



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**PETROLOGÍA DEL COMPLEJO OFIOLÍTICO TORTUGA,
MAGALLANES CHILE: EVIDENCIAS DE UN METAMORFISMO
CRETÁCICO INFERIOR**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

VIVIANA ALEJANDRA AVENDAÑO VEAS

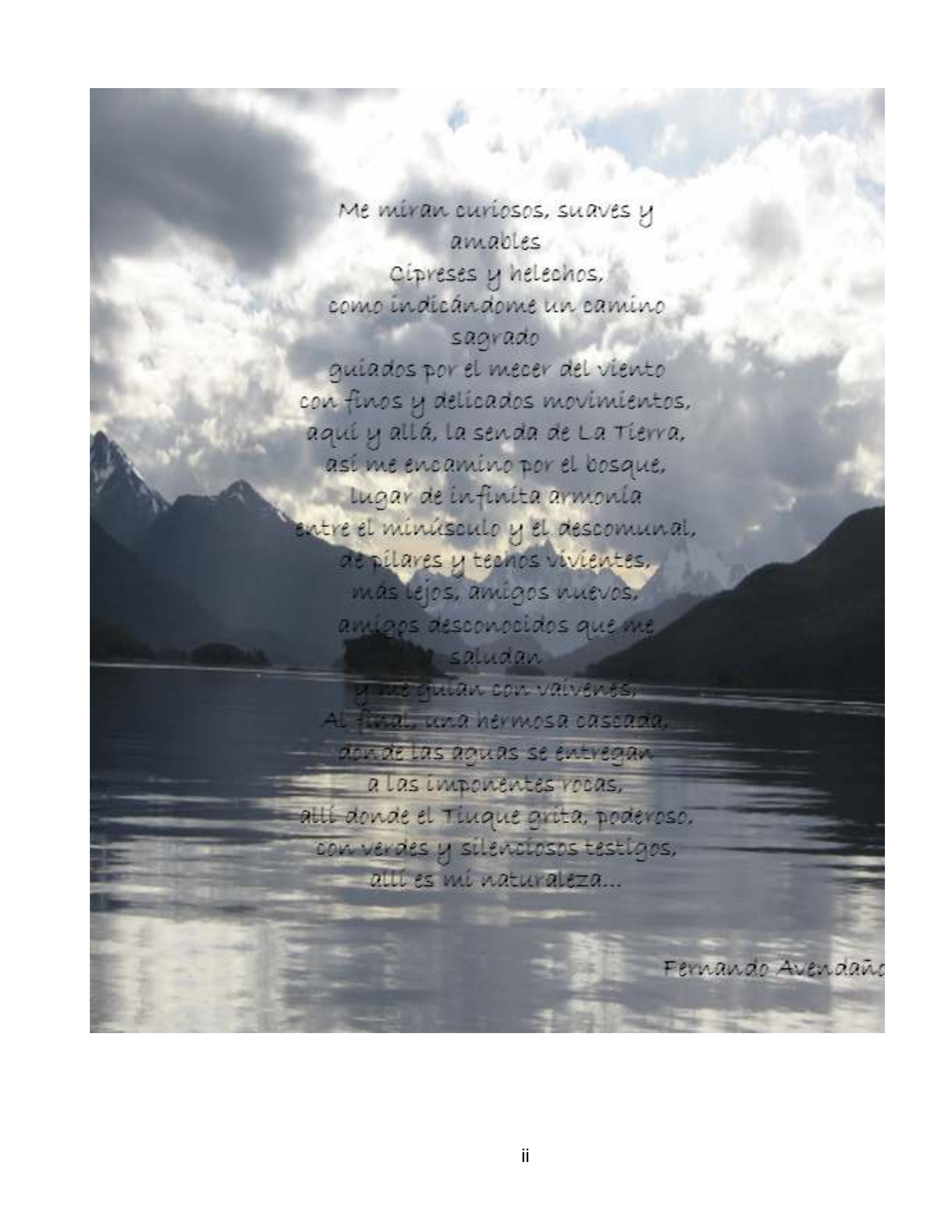
PROFESOR GUÍA:

MAURICIO CALDERÓN NETTLE

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND
LUIS AGUIRRE LE-BERT**

SANTIAGO DE CHILE

2008



Me miran curiosos, suaves y
amables
Cipreses y helechos,
como indicándome un camino
sagrado
guiados por el mecer del viento
con finos y delicados movimientos,
aquí y allá, la senda de La Tierra,
así me encamino por el bosque,
lugar de infinita armonía
entre el minúsculo y el descomunal,
de pilares y techos vivientes,
más lejos, amigos nuevos,
amigos desconocidos que me
saludan
y me guían con vaivenes,
Al final, una hermosa cascada,
donde las aguas se entregan
a las imponentes rocas,
allí donde el Tiuque grita, poderoso,
con verdes y silenciosos testigos,
allí es mi naturaleza...

Fernando Avendaño

RESUMEN

El Complejo Ofiolítico Tortuga (COT) es interpretado como un remanente de piso oceánico, asociado a la formación de una cuenca marginal desarrollada durante el Jurásico Superior al Cretácico Inferior (Cuenca de Rocas Verdes, CRV) a lo largo del margen suroeste de Gondwana.

El COT preserva una pseudoestratigrafía de una ofiolita incompleta, el cual carece de sus componentes ultramáficos. Los gabros están bien preservados presentándose bandeados o masivos. Se componen de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y cantidades subordinadas de ortopiroxeno. Las diabasas y enjambre de diques diabásicos son los que presentan la mayor alteración dentro de las rocas del COT y se componen de plagioclasa y clinopiroxeno. Los basaltos se presentan almohadillados o como flujos de lava masivos y tienen textura hipocristalina, holohialina y variolítica, componiéndose de plagioclasa y clinopiroxeno. Diferentes tipos de diques cortan a las unidades del COT, encontrándose entre estos diques lamprófidos, máficos y diabásicos. La más común asociación de minerales secundarios encontrados en las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga es: clorita + epidota + titanita + actinolita. Si bien el COT pudo haber experimentado diferentes tipos de metamorfismos durante su evolución geológica, hay evidencias texturales y mineralógicas para confirmar que estuvo sometido a un metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico. Las rocas del COT estuvieron bajo presiones y temperaturas definidas por la facies Esquisto Verde (presión entre 2 y 3 kbar y temperatura $> 200^{\circ}\text{C}$), con enriquecimiento en algunos minerales secundarios dada por variaciones composicionales locales dentro de una determinada unidad. La presencia de texturas tipo microbiales en un basalto almohadillado del COT, son observadas mediante microscopía electrónica de transmisión (TEM). Las imágenes muestran agregados policristalinos compuestos principalmente por titanita, que forman texturas granulares y tubulares. Estos agregados fueron datados por U-Pb mediante el método LA-MC-ICP-MS y entregan una edad de metamorfismo en $118,3 \pm 3,5$ Ma (Cretácico Temprano). Esta es la primera datación del COT y representa la edad mínima para estas rocas.

Las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga corresponden a basaltos toleíticos que en su evolución experimentaron cristalización fraccionada con el continuo fraccionamiento de olivino, piroxeno y en menor grado plagioclasa. La geoquímica de las rocas gabroicas indican una fuente mantélica fuertemente deprimida, tipo N-MORB ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} \approx 0.3$) y sin contaminación cortical ($(\text{Nd}/\text{Yb})_{\text{N}} \approx 0.95$). La geoquímica de basaltos y diques indica diferentes fuentes para estas rocas: 1) razones $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} < 1$ con una fuente tipo N-MORB para diques y basaltos que provendrían de la diferenciación de los gabros y no estuvieron influenciados por la deshidratación de una placa oceánica subductante y 2) razones $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} > 1$ con una fuente mantélica diferente a las rocas del COT y anomalías positiva para Th respecto a Nb y Ta.

En este trabajo se confirma que la evolución de la Cuenca de Rocas Verdes es mayor hacia el sur, con un carácter mucho más oceánico en las rocas del Complejo Tortuga (zona sur), comparado a las rocas del Complejo Aracena (zona central) y Complejo Sarmiento (zona norte).

AGRADECIMIENTOS

- Gracias Mamá y Papá, por el amor y cariño que me han dado toda la vida. Porque nunca me faltó una caricia o una palabra de afecto. Por educarme y entregarme valores y porque gracias a ustedes he llegado a ser quien soy hasta ahora. Los amo con toda mi alma.
- A Jorge, Loreto y Fernando, por ser los hermanos más maravillosos que alguien pueda tener. Gracias por la alegría, el amor y nuestra hermosa amistad. Gracias por toda esta vida llena de recuerdos juntos. Ustedes son lo más importante para mí.
- Gracias por todo Andrés: por enseñarme lo que es amar siendo amada; por tu fiel compañía y por apoyarme en todo momento. Gracias por este amor que culminó de una hermosa y tierna amistad.
- A mi grupo de amigos “percebes” (Bondo, Pollo, Juanjo, Mauro, Leo, Seba, Diego y Roy) porque fueron mis amigos y compañeros de estudio, carrete y vacaciones durante plan común. Gracias por estos años que jamás olvidaré.
- A todos mis amigos de geología (especialmente a la Caro, Paula, Chica, Feña, Kari, Sergio, Mito, Jose, Manu, Chala, Pajaro y Chicho y perdone el que me falte) por los grandes momentos que compartimos en terrenos, carretes, clases, etc. Por la alegría, la amistad, el apoyo y el cariño. Ustedes son lo mejor de esta facultad... los quiero mucho.
- Gracias Caldera por tu apoyo. Porque fuiste un gran profesor guía. Gracias por tu entusiasmo y sed de conocimiento. Estoy muy orgullosa de ser tu primera alumna memorista.
- A Pancho Hervé y a Lucho Aguirre, por sus correcciones y comentarios que me ayudaron de mucho para el éxito de esta memoria. Gracias por su experiencia y porque son grandes profesores y personas.
- A Martin Reich y Christian Nievas por la ayuda en la utilización del TEM. Gracias porque sin ustedes eso no hubiese sido posible.
- A Katia y Vero Oliveros por guiarme en el tema de geocronología y geoquímica. Gracias por la gran disposición de ayudarme.
- A Felipe Prades por compartir sus datos de geoquímica conmigo.
- Al Feña y Andrés, por ayudarme a arreglar e imprimir esta accidentada memoria.
- A todos los funcionarios de Geología, por ser los motores de este departamento. Gracias a la Cristi, Juanito, Quilo, don Jaime, Julito, y don Carlos por todo. Especialmente gracias a Maria Rosa, nuestra madre de geología, gracias por todo tu cariño y tu tremenda disposición, gracias porque eres la mejor secre del mundo.
- Al Proyecto Anillo Antártico ARTG-04, CONICYT, Programa Bicentenario en Ciencias y Tecnología por darme la posibilidad de este inolvidable terreno, y de poder hacer la memoria con ustedes.

TABLA DE CONTENIDOS

Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1. Generalidades	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo General.....	2
1.2.2. Objetivos Específicos.....	2
1.3. Hipótesis de Trabajo.....	2
1.4. Zona de Estudio	3
1.4.1. Ubicación y vías de Acceso	3
1.5. Método de Trabajo	5
Capítulo 2. Marco Geológico Regional	6
2.1. Geología al Sur de los 48°S	6
2.2. Geología al Sur del Seno Almirantazgo	9
2.2.1. Basamento Metamórfico	9
2.2.2. Rocas Estratificadas	9
2.2.3. Rocas Intrusivas	12
2.2.4. Complejos Ofiolíticos	13
2.2.5. Estructuras Tectónicas	14
2.2.6. Evolución Geológica	15
Capítulo 3. Texturas y Minerales Igneos.....	18
3.1. Generalidades	18
3.2. Basaltos	20
3.2.1. Aspecto en Terreno	20
3.2.2. Características Primarias	21
3.3. Diabasas	26
3.3.1. Aspecto en terreno.....	26
3.3.2. Características Primarias	26
3.4. Gabros	29
3.4.1. Aspecto en Terreno	29
3.4.2. Características Primarias	31

3.5.	Lamprófidos.....	37
3.5.1.	Aspecto en Terreno	37
3.5.2.	Características Primarias	37
3.6.	Diques Máficos.....	40
3.6.1.	Aspecto en Terreno	40
3.6.2.	Características Primarias	40
3.7.	Discusión y Conclusiones.....	42
Capítulo 4. Metamorfismo y Facies		44
4.1.	Generalidades	44
4.2.	Basaltos	45
4.2.1.	Aspectos Generales.....	45
4.2.2.	Descripción de la Mineralogía Secundaria	48
4.2.3.	Asociaciones Mineralógicas y Facies Metamórficas.....	49
4.3.	Diabasas y Enjambre de Diques Diabásicos	50
4.3.1.	Aspectos Generales.....	50
4.3.2.	Descripción de la Mineralogía Secundaria	51
4.3.3.	Asociaciones Mineralógicas y Facies Metamórficas.....	51
4.4.	Gabros	52
4.4.1.	Aspectos Generales.....	52
4.4.2.	Descripción de la Mineralogía Secundaria	55
4.4.3.	Asociaciones Mineralógicas y Facies Metamórficas.....	55
4.5.	Lamprófidos.....	57
4.6.	Diques Máficos.....	58
4.7.	Discusión.....	59
4.7.1.	Condiciones de Metamorfismo.....	59
4.7.2.	Ambiente Tectónico	64
4.8.	Conclusiones.....	65
Capítulo 5. Alteración de Basaltos Almohadillados		68
5.1.	Generalidades	68
5.2.	Aspecto en terreno y petrografía	68
5.2.1.	Bioalteración de la Corteza Oceánica	69
5.2.2.	Comparación de texturas de bioalteración	70
5.3.	Estudio mediante microscopía electrónica de transmisión (TEM).....	72
5.3.1.	Preparación de Muestras.....	73

5.3.2.	Métodos utilizados en el TEM	74
5.4.	Geocronología en Titanita	78
5.4.1.	Marco Teórico.....	78
5.4.2.	Datación en Titanita TN0715A2	79
5.5.	Discusión y Conclusiones.....	81
Capítulo 6.	Geoquímica	83
6.1.	Generalidades	83
6.2.	Antecedentes Geoquímicos del COT.....	84
6.3.	Clasificación Geoquímica de las Unidades	86
6.4.	Diagramas de Variación	87
6.5.	Geoquímica de Elementos Traza	90
6.5.1.	Patrón de Tierras Raras.....	90
6.5.2.	Diagramas Multielementales.....	92
6.5.3.	Razones de Elementos Traza.....	95
6.6.	Diagramas de Discriminación Tectónica.....	98
6.6.1.	Diagramas Ti-Zr, Ti-Zr-Y, Ti-Zr-Sr (Pearce y Cann, 1973)	99
6.6.2.	Diagramas Zr/Y - Zr, Zr-Nb-Y.....	100
6.6.3.	Diagramas Ti-V, Cr-Ti.....	101
6.7.	Discusión.....	102
6.7.1.	Gabros.....	102
6.7.2.	Basaltos y Diques.....	104
6.8.	Conclusiones.....	106
Capítulo 7.	Discusión y Conclusiones	107
7.1.	Generalidades	107
7.2.	Variación longitudinal de la Cuenca de Rocas Verdes.....	107
7.2.1.	Gabros.....	108
7.2.2.	Diques y Basaltos.....	110
7.3.	Variación transversal de la Cuenca de Rocas Verdes Sur.....	113
7.4.	Conclusiones.....	116
7.4.1.	Generalidades	116
7.4.2.	Caracterización de la fuente	116
7.4.3.	Características secundarias.....	117
7.4.4.	Edad	118
7.4.5.	Ambiente Tectónico	118

REFERENCIAS.....127

ANEXO 1: DESCRIPCIONES PETROLÓGICAS

ANEXO 2: ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ROCA TOTAL

ANEXO 3: ANÁLISIS DE MICROSONDA MUESTRA TN0722A

ANEXO 4: DATACIÓN TITANITA TN0715A-2 (LA-MC-ICP-MS)

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES

Complejos Ofiolíticos de edad Jurásico Superior - Cretácico Inferior, afloran a lo largo de los Andes Australes de Chile (50-55°S). Éstos, son interpretados como los remanentes del piso oceánico máfico de una cuenca marina de trasarco (marginal) ensiálica llamada Cuenca de Rocas Verdes, (CRV, Dalziel et al 1974; Suárez & Pettigrew 1976; de Wit 1977; Suárez 1977, 1979; Tanner & Rex 1979; Dalziel 1981). Las ofiolitas preservan una pseudoestratigrafía ofiolítica incompleta, sin sus componentes ultramáficos, de acuerdo a la definición realizada en una conferencia en Penrose (anónimo, 1972). Consisten predominantemente de lavas almohadilladas y brechas volcánicas máficas, enjambre de diques diabásicos y gabros, formados a lo largo de un centro de expansión tipo dorsal meso-oceánica (Dalziel et al 1974; de Wit & Stern 1976, 1981; Stern et al 1976; Stern & de Wit 1980) que operó en el margen suroeste de Gondwana.

Asociaciones litológicas y geoquímicas indican que la CRV habría alcanzado un ancho posible < 50 km en el norte (Complejo Sarmiento), y > 100 km en el sur (Complejo Tortuga) (de Wit 1977; de Wit & Stern 1981), observándose en el sur un suelo ígneo máfico de carácter más oceánico relativo al norte (Saunders et al 1979; Stern 1979, 1980, 1991; Alabaster & Storey 1990; Storey & Alabaster 1991). Los gabros y diques máficos cortan litologías Paleozoicas y Jurásicas en los bordes de la CRV sugiriendo que estas ofiolitas son autóctonas (Stern & de Wit 2003).

Las rocas máficas del Complejo Ofiolítico Tortuga (COT), son químicamente similares a basaltos generados en dorsales oceánicas (MORB; Stern 1979, 1980, 1991). Los gabros están intruidos por diques con alto contenido de MgO (> 10 wt% MgO) considerados como probable magma parental para este complejo máfico (Elthon & Scarfe 1984). El COT exhibe una fase temprana de metamorfismo hidrotermal de piso oceánico, caracterizado por el desarrollo de minerales secundarios sin esquistosidad (Elthon & Stern, 1978). Las unidades superiores son las más afectadas por la alteración siendo sus fases ígneas máficas mayormente reemplazadas. El metamorfismo en los niveles más profundos, es menos intenso y más

isoquímico que los niveles pseudoestratigráficos más altos (Stern et al., 1976; Elthon y Stern 1978).

Dataciones por U – Pb en circones magmáticos de diques félsicos que cortan basaltos del Complejo Sarmiento, indican que una fase de rifting asociada con la apertura de la cuenca de Rocas Verdes, ocurrió entre los 152 y los 147 Ma (Calderón 2006).

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Caracterizar petrográfica y geoquímicamente las unidades pseudo-estratigráficas del Complejo Ofiolítico Tortuga (COT), con el fin de establecer el ambiente geotectónico en que se emplazó y metamorfizó.

1.2.2. Objetivos Específicos

- 1.- Descripción petrográfica de las rocas del COT (texturas y mineralogía primaria y secundaria).
- 2.- Clasificación geoquímica de las rocas del COT a través de elementos mayores y trazas.
- 3.- Determinar la ocurrencia de bioalteración en los basaltos almohadillados del COT a través de su textura.
- 4.- Datación del metamorfismo que experimentó el COT.

