.064	0.123	0.125	0.164	0.132	0.096
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.160	0.206	0.137	0.180	0.175	0.236	0.189	0.134	0.129	0.192	0.242	0.199	0.149	0.152	0.169	0.260
Mn ²⁺	0.023	0.020	0.022	0.017	0.022	0.013	0.018	0.018	0.018	0.012	0.017	0.019	0.019	0.015	0.015	0.014
Mg	0.744	0.718	0.745	0.728	0.712	0.618	0.696	0.737	0.723	0.671	0.651	0.640	0.730	0.630	0.676	0.571
Ca	0.925	0.939	0.919	0.938	0.925	0.937	0.942	0.932	0.939	0.925	0.943	0.904	0.917	0.932	0.924	0.935
Na	0.034	0.034	0.038	0.037	0.046	0.051	0.038	0.030	0.032	0.033	0.047	0.060	0.035	0.052	0.046	0.048
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Total	3.997	4.013	3.994	4.007	4.008	4.021	4.010	3.987	3.996	4.007	4.035	4.006	3.993	4.003	4.004	4.036
[mg]	0.823	0.777	0.845	0.802	0.802	0.724	0.786	0.846	0.848	0.778	0.729	0.763	0.830	0.806	0.800	0.687
En (%)	38.34	36.94	38.44	37.57	36.89	32.66	35.95	38.15	37.01	35.08	33.94	33.94	37.60	33.27	35.26	30.44
Fs (%)	13.98	14.74	14.14	14.01	15.14	17.85	15.41	13.60	14.89	16.57	16.88	18.13	15.14	17.48	16.54	19.73
Wo (%)	47.68	48.32	47.42	48.42	47.96	49.50	48.64	48.25	48.10	48.35	49.18	47.92	47.26	49.24	48.20	49.83

[mg]=Mg/(Mg+Fe2+)

Tabla B.3. Análisis químico y formula estructural para piroxeno en dique de dolerita (O=6).

Muestra	STO329 (dique dolerita)					
Análisis N°	#113	#114	#115	#116	#117	#118
SiO ₂	46.80	46.47	46.63	46.95	46.68	45.52
TiO ₂	1.89	2.06	1.97	1.75	1.96	2.29
Al ₂ O ₃	4.69	5.65	4.40	5.33	5.37	5.49
Cr ₂ O ₃	0.08	0.16	0.02	0.11	0.21	0.10
FeO	10.80	10.60	11.61	8.64	9.62	10.75
MnO	0.23	0.22	0.32	0.28	0.26	0.31
MgO	12.48	12.59	12.19	12.61	12.60	12.16
CaO	20.56	20.13	20.07	21.57	20.88	20.42
Na ₂ O	0.31	0.33	0.33	0.32	0.30	0.33
K ₂ O		0.01	0.00	0.00	0.02	0.02
BaO						
Total	97.88	98.27	97.60	97.59	97.95	97.43
Al _{tot}	0.2113	0.2535	0.1988	0.2398	0.2417	0.2501
Si	1.7874	1.7676	1.7867	1.7916	1.782	1.7579
Al ^{iv}	0.2113	0.2324	0.1988	0.2084	0.218	0.2421
Ti	0.0543	0.0589	0.057	0.0503	0.0564	0.0667
Al ^{vi}	0.0000	0.0210	0.0000	0.0313	0.0236	0.0080
Fe ³⁺	0.1593	0.1347	0.1949	0.1102	0.1042	0.1108
Cr	0.0024	0.0049	0.0007	0.0033	0.0065	0.0031
Fe ²⁺	0.1905	0.2064	0.1834	0.1681	0.2056	0.2396
Mn ²⁺	0.0074	0.0073	0.0106	0.0092	0.0086	0.0103
Mg	0.7104	0.714	0.6965	0.7174	0.7172	0.7002
Ca	0.8415	0.8207	0.8241	0.8818	0.8541	0.8448
Na	0.0235	0.0247	0.0249	0.0243	0.0227	0.025
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Total	3.9882	3.9936	3.9779	3.9961	4.0001	4.0098
[mg]	0.7885	0.7758	0.7916	0.8101	0.7772	0.745
En (%)	37.211	37.918	36.477	38.022	37.954	36.742
Fs (%)	18.711	18.501	20.367	15.243	16.85	18.928
Wo (%)	44.078	43.581	43.156	46.735	45.197	44.33