1.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO

El COT pertenece a una cuenca marginal de trasarco, en un escenario extensional asociado a la ruptura inicial del margen continental de Gondwana.

1.4. ZONA DE ESTUDIO

1.4.1. Ubicación y vías de Acceso

La zona de estudio se encuentra ubicada en la Región de Magallanes y de la Antártica Chilena, entre las coordenadas 55° 10'- 55°20' S y 68° - 68° 20' W, al sur del Canal Beagle, Isla Navarino e Isla Hoste, a más de 300 Km de Punta Arenas.

El acceso a esta zona, se debe hacer por avión o una embarcación cuyo destino sea Puerto Williams (norte de Isla Navarino). Desde allí se debe zarpar con destino sur oeste de la isla recorriendo unos 130 Km.

El lugar de interés, se ubica en los Andes fueguinos, en el segmento este-oeste del llamado Oroclino Patagónico, sobre la placa tectónica Scotia. La glaciación Pleistocena le dio forma a esta región dotándola de numerosos fiordos e islas y características geomorfológicas que crean un paisaje único. El paisaje predominante es de montañas con lagos, bosques y tundra. El punto más alto de Isla Navarino es el Cerro La Bandera, parte de los Dientes de Navarino que culmina a 900 metros.



En la zona se encuentra un tipo de vegetación conocida como el Bosque magallánico, cuyas especies características son la Lenga junto con el Ñirre en las áreas más secas, Coihue en las áreas más húmedas y algunas zonas de matorrales, y Tundra Magallánica en áreas de drenaje pobre. La turba es otra formación vegetal importante en el sector que cubre grandes superficies.

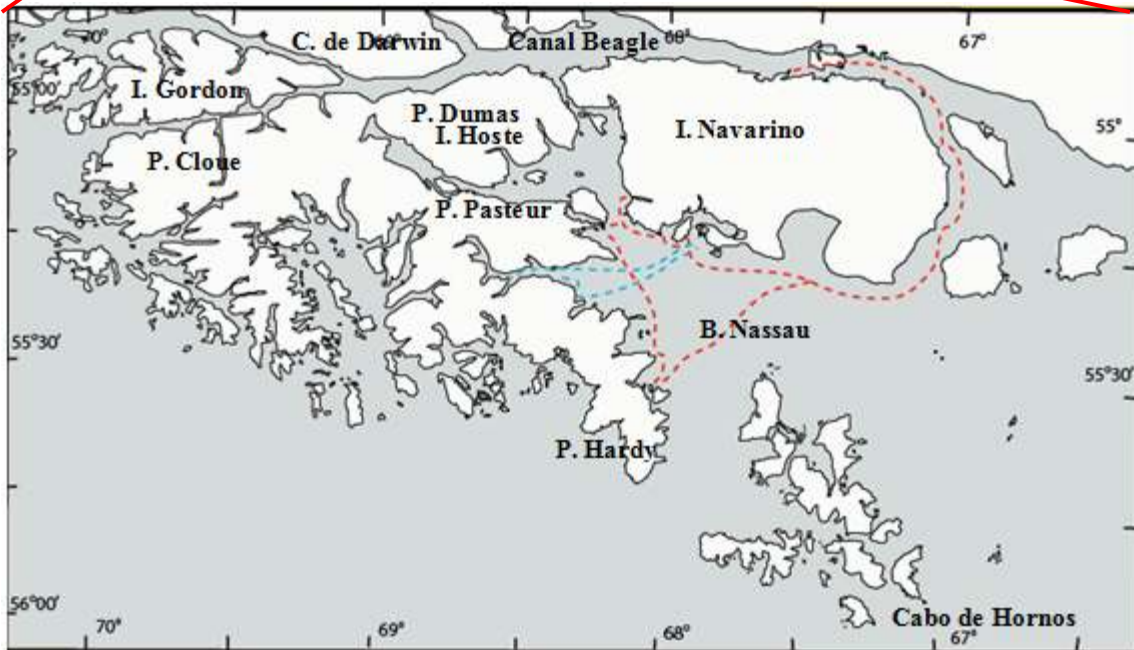


Figura 1-1: Ubicación de la zona de estudio, mostrando mapa de rutas (rojo en velero Morgane, azul Barco de la Armada de Chile, Alacalufe) y las localidades más importantes de la zona

1.5. MÉTODO DE TRABAJO

La primera etapa de este proyecto, consistió en una salida a terreno durante 18 días entre el 3 y 21 de marzo del año 2007. Se realizó un reconocimiento geológico de las distintas formaciones de la zona y en especial del Complejo Ofiolítico Tortuga. Se recolectaron 48 muestras de rocas pertenecientes al COT, para sus respectivos análisis petrográfico y geoquímico. La segunda etapa consta del análisis petrográfico microscópico de secciones delgadas, describiendo texturas y mineralogía primaria y secundaria. Para determinar la composición y la fórmula estructural de minerales primarios, se analizó una muestra de gabro en la microsonda electrónica Cameca SX100 de la Universidad de Montpellier de Francia. Los datos fueron obtenidos por Alain Demant.

Se analizó la composición geoquímica de roca total de elementos mayores y trazas para 12 muestras de distintos niveles del COT. La preparación de las muestras consistió primero en la molienda de las rocas, hechas por el químico Juan Vargas en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Posteriormente, los análisis geoquímicos se hicieron en el Laboratorio de Geoquímica con el equipo Plasma por Acoplamiento Inductivo - Espectrofotómetro de Emisión (ICP-AES) Perkin Elmer, Secuencial P400, 1991 perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de Chile y a cargo del señor Jaime Martínez. Los análisis de los elementos traza Nb-Ta-Th se hicieron en el laboratorio Plasma por Acoplamiento Inductivo – Espectrómetro de Masa (ICP- MS) del SERNAGEOMIN, a cargo del señor Felipe Llona. Diagramas de clasificación y de discriminación utilizando elementos mayores y traza, fueron hechos con los programas Petrograph y Microsoft Excel.

Análisis de microscopía electrónica de transmisión fueron hechos en el laboratorio LabMET, ubicado en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, a cargo del electrónico Christian Nievas. El microscopio es de marca FEI modelo Tecnai G2 F20 S-Twin. Se prepararon 12 muestras, pero sólo una con éxito de observación.

Los análisis de datación en titanita (esfeno), fueron realizados por el Dr. Antonio Simonetti usando un Nu Plasma MC-ICP-MS (Nu Instruments, UK) ubicado en el Departamento de Ciencias Atmosféricas y de la Tierra de la Universidad de Alberta, Canadá.

CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. GEOLOGÍA AL SUR DE LOS 48°S

La placa de Nazca y la placa Antártica, están separadas a los 46.5°S por la dorsal de Chile. Ambas placas subductan bajo la placa Sudamericana. En general, los Andes Patagónicos, al sur de los 48°S incluye complejos metamórficos Paleozoicos y Mesozoicos, el Batolito Patagónico Mesozoico – Cenozoico y sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias Mesozoicas plegadas y falladas. Esta zona es caracterizada por una faja plegada y corrida hacia el este y escaso volcanismo.

El Complejo Metamórfico Andino Oriental (al este del Batolito) es considerado el basamento metamórfico de los Andes Patagónicos Sur desde los 48°- 52°S (CMAO, Hervé, 1993). Su protolito turbidítico, está compuesto principalmente de metapelitas, metapsammitas, metagreywackas, mármol y metabasitas, el cual fue depositado a lo largo de un margen continental pasivo (Faúndez et al., 2002). Presenta una edad máxima de sedimentación de 374 Ma a los 48° S (Thomson & Hervé, 2002).

Al oeste del Batolito Patagónico (Islas Madre de Dios, Diego de Almagro y Desolación), afloran rocas metamórficas Permo-Triásicas consistentes en metabasaltos, mármoles y metaturbiditas. Éstas son interpretadas como fragmentos acrecionados de un monte submarino en un margen activo paleo-Pacífico de Gondwana (Forsythe & Mpodozis, 1983) entre el Pérmico Temprano y el Jurásico Temprano (Thomson & Hervé 2002).

El Batolito Patagónico Sur presenta una actividad plutónica, granítica a gabroica de afinidad calcoalcalina con edades desde los 157 a 15 Ma (Hervé et al., 2007). Es considerado el arco volcánico el cual se presenta como una franja de unos 100 Km de ancho a lo largo de todo el margen oeste de la Patagonia. Varios autores han supuesto que el batolito representa las raíces de un arco volcánico Jurásico Superior entre los 157 a 145 Ma (Dalziel & de Wit, 1974, Hervé et al., 2007).

Las Formaciones Tobífera, y El Quemado son sucesiones volcano-sedimentarias, predominantemente con rocas piroclásticas riolíticas y forman parte del volcanismo silíceo Jurásico en la Patagonia. Es una franja de unos 1000 km, de potencia de 600 a 1000 m distribuyéndose desde los 44° hasta los 55° S. Se propone un ambiente deposicional subacuático para al menos en parte de la Formación Tobífera (Wilson, 1991) y su geoquímica indica que se formó por procesos de anatexia cortical precediendo a la formación de la CRV (Bruhn et al., 1978). Algunos autores proponen que la Formación Tobífera se habría depositado durante una fase extensiva, que ocurre durante las etapas tempranas del rompimiento de Gondwana (Pankhurst et al., 2000). Estudios geocronológicos en el Complejo Ofiolítico Sarmiento (COS, extremo norte de la CRV) y la Formación Tobífera indican que el desarrollo de la cuenca marginal fue coetánea, al menos en parte, con el volcanismo silíceo y depositación de ignimbritas (Calderón et al., 2007). La CRV fue rellenada con fangolitas marinas, representadas actualmente por la Formación Zapata en el norte y la Formación Yahgán en el extremo sur, en un episodio de subsidencia térmica (Wilson, 1991).

Al este del COS, afloran rocas volcánicas máficas correspondientes a la Formación Barros Arana que se interdigitan con fangolitas marinas de la Formación Zapata. Esta transición representa el período de transición entre un ambiente extensivo (CRV) y un ambiente compresivo (Cuenca de Magallanes) (Prieto, 1994). Stern 1991, interpreta este volcanismo como un aporte del manto litosférico sub-continental del Mesozoico

El cierre y obducción de la CRV ocurrió en el Cretácico Medio, en un cambio de régimen extensivo a uno compresivo cuando el arco y el cratón convergen (Dalziel 1981). Este evento da inicio a la deformación orogénica, levantamiento de los Andes, desarrollo de la cuenca de antepaís de Magallanes y deposición de las sucesiones turbidíticas de la Formación Punta Barrosa (Wilson, 1991) a partir del Turoniano (~ 92 Ma, Fildani et al., 2003). Posteriormente, la compresión provoca la formación de una faja plegada y corrida de vergencia este desde el Cretácico Tardío – Neógeno (Wilson, 1991). Es posible separar la faja plegada y corrida en dos sectores: uno de escama delgada con corrimientos de vergencia al antepaís y fuerte plegamiento, y el otro presenta pliegues de gran amplitud, quizás relacionados a una tectónica de escama más gruesa (Harambour, 2002). El acortamiento varía desde 110 Km en el Lago Argentino, hasta 300–600 Km en Tierra del Fuego (Kraemer, 2003).

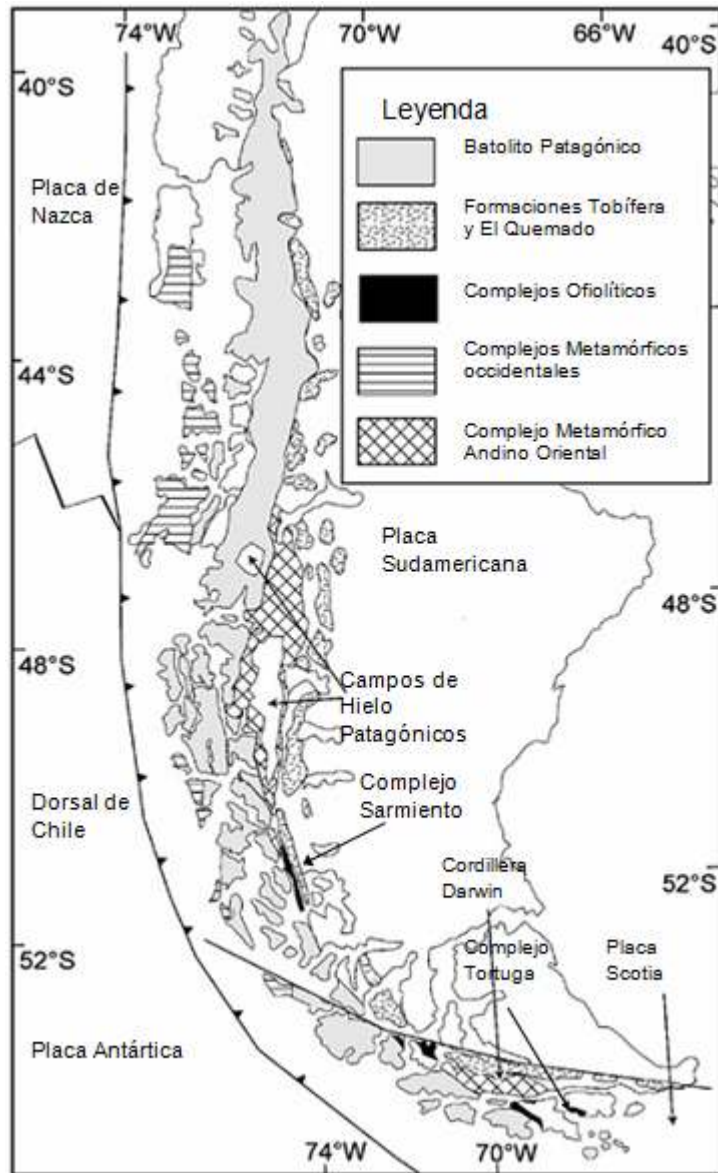


Figura 2-1: Mapa geológico de los Andes Patagónicos (modificado de Hervé et al., 2007)

2.2. GEOLOGÍA AL SUR DEL SENO ALMIRANTAZGO

A continuación se describen las unidades ubicadas entre los 55° y 56° S (zona que comprende el lugar de estudio) cuyas edades se extienden entre el Jurásico Medio al reciente. Estas corresponden a rocas volcánicas, plutónicas y sedimentarias que durante el Jurásico Superior al Cretácico Inferior pertenecían a una zona de placas convergentes (subducción de la placa proto-Pacífico bajo Gondwana) y cuyo ambiente tectónico correspondió al de un arco volcánico y cuenca marginal.

2.2.1. Basamento Metamórfico

El basamento metamórfico está representado por el Complejo Metamórfico Cordillera Darwin constituido por rocas polideformadas, metavolcánicas y metasedimentarias de grado metamórfico medio – alto (Dalziel, 1982). La Cordillera Darwin se encuentra limitada al sur por el Canal Beagle, y por el norte con el Seno Almirantazgo. Las rocas de mayor grado metamórfico están expuestas en el sur y consisten de esquistos de cianita y sillimanita, anfíbolitas de granate y migmatitas, de edad pre-Jurásico Medio (Cunningham, 1995).

2.2.2. Rocas Estratificadas

2.2.2.1 FORMACIÓN TOBÍFERA

Al sur de los 55°S, sólo aflora en la costa norte de Isla Hoste. Sobreyace discordantemente el basamento e infrayace a las lavas almohadilladas del COT al parecer por un contacto depositacional (Suárez et al., 1985). El rango de edad es del Jurásico Medio a Superior (?) (Suárez et al., 1985)

2.2.2.2 FORMACIÓN HARDY

Aflora típicamente en la Península Hardy, Isla Hoste e islas más australes fuera del área de estudio. En Península Hardy se ha estimado un espesor de 600 m (Suárez 1978). La base de la formación no ha sido reconocida y engranaría hacia el norte, con la Formación Yahgán (noreste de Península Hardy) y, probablemente con la Formación Tobífera.

La Formación Hardy está formada por depósitos de flujo de masa volcanoclásticos subacuáticos, areniscas volcanoclásticas y tobas con intercalaciones de lavas riolíticas a basálticas, de carácter calcoalcalino (Miller et al., 1994). Según algunos autores, representaría el arco volcánico durante el Jurásico Superior al Cretácico Inferior (Suárez, 1978; Miller et al., 1994). La litología y textura de las rocas de esta formación, permiten interpretar el volcanismo a partir de estratovolcanes en un ambiente deposicional submarino y subaéreo (Suárez et al., 1985). Las rocas de la Formación Hardy, experimentaron metamorfismo de facies prehnita-pumpellita y/o ceolita (Suárez et al., 1985).

En los niveles estratigráficamente superiores de la formación, ejemplares de *Belemnopsis madagascariensis* permiten asignarle una edad del Titoniano – Valanginiano (Suárez et al., 1985). Una datación de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de una riolita da una edad plateau de 107.9 ± 0.7 Ma, perteneciente al Albiano (Miller et al., 1994). Análisis isotópicos de zircón de una riolita, presentan una intercepta inferior de 120 Ma (Hanson et al., 1989).

2.2.2.3 FORMACIÓN YAHGÁN

La Formación Yahgán se distribuye principalmente en las Penínsulas Pasteur y Dumas, Isla Hoste, zona oriental de Isla Gordon y en gran parte de Isla Navarino (Suárez 1978). Es una secuencia de más de 3.000 m de espesor de turbiditas volcanoclásticas que sobreyacen a basaltos del Complejo Ofiolítico Tortuga (COT), y parecen engranar hacia el sur con la Formación Hardy.

Suárez et al., 1985 subdivide la formación en dos miembros: Wulaia y Bahía Douglas. Ambos se disponen en franjas de dirección aproximada este-oeste. Wulaia, constituye la franja norte y consiste principalmente de areniscas y lutitas, mientras el miembro Bahía Douglas, forma la franja sur y presenta secuencias finamente estratificadas (facies de turbiditas) y secuencias clásticas de grano grueso, conglomerados redepositados (Estratos de Tekenika) y brechas volcánicas. La Formación Yahgán comprende una secuencia de facies que corresponde a turbiditas depositadas en un ambiente de abanico submarino.

Las rocas de la Formación Yahgán experimentaron metamorfismo de bajo grado, con facies de prehnita-pumpellita (Watters, 1965)

La asociación *Favrella* y *Belemnopsis madagascariensis* permite asignarle a esta formación una edad del Berriasiano-Hauteriviano que corresponde al Cretácico Inferior (Suárez, et al. 1985).

2.2.2.4 ESTRATOS DE ISLAS ILDEFONSO

Formación reconocida sólo en las islas del mismo nombre, donde se observan turbiditas volcanoclásticas de 100 m de espesor, depositados en una cuenca de antearco de edad ¿Oligo-Mioceno? (Mpodozis, 1980).

2.2.2.5 COMPLEJO VOLCÁNICO PACKSADDLE

El Complejo Volcánico Packsaddle de edad entre 18 y 21 Ma (Puig et al., 1984a) agrupa basaltos columnares alcalinos, lavas andesíticas y basálticas calcoalcalinas y rocas volcanoclásticas. Se apoyan en discordancia angular sobre las Formaciones Yahgán y Hardy y son afloramientos limitados y aislados (Suárez, 1976).