[mg]=Mg/(Mg+Fe²⁺)

Tabla B.4. Análisis químico y formula estructural para feldespatos en andesita del Complejo La Pera y dique de dolerita (O=8).

Muestra	FCO863 (andesita)					STO329 Dolerita	
Análisis N°	#95	#97	#98	#99	#100	#123	#124
SiO2	56.36	54.49	55.90	55.00	61.68	64.25	64.53
TiO2	0.02	0.02	0.04	0.03	0.01		
Al2O3	23.94	27.52	26.90	27.11	18.40	20.26	21.45
Cr2O3		0.01		0.00		0.00	
FeO	0.39	0.51	0.55	0.44	0.36	0.41	0.18
MnO						0.03	0.01
MgO		0.03	0.03	0.03	0.04	0.16	0.00
CaO	5.12	9.55	8.97	9.33	0.02	1.09	2.19
Na2O	8.43	5.84	6.18	5.81	0.23	10.99	10.74
K2O	0.05	0.47	0.57	0.53	16.56	0.12	0.04
BaO							
H2O							
Total	94.32	98.43	99.12	98.27	97.31	97.36	99.17
Si	2.74	2.54	2.59	2.57	2.70	2.91	2.87
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.37	1.51	1.47	1.49	0.95	1.08	1.12
Fe	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.27	0.48	0.44	0.47	0.00	0.05	0.10
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.16	0.11	0.11	0.11	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.04	0.05	0.05	1.40	0.96	0.93
K	0.00	0.03	0.03	0.03	0.92	0.01	0.00
suma	4.58	4.73	4.72	4.73	5.99	5.04	5.03
An	61.26	72.95	69.35	71.57	0.04	5.19	10.12
Ab	1.10	6.48	7.95	7.32	60.19	94.10	89.62
Or	0.73	4.26	5.23	4.81	39.60	0.72	0.26

Anexo C: Geoquímica

Tabla C.1. Datos Geoquímicos de roca total para óxidos (elementos mayores)

Muestra	FCO835	FO0218B	STO336B	STO329	FO0441Bb	FO0436	FCO863	FCO864
Litología	Lamprófidio	Lamprófidio	Lamprófidio	Dolerita	Basalto	Basalto	Andesita	Andesita
Formación					Barros Arana	Barros Arana	La Pera	La Pera
% peso								
SiO ₂	47.42	46.76	42.91	47.82	49.39	50.65	58.12	49.06
TiO ₂	1.10	1.40	1.21	1.40	1.28	1.26	0.65	0.89
Al ₂ O ₃	13.87	14.91	12.34	14.76	15.85	13.96	16.65	15.87
Fe ₂ O _{3t}	9.69	10.27	11.26	9.7	10.46	11.04	6.31	9.38
MnO	0.29	0.16	0.23	0.14	0.17	0.13	0.14	0.15
MgO	8.52	8.68	12.96	8.7	5.92	5.69	2.2	3.99
CaO	10.10	8.64	11.38	7.86	4.43	8.77	4.48	7.20
Na ₂ O	4.08	2.56	2.46	3.06	2.7	4.29	5.04	4.52
K ₂ O	0.65	2.09	0.37	1.12	5.13	2.72	4.51	2.49
P ₂ O ₅	0.43	0.42	0.39	0.18	0.43	0.5	0.37	0.47
LOI	4.50	3.50	5.21	4.22	2.9	1.78	0.99	4.57
Total	100.66	99.40	100.73	98.97	98.66	100.80	99.46	98.59