2.2.2.6 ISLA COOK

Son conos y Domos Volcánicos de la Isla Cook (reciente - postglacial) formado por andesitas calcoalcalinas (Suárez et al., 1979).

2.2.3. Rocas Intrusivas

Son rocas de carácter calcoalcalino que afloran desde los 55°S y corresponden al Batolito Fueguino que son la prolongación sur del Batolito Patagónico. Se distinguen tres grupos:

- Complejo de Gabros (Jurásico Superior – Cretácico Medio). Se encuentran en forma esporádica, intruyendo a las formaciones Hardy y Yahgán. Están intruidos por granitoides de los grupos Canal Beagle y Seno Año Nuevo. En este grupo se encuentran gabros de hornblenda, gabros de clinopiroxeno, gabronoritas, hornblenditas y dioritas. Edades radiométricas K-Ar en hornblenda y plagioclasa se distribuyen entre los 141 y 93 Ma (Hervé et al., 1984).
- Grupo Plutónico Canal Beagle (Cretácico). Complejo de granitoides foliados, expuestos en las costas del Canal Beagle, sector norte de Isla Hoste, Isla Gordon, Isla O'Brien y noreste de Isla Londonderry. Este grupo intruyen a la Formación Yahgán, al Complejo Tortuga, a la Formación Hardy y al Complejo de Gabros. Están intruidas por el Grupo Seno Año Nuevo. Su composición varía entre granodiorita y monzodiorita cuarcíferas predominando las tonalitas. Presenta foliación sinmágnica penetrativa. Tiene un rango de edad de 113 – 84 Ma, datados por K-Ar y Rb-Sr en hornblenda y biotita (Hervé et al., 1984).
- Grupo Plutónico Seno Año Nuevo (Paleoceno-Oligoceno). Complejo de granitoides no foliados, que afloran hacia el margen Pacífico del batolito, en Seno Año Nuevo, Isla Hoste, islas Londonderry, Stewart e islas adyacentes. Intruyen al Grupo Plutónico Canal Beagle y al Complejo de Gabros, Formación Yahgán y al Complejo Tortuga. Están intruidos por un sistema de diques básicos. Las composiciones de este grupo varían entre tonalitas, monzodioritas cuarcíferas, granitos y dioritas cuarcíferas. Presentan un rango de edad entre 60 y 34 Ma datados por K-Ar y Rb-Sr en biotita y hornblenda (Hervé et al., 1984).

2.2.4. Complejos Ofiolíticos

Al sur del canal Beagle, afloran varios complejos ofiolíticos de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Se ubican principalmente en el fiordo suroriental de Bahía Tekenika, en Isla Gordon, en Isla Georgia del Sur (complejo ofiolítico Larsen Harbour) y en Cerro Tortuga e isla Milne Edwards (complejo ofiolítico Tortuga, COT) (Dalziel et al., 1974; Suárez et al., 1985). El extremo sur de la CRV, representado para muchos autores por el COT (e.g. de Wit 1977; de Wit & Stern 1976) está compuesto por gabros, diabasas, enjambre de diques diabásicos (sheeted dykes), basaltos y brechas almohadillados. Está en contacto por falla con la Formación Yahgán, en Cerro Tortuga e Isla Milne Edwards lo cual se interpreta como un horst (Suárez 1976,1978), además en algunas localidades los basaltos infrayacen a la Formación Yahgán.

- Los gabros en el Complejo Tortuga consisten predominantemente de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y ocasionalmente ortopiroxeno. Las texturas indican que los gabros son cumulos magmáticos por su apariencia estratificada y bandeamiento (Suárez 1976, Stern 1979)
- Las diabasas o doleritas intruyen a los gabros y la base de los basaltos y también se presentan en cuerpos irregulares de decenas de metros de ancho. Se interpretan como cuerpos lacolíticos que habrían intruído entre los gabros y el enjambre de diques (Stern & Elthon, 1979).
- Los enjambre de diques son un sistema de diques diabásicos y basálticos que en lugares constituyen el 100% del afloramiento. Esta unidad grada hacia abajo y en continua transición a una zona de mezcla de diques diabásicos y diabasas masivas (Godoy, 1978, Stern & Elthon, 1979; Stern, 1979; Suárez et al., 1985).
- Lavas y brechas almohadilladas constituyen la unidad extrusiva del complejo. De Wit y Stern, 1978 estimaron un espesor de 1 – 1,5 km en Cerro Tortuga.

El metamorfismo aumenta en grado hacia abajo, en la pseudoestratigrafía ofiolítica, desde la facies ceolita hasta la facies esquisto verde, que luego va disminuyendo hasta llegar a gabro fresco, sin haber mayor deformación (Stern y Elthon, 1979). Todo esto ha sido interpretado como metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico de una dorsal oceánica en expansión que no alcanzó los niveles inferiores de la ofiolita (De Wit y Stern, 1976; Stern y Elthon, 1979).

2.2.5. Estructuras Tectónicas

2.2.5.1 OROCLINO PATAGÓNICO Y PUNTO TRIPLE

Entre los 50° y 56° S, los Andes va cambiando su rumbo N-S, presente a lo largo de todo el margen continental chileno al norte de los 50°S, presentándose finalmente de rumbo E – W a los 56°S. Este curvamiento de los Andes Australes se conoce como el Oroclino Patagónico y está ubicado donde interactúan las placas Sudamericana y Scotia. El punto en donde limitan las placas Sudamericana, Antártica y Scotia es lo que se conoce como el Punto Triple y ocurre en la intersección entre el sistema de fallas Estrecho de Magallanes/Lago Fagnano con la fosa de Chile a los 52°S (Figura 2-2). Algunos autores han hecho estudios paleomagnéticos y han establecido que el oroclino es, al menos en parte, un curvamiento secundario debido a la rotación tectónica de bloques continentales antihorario. El origen del oroclino sería el producto, a escala regional, de un arrastre debido al cizalle sinistral que comenzó hace 120 Ma entre las placas Sudamericana y Scotia-Antártica, rotación de bloques y contracción que es probable, continúe desarrollándose hasta el presente. (Cunningham, 1993).

2.2.5.2 FALLAS EN LA REGIÓN DEL CANAL BEAGLE

El brazo noroeste del Canal Beagle, constituye un importante límite geológico en los Andes Australes, separando rocas metamórficas de alto grado en la Cordillera Darwin, con metabasitas de bajo grado y rocas sedimentarias volcanoclásticas de la cuenca marginal, en Isla Gordon e Isla Hoste. El fallamiento de cizalle juega un rol importante en la evolución estructural de la región del canal Beagle. Cunningham (1993) observa numerosas fallas en los afloramientos en la costa, de ambos brazos del canal Beagle. Se presentan dos grupos de fallas con manteo casi vertical: fallas laterales sinestrales orientadas entre N45E y S45E, y fallas laterales dextrales orientadas entre N30W y N35E. Esto es consistente con una falla de cizalle lateral sinistral más grande que subyace ambos brazos del Canal Beagle (análogo al modelo de Riedel). Datos de fábrica incluyendo, zonas de foliación vertical, lineaciones e indicadores cinemáticos lateral-sinistral dúctiles, sugieren que cizalle de rumbo u oblicuo, dúctil ocurrió en el Mesozoico (Cunningham, 1993).

En Isla Hoste, hay dos grupos principales de lineamientos, un grupo N60 - 80E y otro N0E - N20E lo que, de modo similar a las relaciones de fallas antitética y sintética del modelo de Riedel, sugieren fallamiento de cizalle de rumbo sinestral.

No se han documentado fallas de corrimiento de bajo ángulo, al sur del Canal Beagle. Así la región parece estar estructuralmente dominada por plegamiento, fallamiento de bajo ángulo y fábricas metamórficas de alto manteo (Suárez et al., 1985). En Isla Milne Edwards, donde aflora el COT (Falla Tortuga), hay varias fallas lineares de rumbo N70W, las cuales se piensa son fallas de cizalle de rumbo u oblicuas en el basamento de la cuenca marginal (Suárez, et al., 1985). Esto indicaría que es probable que la inversión de la CRV, no fue puramente contraccional, sino más bien en un régimen transpresional (Cunningham, 1993).

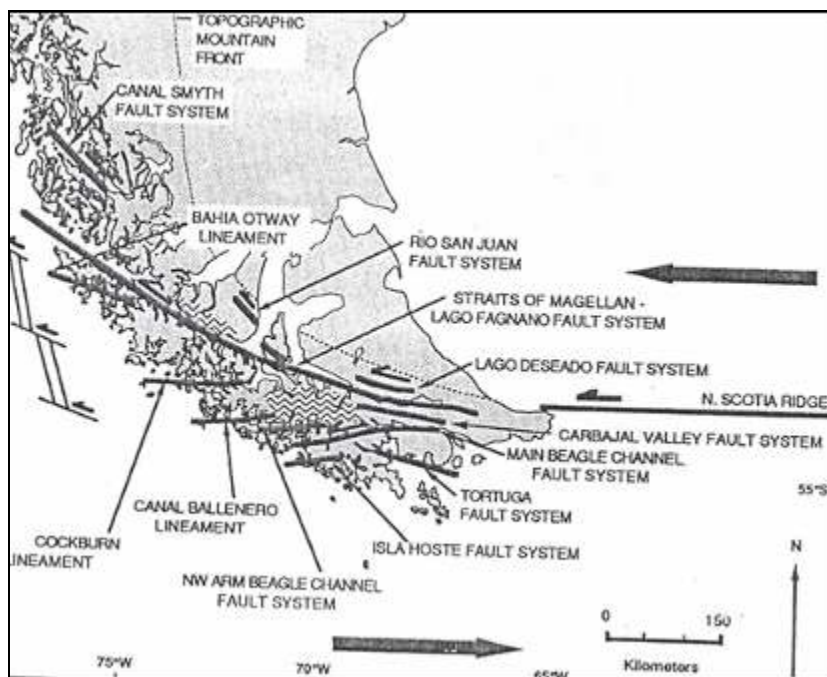


Figura 2-2: Fallas de cizalle, conocidas y propuestas en los Andes Australes. Flechas grandes negras, muestran el movimiento de cizalle sinestral entre las placas Sudamericana y Scotia. (Cunningham, 1993)

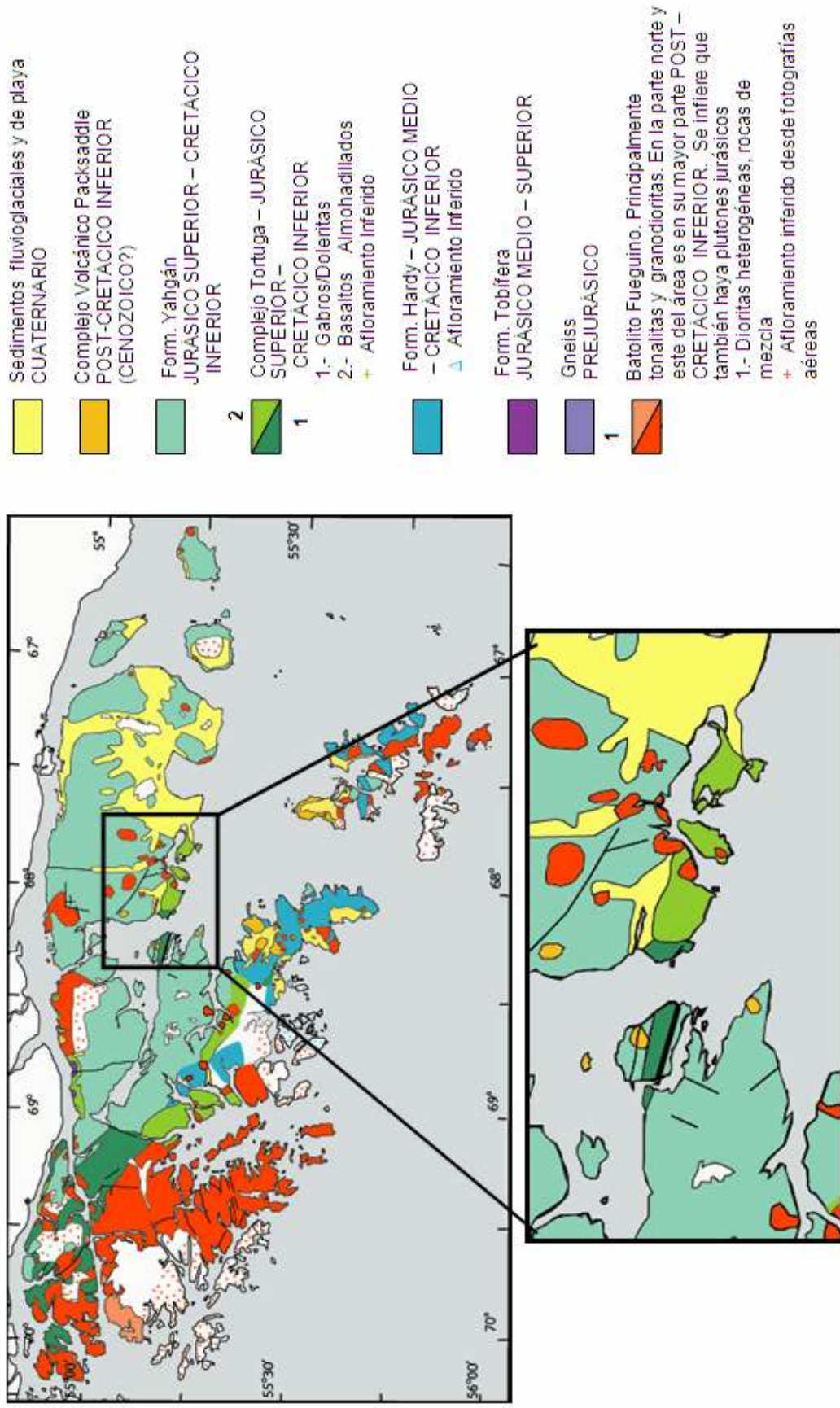
2.2.6. Evolución Geológica

- 1) Extensión continental durante el Jurásico Medio – Superior y volcanismo silícico (anatexis cortical, Formación Tobífera) asociado a la fragmentación de Gondwana

(Bruhn & Dalziel, 1977). Hay emplazamientos de granitos del Batolito Patagónico y volcanismo (Fm Hardy) junto con el emplazamiento de Complejo de Gabros, perteneciente al Batolito Fueguino, lo que sugiere el comienzo de subducción de litósfera del Pacífico bajo el continente (Suárez, 1979; Pankhurst et al., 1998)

- 2) Continúa la extensión y se desarrolla un sistema fosa - arco volcánico - cuenca marginal en el Jurásico Superior- Cretácico Temprano, con el desarrollo de dorsales en extensión. Se formó una cuenca marina, separada del mar abierto, por una cadena de islas volcánicas activas. Sobre las rocas ígneas oceánicas (COT), se acumularon abanicos submarinos (Fm Yahgán) al mismo tiempo que ocurría magmatismo calcoalcalino pre-tectónico de las islas volcánicas (Fm Hardy). Se emplazó en este tiempo, gran parte del Complejo de Gabros y se comienza a emplazar el Grupo Plutónico Canal Beagle, constituyendo las raíces de este arco volcánico (Suárez et al., 1985)
- 3) Inversión por transpresión de la Cuenca marginal Rocas Verdes (Cunningham, 1993) y colisión del arco volcánico con el continente, resultando en el acortamiento y metamorfismo regional (Orogenia Andina) durante el Cretácico Medio – Superior (Nelson et al., 1980; Dalziel et al., 1985). Magmatismo calcoalcalino sin y tarditectónico. Interrupción del magmatismo (ausencia de rocas entre los 80-60 Ma).
- 4) Desarrollo de la Cuenca de antepaís (Cuenca de Magallanes) y la faja plegada y corrida durante el Cretácico Medio – Terciario (Winslow, 1982). Evolución del sistema fosa-arco; plutonismo calcoalcalino post-tectónico (Grupo Plutónico Seno Año Nuevo). Volcanismo calcoalcalino-alcálico en un arco magmático (Suárez et al. 1985)
- 5) Denudación tectónica en el basamento metamórfico (Cordillera de Darwin) durante el Cretácico Tardío – Terciario Temprano (Dalziel & Brown, 1989)
- 6) Fallamiento regional de cizalle y separación de Antártica de América del Sur austral, desde Cretácico Tardío al presente (Winslow, 1982)
- 7) Sistema fosa – arco magmático. Volcanismo calcoalcalino reciente.

Figura 2-4: Mapa modificado de la carta geológica de Chile N°36, 1:500.000, "Región al Sur del Canal Beagle" (Manuel Suárez, 1978)



CAPÍTULO 3. TEXTURAS Y MINERALES IGNEOS

3.1. GENERALIDADES

En la costa suroeste de Isla Navarino (Cerro Tortuga), en isla Bertrand e Isla Milne Edwards, aflora el más meridional de los complejos ofiolíticos asociados a un cinturón conocido como Cuenca de Rocas Verdes (Figura 3-1)

El complejo Ofiolítico Tortuga (COT), se compone estratigráficamente de techo a base por: basaltos, brechas almohadillados y diques diabásicos (espesor > 1 km), enjambre de diques diabásicos y diabasas masivas (espesor 1 km), gabros masivos y bandeados cortado por diques diabásicos y diques ultramáficos en los niveles inferiores (espesor > 1 km) (Godoy, 1978., Suárez, 1978; Stern 1979; Elthon & Scarfe, 1984). Toda la secuencia está cortada por diques lamprófidos. El COT corresponde a los niveles superiores de un complejo ofiolítico con ausencia de niveles ultramáficos (Stern, 1979; Stern & de Wit, 2003) (Figura 3-2).

En el COT, a diferencia del Complejo Ofiolítico Sarmiento (COS), parte norte de la CRV, no se han hallado rocas silíceas como plagiogranitos y ferrobasaltos (Figura 3-2) por lo que el grado de fraccionamiento de los magmas en el COT es mucho menor. Stern (1979) sugiere que la cámara magmática del centro de extensión que originó el COT se comporta como un sistema abierto, periódicamente rellenado con magma no diferenciado, mientras que el COS se comporta más cercanamente a un sistema cerrado. Según diversos autores, estas diferencias pueden estar relacionadas a la ubicación de la intrusión ígnea, durante la evolución de la cuenca de trasarco.

El objetivo de este capítulo, es determinar las características texturales y mineralógicas que envuelve cada nivel pseudoestratigráfico del COT, así como establecer orden de temporalidad entre distintos tipos de diques que intruyen al COT.

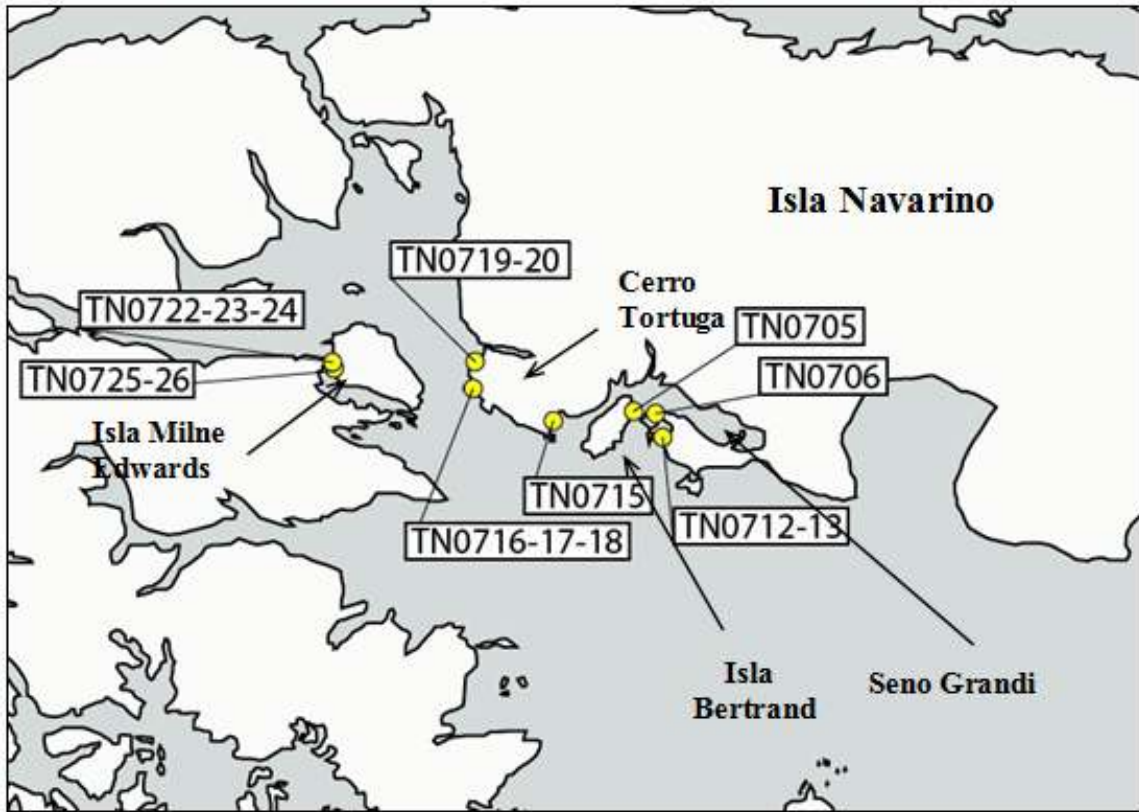


Figura 3-1: Mapa de ubicación de muestras, y los lugares más importantes

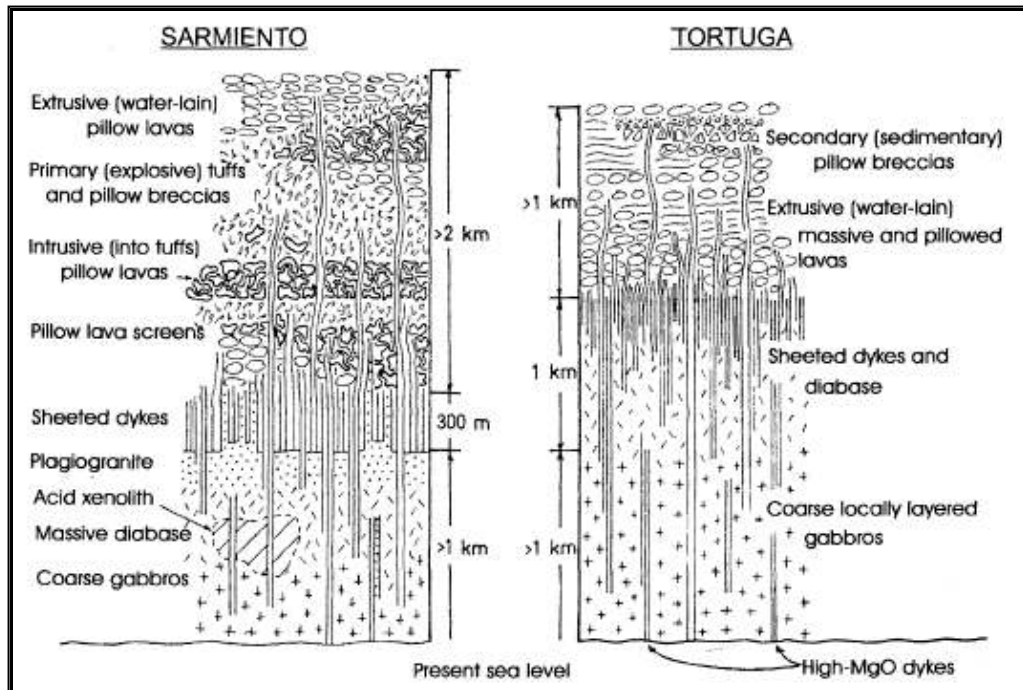


Figura 3-2: Secciones esquemáticas de los Complejos Ofiolíticos

Sarmiento y Tortuga (Stern & de Wit, 2003)

3.2. BASALTOS

3.2.1. Aspecto en Terreno

Se encuentran principalmente en Cerro Tortuga, Isla Bertrand y Península Señoret, al sur de Seno Grandi. Presentan estructuras almohadilladas bien preservadas. Estas tienen diámetros que varían entre 0,1 - 1 m, aunque Godoy (1978) reporta hasta 2 m. Las almohadillas son de forma cilíndrica, de sección esférica a elíptica, y es común el diaclasamiento radial. Los basaltos se presentan también en cuerpos masivos con diaclasamiento, en coladas de 1,5 m (Godoy reporta coladas de lava de espesor variable entre 5 y 20 m). De Wit y Stern (1978), estimaron un espesor para la unidad extrusiva del COT entre 1 - 1,5 km, en el cerro Tortuga.

Las muestras estudiadas son de la Península Señoret, sur de Seno Grandi (grupos de muestras TN0706, TN0712), de una isla al este de Isla Bertrand (grupo de muestras TN0705) y de una isla en la costa este de Cerro Tortuga (grupo de muestras TN0715) (Figura 3-1). En las muestras TN0706 se observan intercalaciones con lutitas, y en el techo, una brecha con matriz de chert (autobrecha). Se observó un dique de lamprófidio (TN0713) intruyendo a basaltos TN0712. Las muestras TN0705 son de un cuerpo masivo, homogéneo, con estructuras de caparazón de tortuga, y que podría tratarse de la parte interna de una lava masiva (Figura 3-3). Las muestras TN0715 son de un afloramiento de basaltos de estructura almohadillada bien preservada. Los basaltos preservan texturas originales y los minerales primarios están parcial-completamente reemplazados por minerales secundarios (ver capítulo IV).

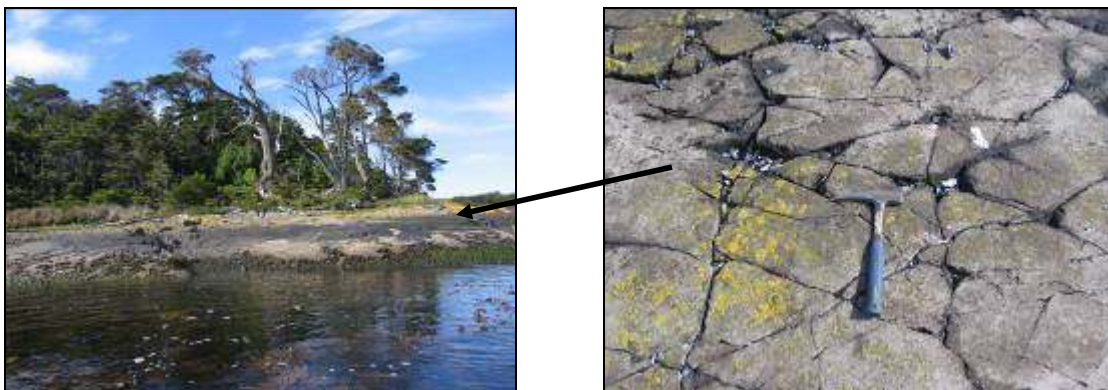


Figura 3-3: Afloramiento de basalto, este de Isla Bertrand. Muestras TN0705



Figura 3-4: Basaltos almohadillados en costa este de cerro Tortuga. Muestra TN0715

3.2.2. Características Primarias

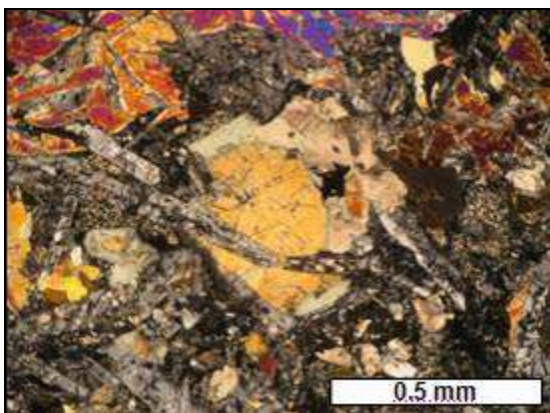
3.2.2.1 Basaltos de Isla Bertrand (Grupo de muestras TN0705)

Basaltos de Isla Bertrand, presentan textura hipocristalina, amigdaloidal con espacios intersticiales (15 - 25%) rellenos por minerales de alteración como clorita y actinolita. La recristalización borró, en cierto grado, el aspecto primario de las amígdalas primitivas. Las diabasas presentan texturas panhipidiomórfica –panalotriomórfica, fanerítica, intergranular e intersertal.

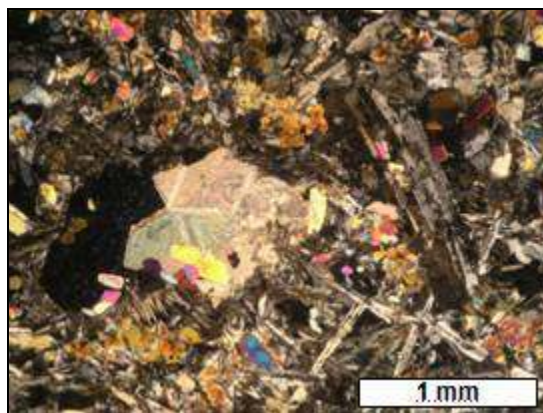
Las muestras TN0705B y 05C son rocas porfíricas, con fenocristales (10-20%) de clinopiroxeno y plagioclasa y masa fundamental de grano fino-medio con diferentes grados de recristalización. Presentan amígdalas rellenas principalmente de clorita y calcita (Figura 3-5). La muestra TN0705A presenta textura ofítica, subofítica y variolítica gruesa (Figura 3-5). Algunas rocas de esta zona presentan una alteración pervasiva afectando al 50 – 70% de los minerales primarios, pero conservando las texturas originales de la roca.

La mineralogía primaria de estos basaltos presenta las siguientes características:

- 1) Plagioclasa: (18-30%) subhedral, con variaciones de tamaño desde 0,3 hasta los 3 mm, siendo los fenocristales de tamaño desde 2 a 3 mm. En TN0705A las plagioclasas se presentan entrecrecidas con clinopiroxeno, mientras que los fenocristales en 05B y 05C se presentan en forma tabular. En ciertos casos, tienen inclusiones de clinopiroxeno y se presentan muy albitizadas y alteradas a clorita, actinolita, titanita y epidota.
- 2) Clinopiroxeno: (12 - 40%) con tamaños desde 1 mm y llegando en ocasiones hasta 5,5 mm. Son sub-anhedrales, fracturados, alterados principalmente a titanita y a actinolita en los bordes. Presentan textura variolítica y granular y algunos cristales se encuentran maclados.
- 3) Ortopiroxeno: (5%) sólo se encuentra en TN0705A, de forma euhedral y alterados parcialmente a actinolita.
- 4) Minerales Opacos: (< 1% - 3%)



Microfotografía de la muestra TN0705A. Textura subofítica (luz polarizada plana)



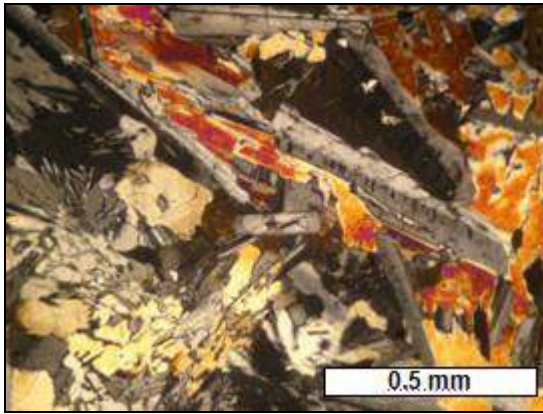
Microfotografía de la muestra TN0705B. Amígdala rellena de clorita y calcita (luz polarizada plana)

Figura 3-5: Muestras del grupo TN0705, en Seno Grandi

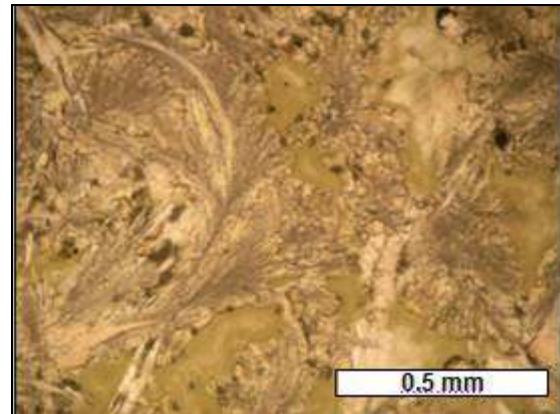
3.2.2.2 Basaltos de Península Señoret (Grupo de muestras TN0706 y TN0712)

Los basaltos presentan textura hipocristalina, hipidiomórfica y equigranular de grano medio-fino (< 3 mm). El vidrio intersticial, actualmente recrystalizado, varía entre 5-30%. Texturas ofítica, subofítica, poiquilítica, intergranular, intersertal y variolítica en diferentes grados (Figura 3-6) son característicos. Vetillas y amígdalas, rellenas de minerales autigénicos (secundarios), varían en proporción dentro de cada muestra. Entre los minerales primarios se observaron los siguientes:

- 1) Plagioclasa: (25-30%) se presenta en menor cantidad porcentual que el clinopiroxeno. En general tiene hábito tabular alargado y en ocasiones poiquilítico con inclusiones de clinopiroxeno. Algunos cristales (e.g. TN0712B) presentan extinción ondulosa. Definen textura variolítica junto con cristales de clinopiroxeno. Se presentan albitizadas y parcialmente alterada a titanita y epidota.
- 2) Clinopiroxeno: (30-40%) cristales anhedrales que definen una textura variolítica junto con plagioclasa. Presenta un color rosado-verde claro y en ocasiones bordes de material criptocristalino interpretado como coronas de reacción. En algunos casos presentan extinción ondulosa y están cloritizados.
- 3) Olivino: (10-15%), cristales subhedrales, parcial y/o completamente alterados a clorita, serpentina y calcita en menor grado.
- 4) Opacos: (2-3%), eu-subhedrales, en TN0715A-2 se observan piritas.



Microfotografía de la muestra TN0712A. Textura variolítica media (luz polarizada plana)

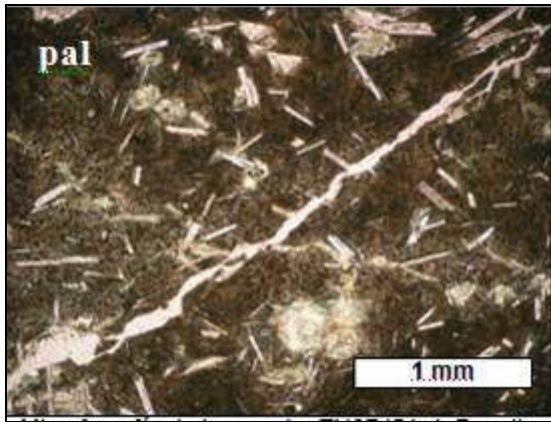


Microfotografía de la muestra TN0712B. Textura variolítica fina y vidrio intersticial (luz no polarizada)

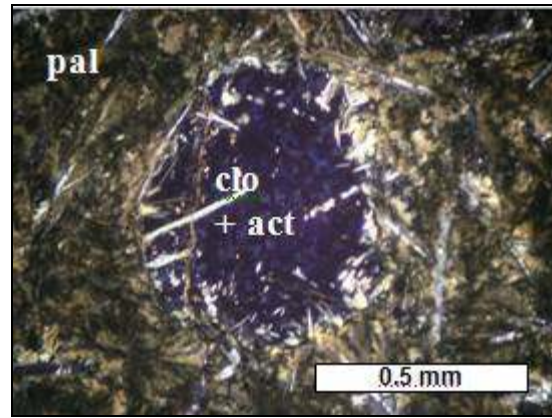
Figura 3-6: Muestra de basalto masivo (grupo TN0712) mostrando diferentes grados de textura variolítica

3.2.2.3 Basaltos de Cerro Tortuga (Grupo de muestras TN0715)

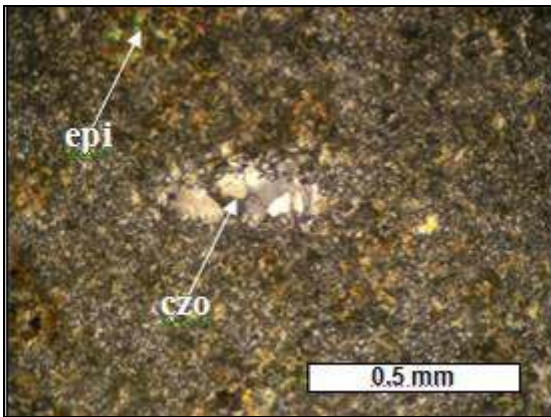
Las muestras TN0715 son de un basalto porfírico, con un 60% de vidrio recristalizado a palagonita en la masa fundamental, y fenocristales de plagioclasa. En este grupo de muestras se analizó el material intersticial entre los basaltos almohadillados, el borde (ver capítulo V) y la almohadilla propiamente tal. (Figura 3-7). El material interalmohadilla corresponde a sedimento completamente recristalizado a fases secundarias (ver anexo 1)



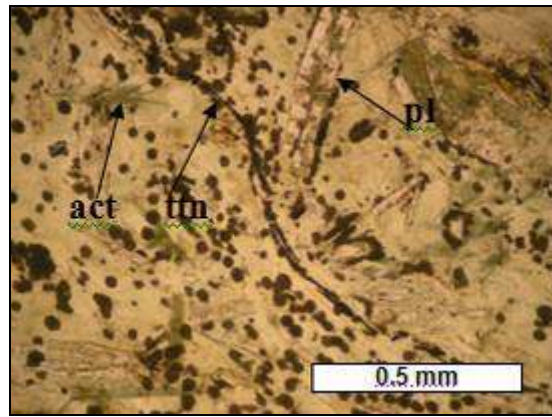
Microfotografía de la muestra TN0715A-1. Basalto almohadillo con vidrio palagonitizado (luz no polarizada)



Microfotografía de la muestra TN0715A-1, basalto almohadillo. Amígdala rellena con clorita, actinolita y titanita (luz polarizada plana)



Microfotografía de la muestra TN0715A-2. Material intersticial interalmohadilla (luz polarizada plana)



Microfotografía de la muestra TN0715A-2 del borde del basalto almohadillo. Matriz de clorita (luz no polarizada)

Figura 3-7: Muestras de un basalto almohadillo (grupo TN0715) mostrando las variaciones mineralógicas que presenta su borde y el material intersticial (interpillow).