Tabla C.2. Datos Geoquímicos de roca total para elementos traza

Muestra	FCO835	FO0218B	STO336B	STO329	FO0441Bb	FO0436	FCO863	FCO864
Litología	Lamprófidio	Lamprófidio	Lamprófidio	Dolerita	Basalto	Basalto	Andesita	Andesita
Formación					Barros Arana	Barros Arana	La Pera	La Pera
ppm								
Be	1	1	1	< 1	2	< 1	2	2
Sc	27	28	36	39	36	40	8	16
V	295	243	302	289	318	388	176	240
Cr	300	380	630	310	40	30	< 20	30
Co	28	46	52	33	29	27	11	21
Ni	90	140	230	130	30	30	< 20	< 20
Cu	60	70	80	50	90	210	40	60
Zn	< 30	90	90	50	90	60	80	70
Ga	15	17	16	16	17	11	12	17
Ge	< 1	1	1	1	1	1	1	2
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	7	65	5	37	86	91	126	96
Sr	358	386	287	225	270	567	855	612
Y	14	17	15	28	17	16	20	20
Zr	109	120	91	119	104	66	139	147
Nb	10	17	6	8	8	5	11	9
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.5
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	< 1	2	1	8	2	< 1	1	2

Tabla C.2. Continuación

Muestra	FCO835	FO0218B	STO336B	STO329	FO0441Bb	FO0436	FCO863	FCO864
Litología	Lamprófidio	Lamprófidio	Lamprófidio	Dolerita	Basalto	Basalto	Andesita	Andesita
Formación					Barros Arana	Barros Arana	La Pera	La Pera
ppm								
Sb	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cs	< 0.5	0.9	< 0.5	< 0.5	0.8	5.3	1.5	11.3
Ba	282	404	241	480	800	555	2046	1047
Hf	2.7	2.9	2.5	3	2.9	1.7	3.5	3.7
Ta	0.8	1.5	0.4	0.4	0.6	0.4	0.8	0.6
W	< 1	6	5	< 1	4	3	< 1	< 1
Tl	< 0.1	0.3	< 0.1	< 0.1	0.6	0.4	0.3	< 0.1
Pb	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	8	< 5
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	8.1	6.5	5.3	1.6	5.3	1.8	15.3	10.3
U	2.2	1.6	1.1	0.3	1.3	0.3	4.4	2.6

Tabla C.3 Datos geoquímicos de roca total para tierras raras.

Muestra	FCO835	FO0218B	STO336B	STO329	FO0441Bb	FO0436	FCO863	FCO864
Litología	Lamprófido	Lamprófido	Lamprófido	Dolerita	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto
Formación					Barros Arana	Barros Arana	La Pera	La Pera
ppm								
La	23.6	32.5	22.8	7.3	12.1	13.6	31	27
Ce	47.4	57	48.8	18.1	31.5	35.1	61.9	53.4
Pr	6.33	6.29	6.12	3.03	4.46	5.06	8.51	7.62
Nd	24.2	24.3	26.2	14.3	21.2	24.4	32.2	30.2
Sm	4.8	5	5.3	4	5.2	5.5	5.9	6.1
Eu	1.57	1.56	1.39	1.42	1.23	1.57	1.65	1.78
Gd	3.8	4.3	4.2	4.4	4.5	4.7	4.6	4.8
Tb	0.5	0.7	0.6	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7
Dy	3	3.6	3.1	5	3.4	3.3	3.7	3.7
Ho	0.5	0.7	0.6	1.1	0.6	0.6	0.7	0.8
Er	1.5	1.8	1.5	3	1.6	1.6	1.9	2
Tm	0.21	0.25	0.2	0.47	0.23	0.22	0.31	0.31
Yb	1.3	1.6	1.2	3	1.4	1.3	2	2
Lu	0.17	0.23	0.16	0.47	0.19	0.17	0.29	0.28
Suma REE	118.88	139.83	122.17	66.39	88.31	97.82	155.36	140.69