3.3. DIABASAS

3.3.1. Aspecto en terreno

Se presentan como cuerpos masivos y como enjambre de diques de diabasa que intruyen a gabros y basaltos. Son los alimentadores de la unidad extrusiva y se encuentran en la base de esta unidad (Suárez et al., 1985). Hay lugares en que los diques diabásicos constituyen el 100% del afloramiento lo que indica 100% de extensión. Esto es consistente con la formación de una dorsal en expansión (Suárez, 1978; Godoy, 1978). Los diques presentan una orientación N75W-S75E (Godoy, 1978).

Stern y Elthon (1977) interpretan las diabasas masivas, como cuerpos lacolíticos que habrían intruído entre los gabros y el enjambre de diques. Presentan decenas de metros de ancho, y hasta 600 m de espesor (Godoy, 1978). Se encuentran principalmente en la costa oeste de Cerro Tortuga y en la costa este de isla Milne Edwards.

Las muestras fueron sacadas de la costa oeste de Cerro Tortuga (Grupo de muestras TN0716, 17, 18, 19 y 20 que corresponde a la unidad de enjambre de diques, mapeada por Godoy, 1978. Figura 1.1) y en una isla en la costa oeste de Isla Milne Edwards (TN0726B, que intruye a gabro TN0726A con orientación N40W/50SW). Se encontró un dique basáltico (TN0720B) intruyendo a la unidad de enjambre de diques (TN0720A) de orientación N45W/20NE.

3.3.2. Características Primarias

3.3.2.1 Diabasas de Cerro Tortuga (Grupo de muestras TN0716 – TN0720)

Las muestras de la costa oeste de Cerro Tortuga, presentan texturas holocristalina, fanerítica de grano fino – medio, alotriomórfica, subofítica, ofítica, poiquilítica e intergranular. En general, se presentan muy alteradas y en algunos casos los minerales secundarios constituyen el 80% de la muestra (Figura 1.8). Presentan vetillas a escala mesoscópica (Anexo 1) y vetillas a

escala microscópica de espesor promedio 0,1 mm. Las vetillas están rellenas de cuarzo, clorita, prehnita, y epidota. La mineralogía primaria de las diabasas se caracteriza por:

1) Plagioclasa: (40%) presenta textura seriada y el tamaño varía desde 0,5 – 2 mm, menos comúnmente alcanza hasta los 4 mm. Son eu-subhedrales y algunas presentan inclusiones de clinopiroxeno. Las inclusiones se alteran a clorita y actinolita, y los cristales de plagioclasa a mica blanca y epidota.

2) Clinopiroxeno: (~ 35% - 48%), de tamaños de 0,4 – 3 mm con extinción no homogénea. Algunos son incoloros y otros presentan leve pleocroismo. En ocasiones se encuentran maclados y muy fracturados. Se alteran a clorita y actinolita. Presentan inclusiones de plagioclasa las que sufren alteración a mica blanca y epidota. Algunos presentan un borde irregular que se interpreta como reabsorción.

3) Ortopiroxeno: (18%) sólo se presenta en las muestras TN0719A y 19B, con un leve pleocroismo verde a rosado claro. Presentan maclas y fracturas y se alteran a clorita y actinolita

4) Titanomagnetita: (10%) son sub-euhedrales de color gris y algunas presentan clivaje y se presenta en la muestra TN0717. Su alteración provoca manchas cafesosas en la masa fundamental (leucoxeno)

5) Minerales Opacos: 2%

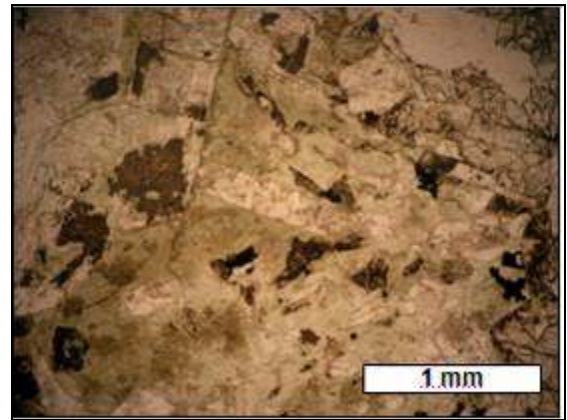
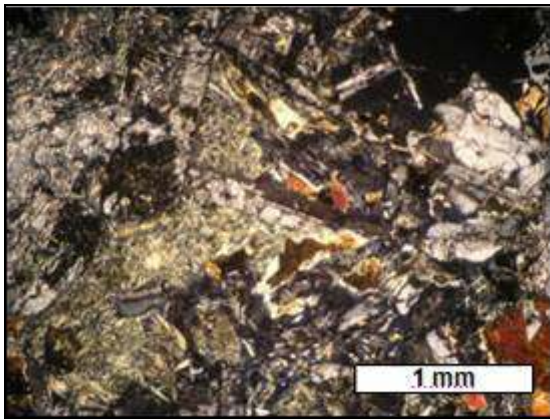


Figura 3-8: Microfotografía de la muestra TN0719A, de la costa oeste de Cerro Tortuga. Masa fundamental recristalizada (luz polarizada plana, luz no polarizada)

3.3.2.2 Diabasa de Isla Milne Edwards

La muestra de diabasa extraída de una isla en la costa oeste de Isla Milne Edwards (TN0726B de orientación N40W/50SW; Figura 3-1) es un dique que intruye a un gabro y su textura es holocristalina, panidiomórfica, afanítica, equigranular (promedio de 0,2 – 0,5 mm). Entre los minerales reconocibles microscópicamente hay plagioclasa y clinopiroxeno en los que se observa una textura variolítica fina y gran cantidad de minerales opacos. Presenta vetillas de calcita y epidota (Figura 3-9).

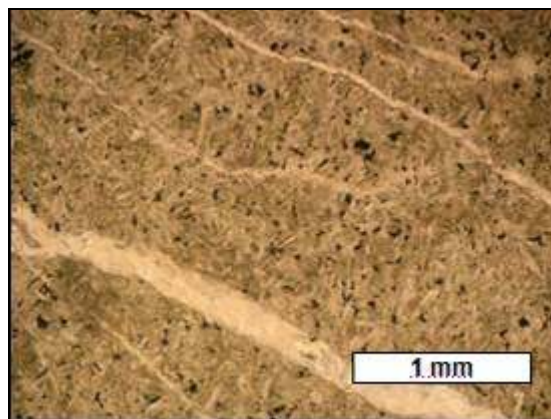


Figura 3-9: Microfotografía de la muestra TN0726B, en la costa oeste de Isla Milne Edwards: textura variolítica fina (luz no polarizada)

3.4. GABROS

3.4.1. Aspecto en Terreno

Afloran en una banda central, este-oeste, de la Isla Milne Edwards, alcanzando un ancho de 3 kilómetros (Godoy, 1978). Las muestras estudiadas son de la costa oeste de Isla Milne Edwards (TN0722A, F; TN0723A, B, C; TN0724A), y de una isla ubicada al oeste de Isla Milne Edwards (TN0725A, B, D, E, F, G, H; TN0726A).

En terreno los gabros son de apariencia masiva o estratificada (Figura 3-10). La estratificación se hace notar por bandas de minerales acumulados con mayor concentración de minerales leucocráticos (plagioclasa) o de minerales melanocráticos (olivino y piroxenos). Estas bandas varían en espesor entre 10 – 60 cm. La estratificación de los gabros TN0722 es de N85E/60S, mientras que los gabros TN0725 presentan una estratificación muy similar de E-W/65S. Algunos afloramientos de gabros son muy heterogéneos presentando una textura orbicular (Figura 3-12).

En esta unidad hay niveles de piroxenita con pegmatitas de piroxeno cloritizado de hasta 10 cm. En general, los gabros se encuentran intruídos por diques de diferentes tipos. Hay lamprófidos, diabasas y diques máficos afaníticos. En la isla ubicada al oeste de Isla Milne Edwards, los gabros están intruídos por diques máficos afaníticos, muy irregulares y de diferentes espesores (Figura 3-11)



Figura 3-10: Afloramiento de gabros masivos y estratificados, en la costa oeste de Isla Milne Edwards



Figura 3-11: Gabro intruido por diques máficos en isla ubicada en la costa oeste de Isla Milne Edwards (TN0725)



Figura 3-12: Gabro heterogéneo, con agregados anortosíticos orbiculares, muestras TN0725

3.4.2. Características Primarias

Los gabros presentan textura holocristalina, panalotriomórfica, inequiangular de grano medio – grueso (0,2 – 8 mm). Además presentan textura cumulada, poiquilítica, intergranular, coronítica, quelifítica, ofítica y subofítica. Los minerales primarios característicos son plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y en cantidad subordinada, ortopiroxeno.

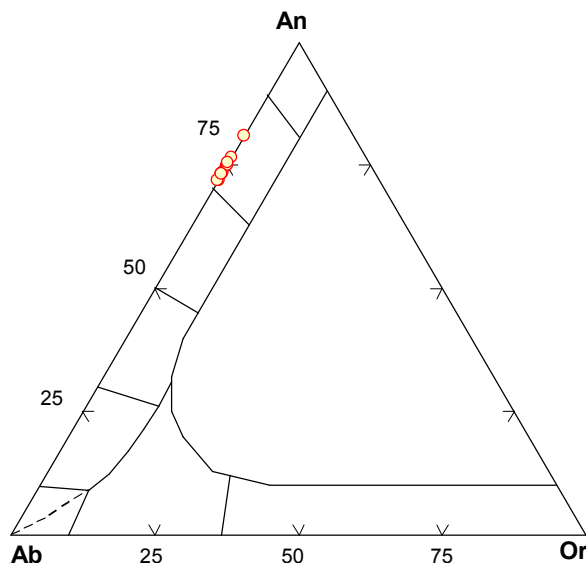
Se encontraron diferentes tipos de gabros (todos ellos con plagioclasa y clinopiroxeno), entre los cuales se observaron las variedades: gabro de olivino, gabro de ortopiroxeno, gabro de olivino y ortopiroxeno y troctolita (plagioclasa + olivino) de clinopiroxeno, dependiendo de la cantidad modal de los minerales primarios. La descripción detallada de las muestras está en el Anexo 1.

La alteración de estas rocas es variable, encontrándose muestras muy alteradas y otras frescas. En general están bien preservados y los minerales de alteración más comunes encontrados son sericita, mezcla de minerales micáceos y arcillosos alterando al olivino (bownlingita?, iddingsita? y otros), titanita, epidota, actinolita, clorita, clinozoisita, mica blanca, esmectita y biotita (ver capítulo IV).

Se observaron 2 muestras de gabros cornificados (TN0725A, 25D) en contacto con diques máficos. Se caracterizan por presentar minerales primarios recristalizados de grano más fino y en bandas, incluyendo biotita (Figura 3-17). Así mismo, este metamorfismo de contacto, afectó a gabros TN0725 biotitizando sus minerales máficos. Además se estudió una muestra en el contacto entre un dique y un gabro, la que corresponde a una anfibolita, con minerales de hornblenda y cuarzo (Figura 3-19). A continuación, se describirá en forma general, los minerales primarios de los distintos tipos de gabros. El detalle de la descripción se encuentra en Anexo 1.

1) Plagioclasa: (40 - 70%) se presenta de forma anhedral y con cristales cumulados que varían en tamaño desde 0,2 – 7 mm, con un promedio de 1,5 – 2 mm. Presenta una textura poiquilítica e intergranular con minerales de clinopiroxeno y en menor cantidad olivino (Figura 3-15). Los minerales de alteración típicos son sericita, titanita y epidota. En ocasiones las

plagioclasas se encuentran albitizadas (TN0723B). En muestras con mayor alteración, las plagioclasas se presentan fracturadas. En las muestras TN0725 hay alteración a clinzoisita y hay recristalización a cristales de plagioclasas más pequeñas



Punto	2	10	11	17	26	28	32	33	34	37	45
An	80,983	74,747	71,942	73,230	73,227	76,579	73,562	75,101	71,856	75,520	73,177
Ab	18,943	25,243	27,963	26,704	26,704	23,380	26,349	24,814	28,062	24,455	26,736
Or	0,074	0,010	0,095	0,067	0,069	0,041	0,089	0,086	0,082	0,025	0,088

Figura 3-13: Diagrama de clasificación de plagioclasa, análisis de microsonda

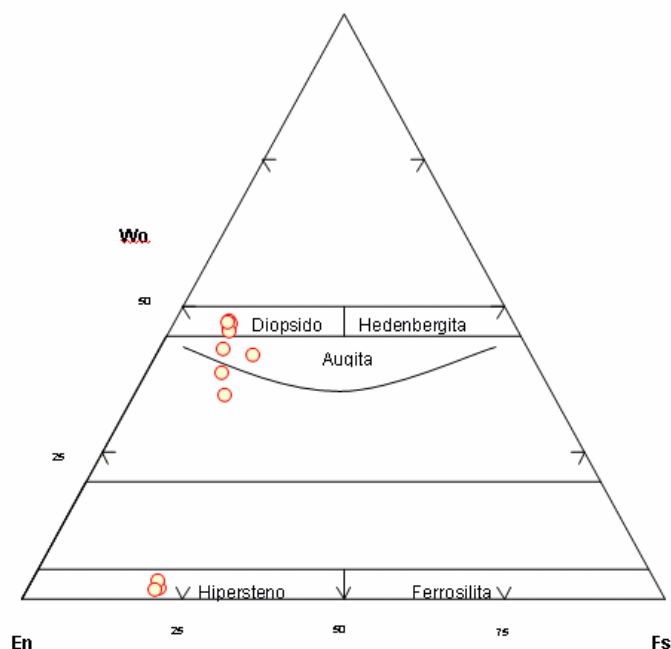
La plagioclasa del gabro TN0722A, según los análisis de microsonda (Figura 3-13) cae en la zona de la bitownita, con An variando entre 71,9 – 81,0%. Esta composición es consistente con el carácter primitivo demostrado por el alto número de Mg (Mg#) y contenido de Cr en los piroxenos (ver más adelante).

2) Clinopiroxeno: (5 – 40%) se presenta de forma intergranular e irregular ocupando los intersticios entre plagioclasas y olivinos y presentando un aspecto invasivo. Cristales anhedrales con tamaños desde 0,5 – 8 mm (promedio 2 mm). Su clivaje es bien marcado y presenta pleocroísmo leve de verde a rosado claro, los cristales muestran en ocasiones maclas. Presenta inclusiones de plagioclasa y olivino subordinado. En rocas de mayor alteración el clinopiroxeno está completamente reemplazado por actinolita, clorita serpentina y en menor

cantidad por epidota y titanita. En las muestras TN0725 presenta una corona de alteración de biotita y otros se alteran casi completamente a mica blanca. En las muestras TN0725E y TN0725G presentan texturas de exsolución y zonación (Figura 3-20).

3) Ortopiroxeno: (3 – 15%) eu-subhedral, se encuentra de forma subordinada, y sólo en pocas muestras de gabros, con un de tamaño promedio 0,8 – 2 mm. Presenta alteración a epidota y en muestras TN0725 con alteración a mica blanca y biotita.

Según los análisis de microsonda para la muestra TN0722A de los piroxenos (Figura 3-14), 3 puntos (20, 22 y 40) caen en el campo del hipersteno, 2 puntos (5 y 36) en el campo de la augita, 8 puntos (4, 9, 19, 21, 24, 25, 35, 38) en el campo del diópsido y 2 puntos plotean en la zona de inmisibilidad (12 y 46). Las especies analizadas presentan un número de mg (número de mg= $Mg/(Mg+Fe^{2+})$) variando entre 74,2 y 84,5 siendo los de mayor valor los diópsidos (entre 80 – 84,5). El contenido de Cr_2O_3 , es como promedio de 0,1 wt% para hipersteno y 0,28 wt% para clinopiroxeno pero llegando hasta 0,33 wt%.

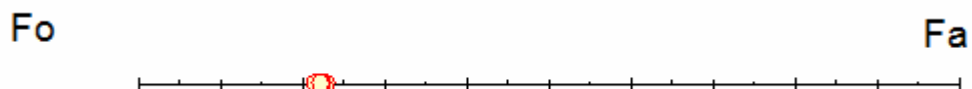


Punto	4	5	9	12	19	20	21	22	24	25	35	36	38	40	46
Wo	46,89	42,65	47,4	38,58	46,96	1,88	46,12	3,12	46,39	47,02	45,65	41,69	47,29	1,62	34,9
En	44,24	47,36	43,93	49,54	44,12	77,54	44,63	77,2	44,46	44	44,82	43,04	44,3	78,44	50,9
Fs	8,87	9,99	8,67	11,88	8,92	20,58	9,25	19,68	9,15	8,97	9,53	15,27	8,41	19,94	14,2

Figura 3-14 : Diagrama de clasificación de piroxeno (Marimoto et al., 1988),
análisis de microsonda

4) Olivino: (3 - 30%) subhedral, presenta un tamaño promedio de 1,5 – 4 mm dependiendo de la muestra, y llegando hasta los 10 mm. Forma agregados de textura granular y cumulada. En algunas secciones presenta pleocroismo de rosado-verde muy claro y textura coronítica con cristales criptocristalinos de posiblemente ortopiroxeno. Contiene inclusiones de plagioclasa y en la muestra TN0725E, presenta inclusiones subredondeadas (Figura 3-18). La alteración corresponde principalmente a una mezcla de minerales micáceos, arcillosos y óxidos, los cuáles lo tornan de color café verdoso, esta mezcla consiste principalmente de bowlingita (?), iddingsita (?), esmectita (?), talco (?), serpentina (?), y otros (Figura 3-21). La alteración del olivino se concentra en el borde y generalmente se encuentra preservado en el centro (Figura 3-16). En fracturas se hospedan minerales opacos, interpretados como producto de la exsolución del hierro en el olivino.

Según los análisis de microsonda, el olivino de la muestra TN0722A, es de composición Forsterita con un bajo Mg#, entre 77,0 y 78,50 % y bajo contenido de NiO, entre 0,13 – 0,15 wt%.



Punto	1	6	13	16	18	27	41	44
Fo	77,97	78,45	77,01	77,86	78,50	77,54	78,32	77,72

5) Minerales Opacos: (2 - 8%) y se encuentra generalmente en las fracturas del olivino. Corresponden a minerales ferromagnesianos.

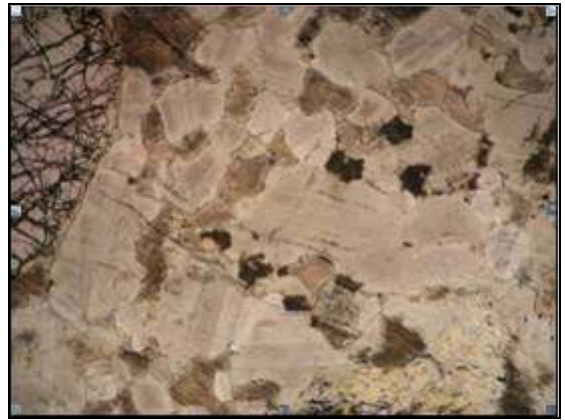
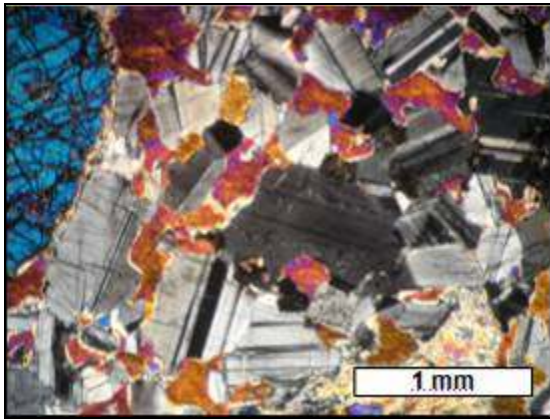


Figura 3-15: Microfotografía de la muestra de troctolita de clinopiroxeno (TN0722A) en la costa oeste de I. Milne Edwards (luz polarizada plana, luz no polarizada)

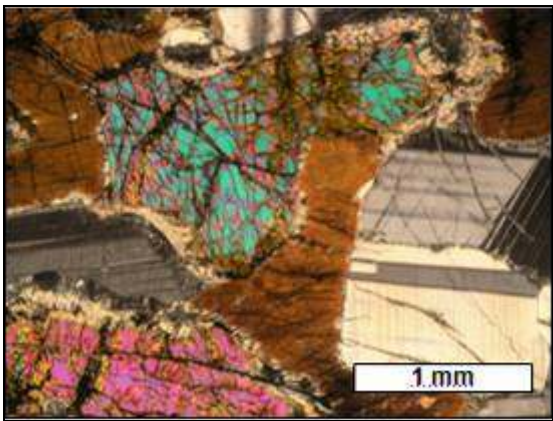


Figura 3-16: Microfotografía de la muestra fresca de troctolita de clinopiroxeno (TN0723C). Costa oeste de I. Milne Edwards. (luz polarizada plana, luz no polarizada)

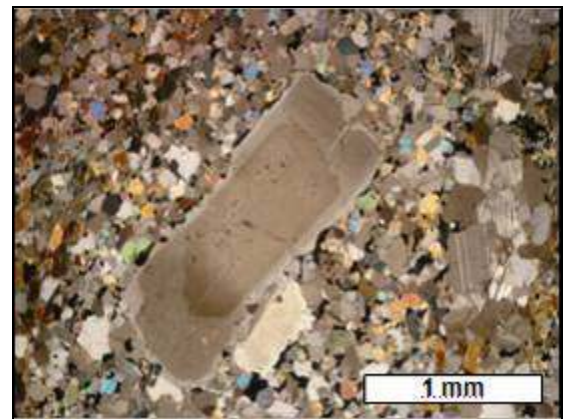
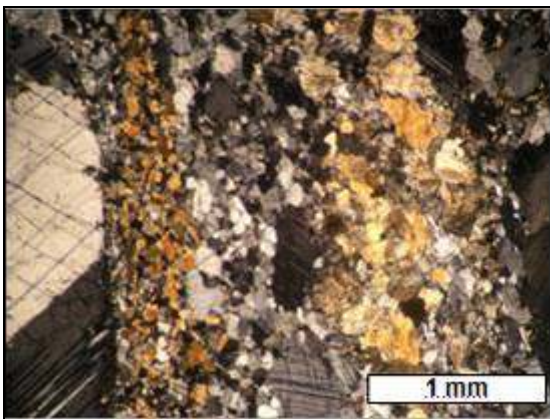


Figura 3-17: Microfotografía de muestras de gabro cornificado, en isla costa Oeste de I. Milne Edwards (TN0725A y TN0725D respectivamente). TN0725A muestra bandas de biotita y plagioclasa, TN0725D muestra recristalización de plagioclasa. (luz polarizada plana)

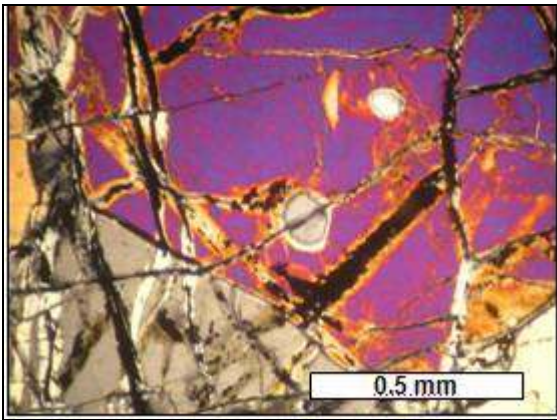


Figura 3-18: Microfotografía de gabro de olivino con inclusiones subredondeadas (TN0725E). Isla en costa oeste de Isla Milne Edwards. (luz polarizada plana)

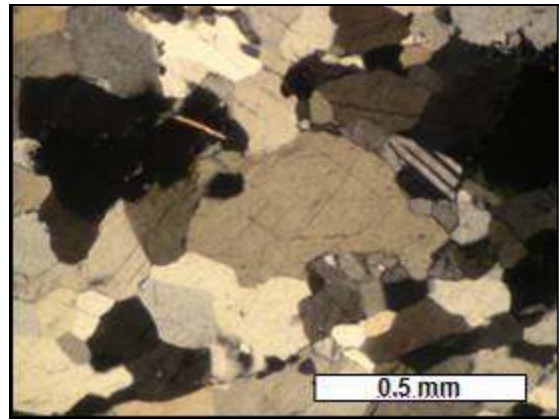


Figura 3-19: Microfotografía de anfibolita (TN0725F), en Isla en costa oeste de Isla Milne Edwards. (luz polarizada plana)

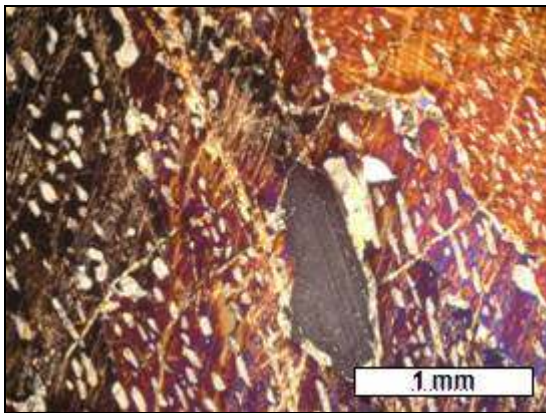


Figura 3-20: Microfotografía de gabro TN0725H en isla en costa oeste de I. Milne Edwards. Augita con exsolución de ortopiroxeno. (luz polarizada plana)

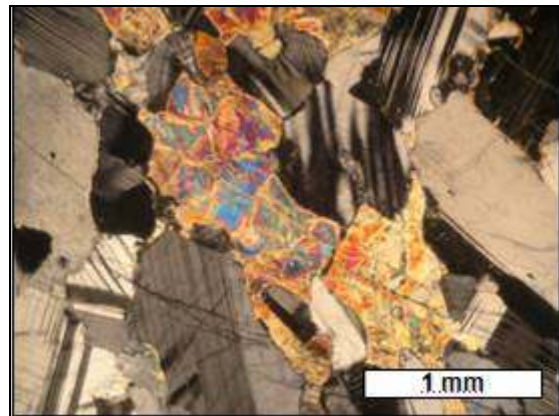


Figura 3-21: Microfotografía de gabro de olivino (TN0726A) en Isla en costa W de I. Milne Edwards (luz polarizada plana)

3.5. LAMPRÓFIDOS

3.5.1. Aspecto en Terreno

Los lamprófidos son rocas que cristalizaron bajo condiciones ricas en volátiles con abundantes fenocristales de biotita y/o anfíbola (Best y Christiansen, 2001). Las muestras de diques de lamprófido se sacaron de Seno Grandi (TN0713 A, B,C), que intruyen a la secuencia de basaltos TN0712. Presentan una orientación N20E/90, y contienen xenolitos de una roca leucocrática fanerítica.

3.5.2. Características Primarias

Presentan una textura holocristalina, porfírica, con el contenido de fenocristales variando entre 10 y 40% y tamaño entre 1 y 5,5 mm. Los fenocristales se presentan eu-subhedrales, dependiendo de la muestra, y consisten de hornblenda, olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. La masa fundamental es equigranular de tamaño 0,2 a 1 mm y se compone principalmente de plagioclasa, hornblenda y pocos relictos de piroxeno alterado por actinolita.

Desde la costa oeste en Isla Milne Edwards se extrajo otra muestra de dique lamprófido (TN0722B) el que intruye a gabro TN0722A. Presenta un espesor de 70 cm y orientación N10E/60W, variable en el afloramiento.

De forma particular la muestra TN0722B presenta textura variolítica gruesa, subofítica y quelifítica. Los fenocristales de esta roca, son de un mineral no identificado (Figura 3-23), alterado por micas fibrosas grises con corona de actinolita y algunos cristales presentando rasgos texturales de reabsorción. Se infiere por la forma de los cristales alterados que puede corresponder a ortopiroxeno. Presentan algunas vetillas de clorita y epidota y espesor promedio 0,12 mm. En la masa fundamental también ocurre serpentina. Los principales minerales de alteración corresponden a actinolita, serpentina, clorita, epidota, calcita y titanita.

En muestras de lamprófito de Seno Grandi predominan fenocristales de anfíbol (hornblenda) con anfíboles más pequeños y aciculares. La mineralogía de los lamprófitos se describe a continuación:

FENOCRISTALES:

- 1) Hornblenda: (20 - 30%) euhedrales y maclados y algunos zonados. TN0722B no presenta fenocristales de hornblenda. Se encuentra parcialmente alterada a actinolita en los bordes.
- 2) Plagioclasa: (5%) sólo se encuentra en TN0713C de forma subhedral-euhedral y muy albitizadas
- 3) Piroxeno: (3 - 5%), parcialmente - totalmente alterado a calcita, clorita y/o actinolita. Son euhedrales-subhedrales.
- 4) Olivino: (7%) sólo en TN0713A totalmente alterado a calcita, clorita

MASA FUNDAMENTAL:

- 1) Plagioclasa: (20 - 40%) sub-anhedral, muy alterada a actinolita y epidota. En TN0722B presentan hábito tabular y acicular presentando los cristales de mayor tamaño reabsorción
- 2) Hornblenda: (25 - 50%) de forma sub-euhedral y también de hábito acicular
- 3) Piroxeno: presenta pocos relictos ya que se encuentra reemplazado en mayor parte por actinolita.
- 4) Olivino: (5%) se encuentra sólo en la muestra TN0713A totalmente alterado a clorita, calcita y serpentina.
- 5) Minerales Opacos: 3%

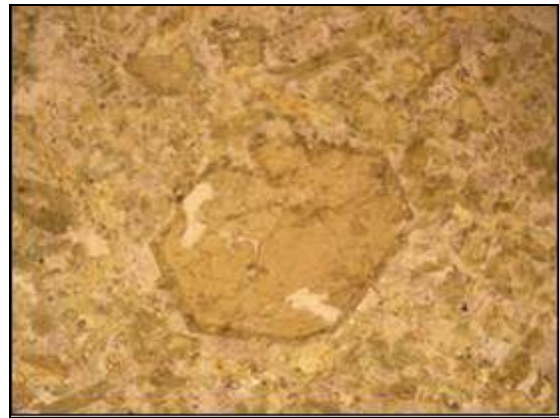
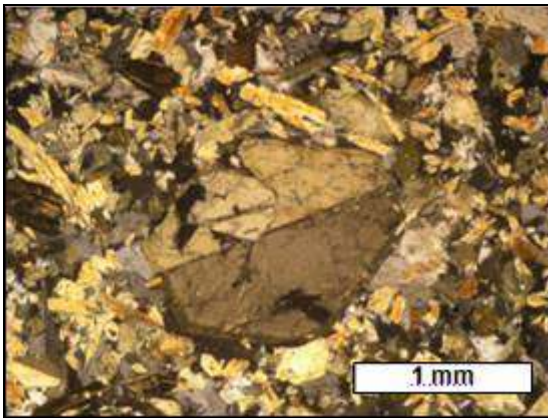
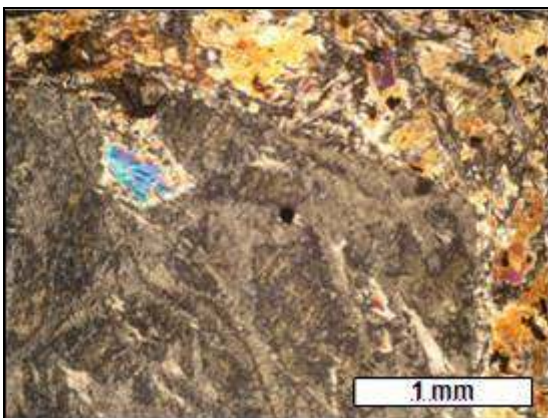
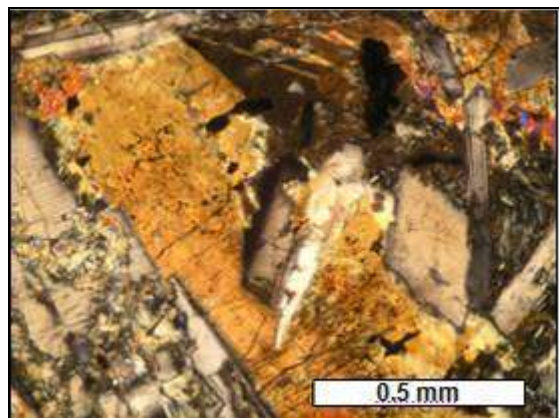


Figura 3-22: Microfotografía de la muestra TN0713C desde Seno Grande. Fenocristal de hornblenda maclada (luz polarizada plana, luz no polarizada)



Microfotografía de muestra TN0722B. Fenocristal fantasma de un posible piroxeno alterado a minerales micáceos grises. (luz polarizada plana)



Microfotografía de muestra TN0722B. Fenocristal de clinopiroxeno alterado a anfibola (luz polarizada plana)

Figura 3-23: Muestra de lamprófidio (TN0722B)
de costa oeste de Isla Milne Edwards

3.6. DIQUES MÁFICOS

3.6.1. Aspecto en Terreno

Diques afaníticos que intruyen a los gabros. No se observaron en las unidades superiores del Complejo Tortuga. Se sacaron dos muestras de diques máficos de la costa oeste de Isla Milne-Edwards: TN0722E, que intruye a gabros TN0722. Presenta una orientación N17W/70W, de forma regular en todo el afloramiento y un espesor de 20 cm. El dique TN0725C intruye a los gabros TN0725, con una orientación N25W/55W y espesor 30 cm.



Figura 3-24: Fotografía de dique afanítico, TN0725C.

Isla en costa oeste de Isla Milne Edwards

3.6.2. Características Primarias

Estos diques melanocráticos, son holocristalinos, porfíricos con un 20 – 25% de fenocristales y una masa fundamental afanítica. En la muestra TN0722E los fenocristales corresponden a ortopiroxeno, plagioclasa, olivino y clinopiroxeno con dos poblaciones de tamaño, variable de 2 – 4 mm y de 0,2 mm. En la muestra TN0725C los fenocristales son de tamaño 0,2 – 0,8 mm y corresponden a plagioclasas con extinción ondulosa. La masa fundamental (65 – 70%) es de grano muy fino reconociéndose plagioclasa, piroxeno (TN0725C), anfíboles primarios biotitizados (TN0722E) y opacos en ambas muestras (15%). La plagioclasa se altera a sericita y clorita, el olivino se altera a actinolita en los bordes y ambas muestras se presentan parcialmente oxidadas. Ambas muestras presentan abundantes vetillas (10%) de espesor 0,01

– 0,5 mm rellenas de epidota, clinozoisita, mica blanca, calcita y actinolita. La abundancia de mica blanca y biotita indica un aporte de K en estas muestras (metasomatismo).

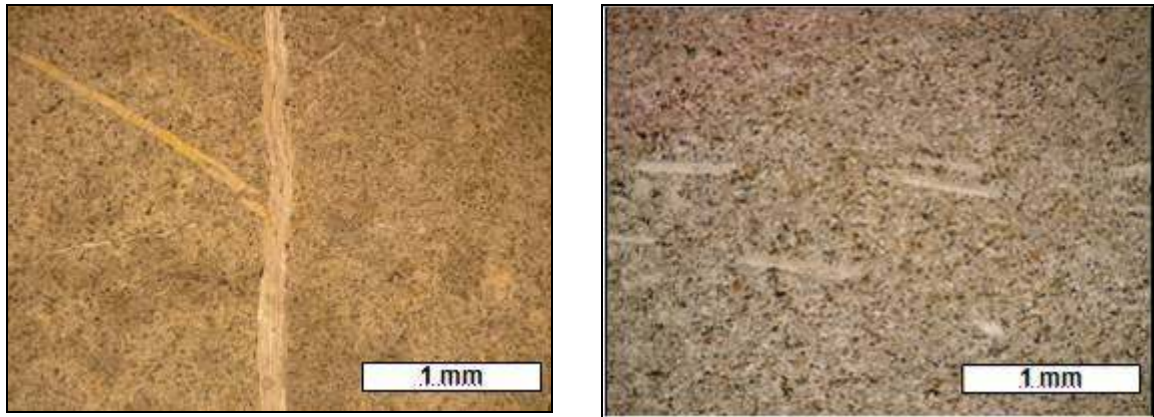


Figura 3-25: Microfotografías de muestras de diques afaníticos TN0722E, y TN0725C respectivamente. TN0722E presenta vetillas rellenas de mica blanca y clinozoisita. TN0725C presenta fenocristales de plagioclasa alineadas (luz no polarizada)

3.7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los gabros están principalmente compuestos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y en cantidades subordinadas de ortopiroxeno. Mayormente se presentan con estratificación magmática, con bandas de acumulación de minerales, de cuerpos planares cuya orientación está inclinada hacia el sur (N85E/60S). Están intruídos por numerosos diques, la mayoría de los cuales presenta una orientación común dentro de esta unidad (rumbo: N10-40W; manteo: 45-70W). Asociada a la intrusión de diques, el metamorfismo de contacto (muestras TN0725) dentro de los gabros, causó la recristalización de minerales primarios, la formación de textura granoblástica, junto con la formación de biotita. Se interpreta que la biotita se formó a partir del piroxeno, observándose que en las muestras más alejadas a la intrusión hay una leve alteración en el borde de este mineral.

Texturas importantes se vieron en augita con exsolución del ortopiroxeno, lo que podría indicar un enfriamiento lento de la roca. También se observó en algunas muestras inclusiones subredondeadas en olivino, las que en el caso de que fueran inclusiones fundidas, podrían ser de gran utilidad para conocer la composición del líquido original del magma. Por último en una muestra se observó una corona de cuarzo, en el contacto de una plagioclasa con un olivino, producto de que plagioclasa y olivino no son estables juntos. En general, la textura cumulada de la plagioclasa y olivino, el aspecto "invasivo" del clinopiroxeno envolviendo a estos minerales, sugiere que cristales de plagioclasa y olivino cristalizaron antes que cristalizara el clinopiroxeno del líquido residual. La textura cumulada y la forma anhedral de la plagioclasa, sugiere altas tasas de nucleación de plagioclasa y el espacio restringido para su cristalización.

A pesar de que las diabasas presentan mayor grado de alteración hidrotermal (ver capítulo IV), conservan sus texturas primarias y núcleos de la mineralogía ígnea. En cuanto a los basaltos, su apariencia en almohadilla y su diaclasamiento, son típicas de las erupciones submarinas no explosivas. La textura variolítica fina, es característica del magma que entra en contacto con el agua marina fría.

Así como algunos autores no han descrito la presencia de rocas silíceas, que ocupan volúmenes restringidos de algunas ofiolitas, tampoco se han encontrado durante este trabajo. Esto podría indicar la poca diferenciación que experimentó el COT. Además, se han localizado

afloramientos de lamprófidos, unidad de roca que no había sido mapeada por otros geólogos y que puede contribuir a determinar el ambiente geotectónico del emplazamiento del COT.

CAPÍTULO 4. METAMORFISMO Y FACIES

4.1. GENERALIDADES

La interacción de agua de mar con los fluidos magmáticos que ocurren en las dorsales meso-oceánicas, es la causante de la alteración de la corteza oceánica, del continuo intercambio químico e isotópico y de la unión entre la superficie y el interior de la tierra. Las ofiolitas pertenecientes a la Cuenca de Rocas Verdes, han escapado de la deformación regional penetrativa y del metamorfismo asociado al cierre y levantamiento de la cuenca (Stern y Elthon, 1978). Una fase temprana de metamorfismo que fue caracterizada por el desarrollo de minerales secundarios sin esquistosidad, ha sido descrita como metamorfismo de suelo oceánico.

Hay grandes diferencias de metamorfismo hidrotermal en los diferentes niveles pseudoestratigráficos de la Ofiolita Tortuga, y esto se debe, en gran parte, al grado de permeabilidad que tiene la roca. Dentro de los basaltos y diques diabásicos hay una intensa alteración de la mineralogía primaria debido al extenso volumen de agua de mar circulando por las rocas. La transformación de los minerales primarios en secundarios se hace cada vez menos intensa a medida que se profundiza desde la unidad de enjambre de diques, llegando finalmente a gabros sin alteración (Stern & Elthon, 1979). Stern & Elthon (1979), utilizando una nomenclatura propia, proponen cuatro facies metamórficas en las ofiolitas de la Cuenca de Rocas Verdes:

- 1.- Facies Ceolita: ceolitas, vidrio palagonitizado \pm esmectita \pm calcita \pm cuarzo \pm sulfuros \pm titanita \pm albita
- 2.- Facies Esquistos Verdes: clorita, epidota, albita ($< An 15$), titanita, cuarzo \pm calcita \pm biotita \pm sulfuros
- 3.- Facies Actinolita Inferior: anfíbolos actinolítica-tremolítica verdes fibrosas ($Al_2O_3 = 2.5-5.0$ wt%), plagioclasa cálcica ($\geq An 50$), titanita \pm biotita \pm calcita
- 4.- Facies Actinolita Superior: anfíbolos actinolítica-tremolítica café ($Al_2O_3 = 5.0-8.0$ wt%),

plagioclasa cálcica (\geq An 50), titanomagnetita \pm ilmenita \pm biotita

A continuación se describen las texturas y asociaciones mineralógicas metamórficas en equilibrio textural presentes en los diferentes niveles pseudoestratigráficos de la Ofiolita Tortuga. Las rocas estudiadas corresponden a las analizadas anteriormente en el capítulo de Texturas y Minerales Ígneos. Basado en la asociación de minerales secundarios, se hace la determinación de las facies metamórficas. Para esto se definen los microdominios posibles ocupados por los minerales metamórficos:

m: minerales ígneos primarios que se reemplazan parcial o totalmente por minerales secundarios.

v: vidrio intersticial, o vidrio en la masa fundamental que se reemplaza completamente por minerales secundarios.

a: amígdalas y/o vetillas que se rellenan con minerales secundarios.

b: microdominio en forma de bandas que ocupan minerales metamórficos debido a recristalización por la intrusión de diques tardíos.

f: masa fundamental recristalizada, con la pérdida parcial o total de minerales y texturas primarios.

4.2. BASALTOS

4.2.1. Aspectos Generales

4.2.1.1 Basaltos de Isla Bertrand (Grupo de muestras TN0705)

La alteración secundaria afecta a gran parte de la roca (entre un 60 – 80% de la muestra). Presentan una masa fundamental (f) muy recristalizada a minerales secundarios, no pudiéndose reconocer límites de granos y minerales primarios en general. Los minerales secundarios, además ocupan amígdalas primitivas (a), las cuales pierden parcialmente su forma primaria (Figura 4-1). Con respecto a los minerales primarios (m), las plagioclasas se encuentran alteradas a epidota, clorita y actinolita, los clinopiroxenos están actinolitizados en los bordes conservando generalmente un núcleo primario. Los minerales secundarios presentes en

estas rocas son calcita, clorita, actinolita, epidota y titanita. En la muestra TN0705B aparece cuarzo.

4.2.1.2 Basaltos de Seno Grandi (Grupos de muestras TN0706 y TN0712)

La alteración secundaria afecta entre un 30 a 50% de la roca, dependiendo de la cantidad de vidrio que ésta contenga. Se conserva el grado de cristalinidad y las texturas primarias ígneas. Entre los minerales primarios (m), el olivino presenta un reemplazo completo por clorita, serpentina? y en menor cantidad a calcita (Figura 4-2). La plagioclasa se altera a epidota, albita, titanita y en cantidades menores a clorita y mica blanca. El clinopiroxeno se altera a titanita. En el microdominio de las vetillas y amígdalas (a), los minerales secundarios corresponden principalmente a clorita y titanita. En la muestra TN0706D se observó prehnita rellenando vetillas. Las amígdalas están rellenas por clorita y esmectita en TN0712A y 12B. El vidrio intersticial (v) se altera principalmente a clorita, esmectita y en partes a titanita y calcita (Figura 4-2).

4.2.1.3 Basaltos de Cerro Tortuga (Grupo de muestras TN0715)

La alteración afecta a un 90% de la muestra, dada por el alto porcentaje de vidrio recristalizado en la masa fundamental. En este microdomino (v), el vidrio se alteró a palagonita (Figura 4-3). Entre los minerales primarios (m), la plagioclasa se encuentra alterada a epidota, albita, clorita, mica blanca y titanita. Los minerales rellenando las vetillas (a) corresponden a cuarzo, epidota, prehnita y actinolita, mientras que en las amígdalas se observan actinolita y titanita (Figura 4-3).

El material inter-almohadilla observado en estos basaltos almohadillados, corresponde a un sedimento fino, recristalizado principalmente a cuarzo, titanita y epidota (ver anexo 1) y cloritizado. Además se observan sulfuros correspondientes a pirita.

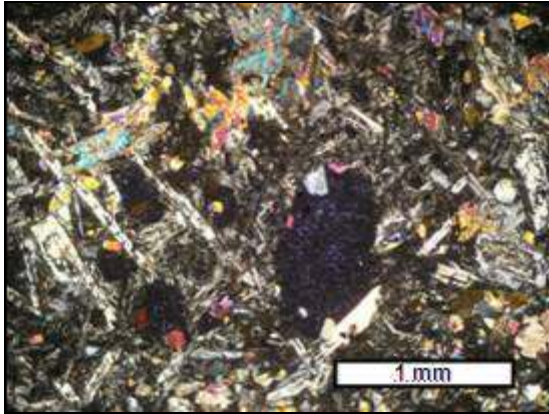


Figura 4-1: Microfotografía de la muestra TN0705C. Se aprecia clorita y epidota en una masa fundamental recrystalizada (luz polarizada plana y luz no polarizada)

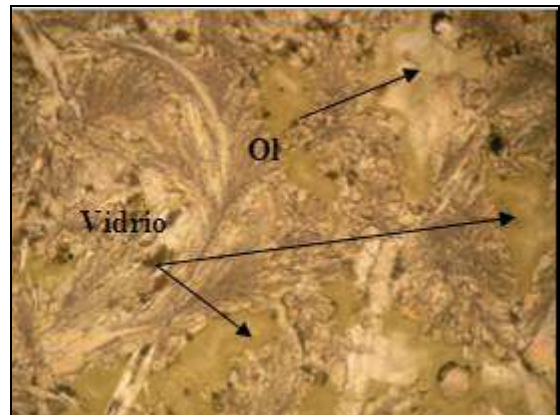
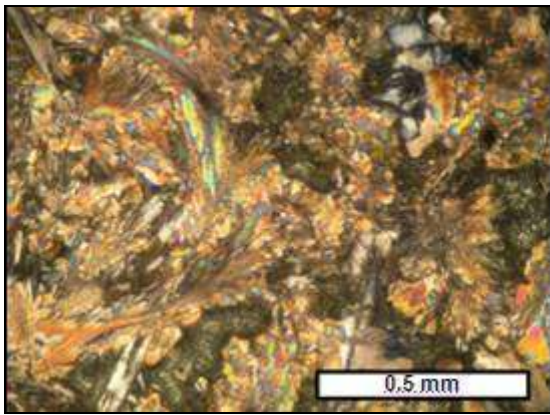


Figura 4-2: Microfotografía de la muestra TN0712B, Se observa vidrio intersticial y olivino alterado a clorita (luz polarizada plana y luz no polarizada)

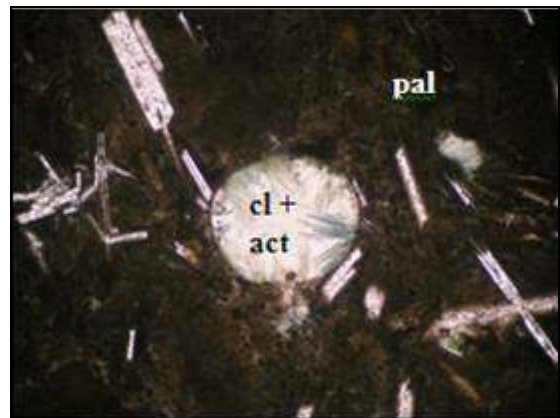
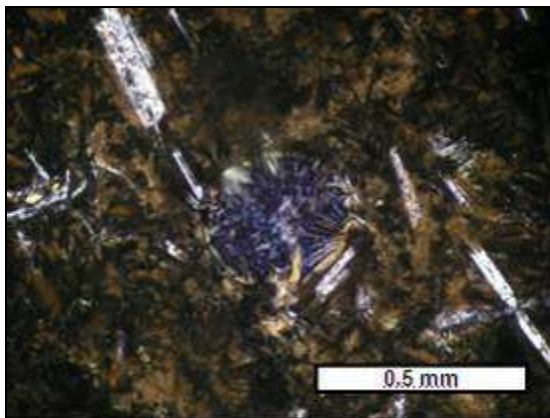


Figura 4-3: Microfotografía de la muestra TN0715A, mostrando una amígdala rellena de clorita y actinolita. Vidrio de la masa fundamental palagonitizado (luz polarizada plana y luz no polarizada)

4.2.2. Descripción de la Mineralogía Secundaria

- Clorita: ocupa todos los microdominios, aunque de preferencia altera total o parcialmente a los minerales primarios. Ocurre en vetillas y amígdalas. El color es verde pálido y el color de interferencia es azul oscuro. En ocasiones presenta variación a esmectita, y ocurre cuando altera al vidrio intersticial. En muestras TN0705 se presenta en la masa fundamental asociada a actinolita y también ocurre en amígdalas junto con epidota y calcita.
- Epidota: ocurre principalmente en forma microcristalina alterando a la plagioclasa. Presenta comúnmente color verde claro brillante. En raras ocasiones se presenta en vetillas (TN0706B). En muestras TN0705 son cristalinas en la masa fundamental, con color de interferencia amarillo fuerte y sin pleocroísmo (no muy férrica).
- Actinolita: se presenta en amígdalas y vetillas de la muestra TN0715A. Tiene forma acicular, con tamaño aproximado 0,1 mm y fuerte pleocroísmo en verde (ferroactinolita). En muestras TN0705 se presenta en toda la masa fundamental y alterando bordes de piroxenos. Está comúnmente asociada a clorita.
- Calcita: aparece principalmente alterando a minerales primarios como olivino y piroxeno. Se presenta en algunos basaltos en sitios intersticiales y en amígdalas (TN0705). Generalmente ocurre como agregados de cristales más pequeños y sin clivaje y en forma de manchas, asociada a clorita en amígdalas de TN0705.
- Titanita: forma agregados de microcristales con altos colores de interferencia y aparece pequeños cristales dispersos en toda la muestra. También ocurre en forma cristalina, con tamaño promedio 0,1 mm y color café oscuro. Altera principalmente a plagioclasas y piroxenos. Ocasionalmente en amígdalas, vetillas y sitios intersticiales.
- Mica Blanca: es poco abundante, y altera a cristales de plagioclasa en forma de sericita y/o muscovita.
- Cuarzo: sólo se presenta en amígdalas y vetillas de la muestra TN0715A y alterando la masa fundamental de TN0705B.
- Prehnita: se presenta en vetillas. Es incolora y con color de interferencia amarillo fuerte. Es escasa en este nivel pseudoestratigráfico.

4.2.3. Asociaciones Mineralógicas y Facies Metamórficas

A continuación, se muestra un cuadro resumen con las alteraciones en cada microdominio y la facies asignada a la roca según las asociaciones de minerales:

Litología	Muestra	% alt	pal	czo	cl	ab	ep	cc	ttn	serp	mb	pre	act	Facies
Basalto	TN0705A	60			m,a	m	m,f,a	f,a	m				m,f	esquisto verde
	TN0705B	80		f	m,f,a	m	m,f,a	f,a	m,f				m,f	esquisto verde
	TN0705C	70			f,a	m	m,f,a	f,a	m				m,f	esquisto verde
	TN0706A	40			v, m	m	m	m	m	m				?
	TN0706B	50			v,m,a	m	m	m	m, a	m				?
	TN0706D	30			m,a	m	m	m	m,a	m		a		?
	TN0712A	35			m,v	m	m	m	v					?
	TN0712B	40			m,a	m	m	m,a	m	m	m			?
	TN0715A	90	v	a	m,a	m	m,a		m,a		m	a	a	prehnita-actinolita

Tabla 4.1: Cuadro resumen con los minerales de alteración de basaltos, su microdominio y la facies correspondiente según sus minerales secundarios en equilibrio. Abreviaciones: pal = palagonita; czo = cuarzo; cl = clorita; ab = albita; ep = epidota; cc = calcita; ttn = titanita; serp = serpentina; mb= mica blanca; pre = prehnita; act = actinolita

Según las descripciones anteriores se han podido establecer 6 asociaciones mineralógicas:

- 1) clorita + epidota + titanita + calcita + prehnita
- 2) clorita + epidota + titanita ± calcita
- 3) clorita + epidota + titanita + mica blanca ± calcita
- 4) clorita + epidota + titanita + mica blanca + cuarzo + actinolita ± prehnita
- 5) actinolita + calcita + epidota + leucoxeno/titanita ± clorita
- 6) clorita + calcita + epidota + actinolita + leucoxeno/titanita ± cuarzo

Las tres primeras asociaciones, no son diagnósticas de condiciones de metamorfismo, por no tener actinolita. La cuarta asociación, se presenta en un basalto de Cerro Tortuga (TN0715) y corresponde a la facies Prehnita-Actinolita o en el límite de ésta con la facies Esquisto Verde. La quinta y sexta asociación, ocurren en los basaltos de Isla Bertrand (grupo TN0705), y corresponden a la facies Esquisto Verde.

4.3. DIABASAS Y ENJAMBRE DE DIQUES DIABÁSICOS

4.3.1. Aspectos Generales

Esta unidad del COT es la más afectada por metamorfismo de suelo oceánico, donde en ciertos lugares, las rocas se encuentran tan alteradas que la mineralogía y texturas primarias están totalmente obliteradas.

Las muestras extraídas de la costa oeste de cerro Tortuga (TN0716, TN0717, TN0719, TN0720) presentan una alteración de un 30-80%. La plagioclasa se altera a clorita, sericita, epidota y en ciertos lugares a actinolita y titanita. El clinopiroxeno se altera a clorita, actinolita y mica blanca. En general la masa fundamental se encuentra recristalizada a clorita y actinolita.

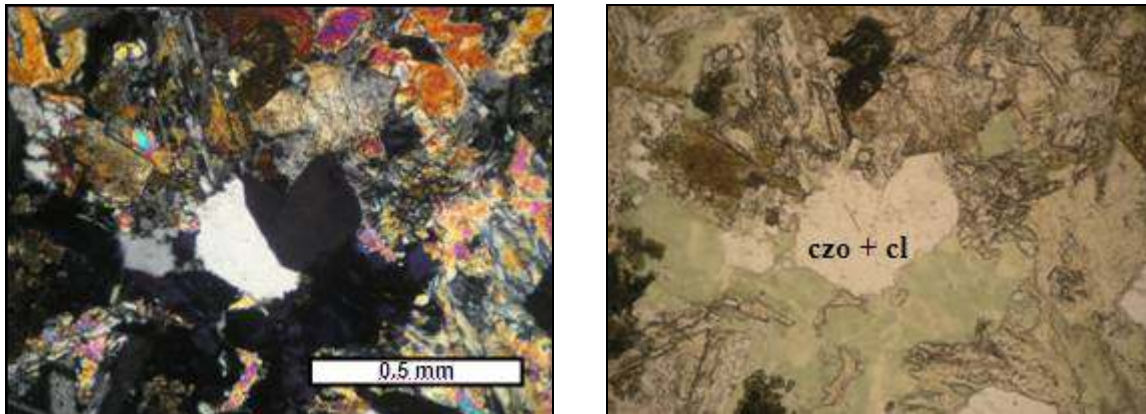


Figura 4-4: Microfotografía de la muestra TN0717. Clorita y cuarzo en una masa fundamental recristalizada (luz polarizada plana, luz no polarizada)

4.3.2. Descripción de la Mineralogía Secundaria

- Clorita: se presenta en la masa fundamental, y alterando minerales primarios como plagioclasa. Se encuentra casi siempre junto a la actinolita.
- Epidota: se presenta en la masa fundamental recristalizada con pleocroísmo muy débil y colores de interferencia amarillo fuerte por lo que se infiere que es una epidota poco férrica. Es cristalina y de tamaño promedio 0,2 mm. También aparece alterando a plagioclasa en forma microcristalina y con color verde claro brillante.
- Actinolita: se presenta por toda la muestra, alterando tanto a minerales primarios (principalmente bordes de piroxenos), como en la masa fundamental recristalizada. Se encuentra en forma de cúmulos y en forma dispersa por toda la muestra. Presenta pleocroísmo verde pálido - oscuro.
- Calcita: sólo en forma microcristalina en vetillas de TN0726B.
- Titanita: Es de color café oscuro, y aparece como agregados de cristales más pequeños o dispersos en la masa fundamental recristalizada, son anhedrales y amorfos alterándose muchas veces a leucoxeno.
- Mica Blanca: Su hábito es como agregado microcristalino en la masa fundamental, y aparece como sericita alterando a la plagioclasa.
- Cuarzo: se observa como agregados de cristales más pequeños en la masa fundamental recristalizada. En TN0717 se presenta en cristales de mayor tamaño y anhedrales (0,4 mm)
- Prehnita: aparece principalmente en vetillas. Colores de interferencia amarillo pálido a naranja y extinción ondulosa. Se presenta como agregados de cristales. Este mineral es muy común en vetillas.

4.3.3. Asociaciones Mineralógicas y Facies Metamórficas

A continuación se presenta un cuadro resumen con la mineralogía secundaria que altera a esta unidad, y su correspondiente facies metamórfica:

Litología	Muestra	% alt	cl	ab	ep	act	cc	ttn	mb	czo	pre	Facies
Diabasa	TN0716	80	m,f	m	m	m,f		m,f		m	m,a	prehnita-actinolita
	TN0717	80	m,f	m	m,f	f		m	m	f	f,a	prehnita-actinolita
	TN0719A	50	m,f	m	m	m,f		m	m			esquisto verde
	TN0719B	40	m	m	m	m		m	m	a	a	prehnita-actinolita
	TN0726B	30		m	f,a	m,f	f,a	m				esquisto verde

Tabla 4.2: Cuadro resumen con los minerales de alteración de diabasas, su microdominio y la facies correspondiente según sus minerales secundarios en equilibrio. Abreviaciones: czo = cuarzo; cl = clorita; ab = albita; ep = epidota; cc = calcita; ttn = titanita; mb = mica blanca; pre = prehnita; act = actinolita

En estas rocas se han podido establecer las siguientes tres asociaciones mineralógicas, correspondiente la primera a la facies Esquisto Verde y las dos últimas a la facies Prehnita – Actinolita.

- 1) clorita + cuarzo + epidota + actinolita + leucóxeno/titanita
- 2) clorita + actinolita + sericita + epidota ± prehnita + leucóxeno/titanita
- 3) sericita + epidota + prehnita + titanita ± actinolita ± clorita

4.4. GABROS

4.4.1. Aspectos Generales

En general, esta unidad presenta menor alteración que el resto de las unidades del COT, preservando así minerales y texturas primarias. Dentro de una misma muestra, suele ocurrir la alteración de ciertos minerales, mientras que otros se encuentran relativamente más frescos.

4.4.1.1 Gabros de Costa Isla Milne Edwards

Las rocas gabroicas extraídas de la costa oeste de Isla Milne Edwards (TN0722A, F; TN0723 y TN0724) presentan una alteración variable entre un 5 – 30%. La plagioclasa se altera a epidota y sericita, y en menor grado a clorita, titanita y clinzoisita. El olivino se encuentra alterado a bowlingita? e iddingsita? y en partes a talco? y serpentina?. Los piroxenos presentan distintos

grados de alteración; dependiendo de la muestra pueden estar frescos o alterados completamente (ver anexo 1). Los minerales secundarios que alteran a los piroxenos son actinolita y mica blanca y cantidades menores de clorita, epidota y titanita

En algunos gabros se presentan microfracturas en los minerales, principalmente dentro de la plagioclasa, donde se hospeda un tipo de clorita poco común, asociada con clinozoisita. Esta clorita es fibrosa, incolora y de color de interferencia blanco grisáceo. También se encontró actinolita y epidota en vetillas de TN0723C,

4.4.1.2 Gabros de Isla al Oeste de Isla Milne Edwards

Los afloramientos de esta localidad (TN0725, TN0726) se encuentran relativamente menos alterados que los anteriormente descritos (10-20% de alteración), pero presentan recristalización en algunas zonas, asociada a la intrusión de diques máficos tardíos, y/o a un mayor grado de metamorfismo. Los dos gabros más recristalizados (marcados en la Tabla 4.3 con asterisco), son los que presentan mayor cantidad de biotita en bandas y de minerales opacos. Se consideró para estas muestras como “porcentaje de alteración” el porcentaje de recristalización de minerales primarios (plagioclasa y piroxeno) así como la formación y alteración del piroxeno a biotita.

En general, las plagioclasas presentan poca alteración, principalmente dada por epidota y sericita, y en menor grado por clinozoisita. Los piroxenos se alteran a biotita en los bordes y los más afectados están reemplazados por mica blanca. Los olivinos se alteran a bowlingita?, iddingsita?, talco? y serpentina? y en algunos lugares presentan vetillas de antigorita.

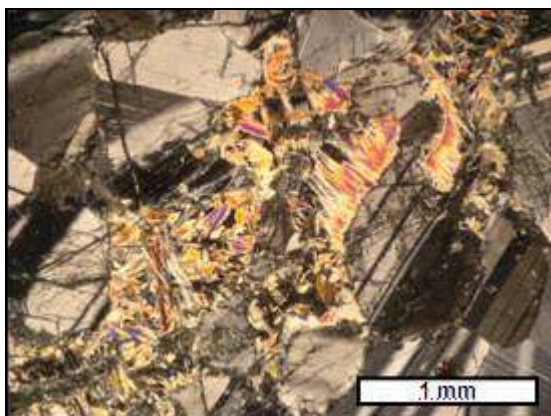


Figura 4-5: Microfotografía de muestra TN0723A, alteración de clinopiroxeno por actinolita

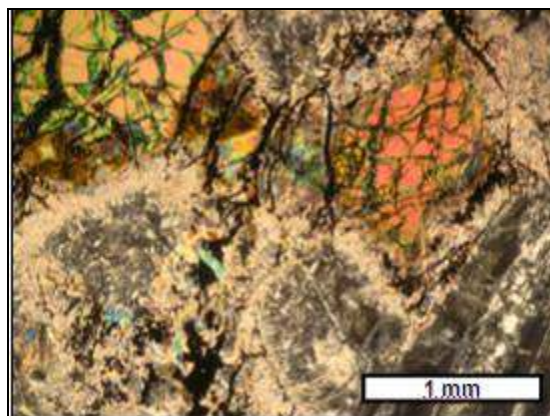


Figura 4-6: Microfotografía de muestra TN0723C, alteración del olivino por talco

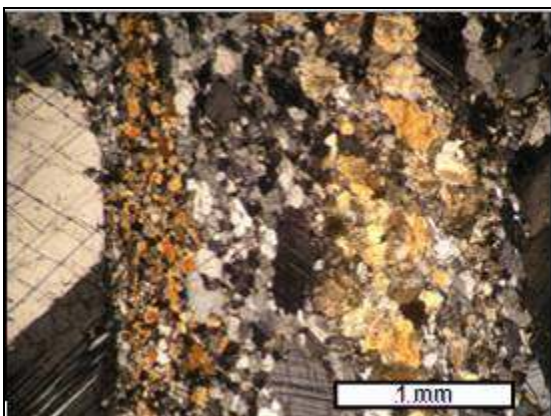


Figura 4-7: Microfotografía de muestra TN0725A, bandas de biotita, plagioclasa y piroxeno

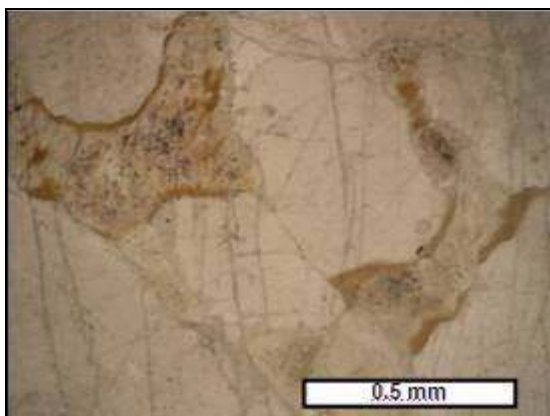


Figura 4-8: Microfotografía de muestra TN0725B, alteración de bordes de clinopiroxeno por biotita

4.4.2. Descripción de la Mineralogía Secundaria

- Biotita: anhedral, de color café, se presenta principalmente en bandas y en los bordes de los piroxenos. Sólo se encuentra en los gabros que están en contacto con diques máficos.
- Epidota: altera a las plagioclasas, son microcristalinas y de color verde muy claro brillante. Tiene la forma de granos de arroz y, en las plagioclasas más alteradas, la epidota es de mayor tamaño.
- Mica Blanca: Altera a las plagioclasas en forma microcristalina (sericita) y a piroxenos en forma de muscovita.
- Clinozoisita: Altera a las plagioclasas como manchas dentro del cristal y presenta colores de interferencia amarillo y más comúnmente azul fuerte y es translúcida.
- Clorita: se presenta en vetillas y asociada a clinozoisita. En plagioclasa y menos comúnmente en olivino se hospeda en pequeñas fracturas intracristalinas, presentando un hábito fibroso y color de interferencia blanco grisáceo. Es translúcida lo que indicaría su bajo contenido de hierro (clorita magnésica).
- Serpentina?: Se encuentra en las fracturas del olivino (antigorita).
- Pumpellyita: Sólo se encontró en vetillas de una muestra,. Hábito fibroso en especie de roseta, color café claro y extinción ondulosa. Su color indicaría que es rica en hierro.
- Actinolita: se encuentra en los gabros más alterados, y en los bordes de minerales máficos, en forma de pequeñas agujas entrando hacia el cristal. Pleocroismo muy débil en verde y bajo color de interferencia característico de la tremolita.

4.4.3. Asociaciones Mineralógicas y Facies Metamórficas

A continuación se establece el porcentaje de alteración en gabros del COT, los minerales secundarios y sus respectivos microdominios, y la facies metamórfica según los minerales en equilibrio textural.

Litología	Muestra	% alt	ppy	ep	act	mb	tit	clz	pre	cl	bt	serp	tal	px/pl	Facies
Gabro	TN0722A	10		m	m	m	m	m					m		esquisto verde
	TN0722F	5		m	m		a	m,a	m	a					prehnita-actinolita
	TN0723A	30		m	m	m	m	a		m,a		m			esquisto verde
	TN0723B	10		m	m	m	a	m,a		a					esquisto verde
	TN0723C	20		m,a	m,a		m			a		m	m		esquisto verde
	TN0724A	10		m	m							m	m		esquisto verde?
	TN0725A*	35		m,a		m		m		a	b,m	m,a	m	b	cómeas de Hb
	TN0725B	20		m		m		m			m				?
	TN0725D*	70		m							b			b	cómeas de Hb
	TN0725E	15		m		m		m			m	m	m		?
	TN0725G	10	a	m	m	m		m			m		m		pump - actinolita
	TN0725H	10		m,a		m,a		m			m				?
	TN0726A	20		m		m	m				a				?

Tabla 4.3: Cuadro resumen con los minerales de alteración de gabros, su microdominio y la facies correspondiente según sus minerales secundarios en equilibrio. Abreviaciones: ppy = pumpellyita cl = clorita; ep = epidota; tal = talco; tit = titanita; mv/ser = mica blanca; pre = prehnita; act = actinolita; serp = serpentina; bt = biotita; clz = clinozoisita; px/pl = piroxeno/plagioclasa

En los gabros de la Isla Milne Edwards se han podido establecer las cuatro asociaciones minerales siguientes, de las cuales la primera corresponde a facies prehnita-actinolita y las tres últimas a la facies esquisto verde:

- 1) epidota + clinozoisita + prehnita + titanita + clorita ± actinolita
- 2) epidota + actinolita + mica blanca + titanita + clinozoisita (± talco)
- 3) epidota + actinolita + clinozoisita + mica blanca + titanita + clorita
- 4) epidota + actinolita + serpentina? + talco ± titanita

En los gabros del islote al oeste de Isla Milne Edwards, se han podido establecer dos tipos de metamorfismo dados por las siguientes asociaciones minerales:

- 1) biotita + plagioclasa + piroxeno + opacos (± clinozoisita ± epidota ± clorita ± talco)
- 2) epidota + mica blanca + clinozoisita + biotita + pumpellyita + actinolita
- 3) epidota + mica blanca + titanita + clorita
- 4) epidota + mica blanca + clinozoisita + biotita (± serpentina ± talco)

Las rocas gabríticas de la primera asociación, estuvieron afectadas por la acción térmica de diques máficos más tardíos que causaron una recristalización y texturas granoblásticas en estas rocas. Esto permite inferir un metamorfismo de contacto, lo que corresponde a la Facies de Rocas Córneas. La segunda asociación, podría corresponder a la facies pumpellyita – actinolita, donde la pumpellyita representaría un remanente anterior al metamorfismo hidrotermal, o bien la presencia de pumpellyita en esta asociación podría estar sólo controlada por la composición del protolito. Los minerales de las asociaciones 3 y 4 no son indicativos de una facies metamórfica determinada, sin embargo, en la asociación 4, el piroxeno presenta una leve alteración a biotita lo que podría insinuar un efecto del metamorfismo de contacto mencionado anteriormente.

4.5. LAMPRÓFIDOS

Al igual que el resto de las unidades los lamprófidos han experimentado metamorfismo, dado por el crecimiento de minerales secundarios a partir de los minerales primarios ígneos. La alteración secundaria afecta entre un 15 – 40% de la roca.

Los fenocristales de hornblenda se alteran a actinolita mientras los de olivino y ortopiroxeno están totalmente alterados a calcita, actinolita, clorita y serpentina?, y los fenocristales de plagioclasa se encuentran albitizados. La plagioclasa, correspondiente a la masa fundamental está parcial y/o totalmente alterada a epidota y actinolita. En TN0722B, el clinopiroxeno de la masa fundamental está alterado a actinolita. En TN0722B, hay vetillas rellenas de clorita y epidota.

Litología	Muestra	% alt	act	ep	cl	ttn	cc	serp	ab	Facies
Lamprófido	TN0713A	20	m	m	m	m	m		m	esquisto verde
	TN0713C	15	m	m	m	m			m	esquisto verde
	TN0722B	40	m,f	f,a	a	f		m,f		esquisto verde

Tabla 4.4: Cuadro resumen con los minerales de alteración de lamprófidos, su microdominio y la facies correspondiente según sus minerales secundarios en equilibrio. Abreviaciones: cl = clorita; ep = epidota; cc = calcita; ttn = titanita; act = actinolita; serp = serpentina; ab = albita

Se ha reconocido la asociación mineralógica actinolita + epidota + clorita + titanita + albita ± calcita, que correspondería a la facies Esquisto Verde.

4.6. DIQUES MÁFICOS

La alteración en esta unidad está representada por vetillas de espesores variables entre 0,01 y 0,8 mm, las cuales constituyen aproximadamente el 10% de la roca. Están rellenas de epidota, actinolita, clorita, clinozoisita y mica blanca.

Los fenocristales de plagioclasa se alteran a sericita, clorita o epidota según sea la muestra, y los olivinos se encuentran parcialmente reemplazados por actinolita en los bordes. La alteración de los piroxenos es difícil de reconocer ya que se confunde con el resto de la masa fundamental (ver anexo 1). La hornblenda de la muestra TN0722E está parcialmente alterada a biotita. Ambas muestras presentan una masa fundamental afanítica, no pudiendo reconocerse cabalmente su alteración al microscopio. Se muestra a continuación una tabla con los minerales secundarios que presenta esta unidad.

Litología	Muestra	% alt	ep	cl	clz	mb	pre	act	cc	bt	Facies
Dique Máfico	TN0722E	50	a	m	a	m,a	m	m		m	esquisto verde
	TN0725C	25	m,a			a		a	a		esquisto verde

Tabla 4.5: Cuadro resumen con los minerales de alteración de diques máficos, su microdominio y la facies correspondiente según sus minerales secundarios en equilibrio. Abreviaciones: cl = clorita; ep = epidota; clz = clinozoisita; mb= mica blanca; pre= prehnita; act = actinolita; cc = calcita; bt= biotita

Se han reconocido las dos asociaciones mineralógicas siguientes, ambas correspondientes a la facies Esquisto Verde

- 1) epidota + clorita + muscovita + prehnita + actinolita + biotita
- 2) epidota + muscovita + actinolita + calcita

4.7. DISCUSIÓN

4.7.1. Condiciones de Metamorfismo

La Tabla 4.6 muestra un resumen de la paragénesis mineral de cada unidad pseudoestratigráfica del Complejo Tortuga. En ella se observan las siguientes asociaciones:

- 1) Basaltos: clorita + clorita/esmectita + epidota + albita + calcita + titanita ± actinolita ± mica blanca
- 2) Diabasas: clorita + epidota + actinolita + titanita + mica blanca + albita ± prehnita ± cuarzo
- 3) Gabros: epidota ± mica blanca ± clinozoisita ± talco ± actinolita ± biotita ± titanita ± clorita ± prehnita

	Litología Minerales Secundarios	Basaltos	Diabasas	Gabros
matriz	prehnita		-----	---
	clorita			-----
	clorita/esmectita	-----		
	epidota			
	albita		-----	
	actinolita	-----		-----
	calcita		--	
	titanita			-----
	cuarzo			-----
	mica blanca		-----	-----
	clinozoisita			-----
	biotita			-----
talco			-----	
vetillas	prehnita		-----	---
	epidota		-----	
	clorita	-----		-----
	cuarzo		---	
	titanita		-----	
	calcita		-----	
	pumpellyita			-----
	clinozoisita			-----

Tabla 4.6: Resumen de paragénesis mineral en matriz y vetillas en rocas de COT

La paragénesis mineral depende de la temperatura y presión del metamorfismo y de la composición de la roca.

Si bien no se encontraron ceolitas en el nivel de los basaltos, algunos autores las describen para este nivel del COT (e.g. Stern y Elthon, 1978; Godoy 1978). Además, en el nivel de diabasas desaparece la calcita, que se observa en los basaltos, y aparece la prehnita. La ceolita y la prehnita no son minerales comunes en las rocas extrusivas del COT y una posible explicación para ello es que cuando se formaron las diabasas, la actividad del CO₂ era baja y permitió la formación de prehnita. Cuando la actividad del CO₂ en el fluido metamórfico es alta, se inhibe la formación de ceolita cálcica y de prehnita (Aguirre, comunicación verbal) y cristaliza calcita, situación que pudo haber ocurrido en la alteración de los basaltos. Otra posibilidad es que hayan diferencias composicionales en determinadas zonas, que permitan la cristalización de minerales secundarios. En el nivel de las diabasas una alta actividad del calcio, podría haber causado la formación de prehnita. Esto podría ocurrir ya que a medida que la corteza oceánica se aleja del eje (off axis) comienzan a interactuar con la corteza oceánica fluidos a menor temperatura, y enriqueciendo con otro tipo de minerales secundarios a las rocas oceánicas.

Los gabros se caracterizan porque desaparece la actinolita, y aparece la biotita. Es de notar que la biotita aparece precisamente en la zona en donde hay mayor intrusión de diques máficos lo que indicaría efecto de metamorfismo de contacto que se superpone al metamorfismo hidrotermal.

En cuanto a las vetillas, en la unidad de basaltos se componen sólo de clorita (férrica), calcita y titanita. En las diabasas, las vetillas son principalmente de prehnita, epidota y cuarzo. Finalmente, las vetillas en los gabros son mayormente de clorita (magnésica) y clinozoicita. Hay una variación en la composición de las vetillas a medida que aumenta la profundidad y cambia la litología de las rocas.

Con el fin de estudiar la evolución del metamorfismo en la Cuenca de Rocas Verdes, se han agregado en esta discusión las observaciones petrográficas de rocas de la Formación Yahgán (sacadas durante esta expedición de terreno y observadas durante este estudio). En estas

rocas sólo se observaron las facies ceolita y prehnita-pumpellyita, ambas con altos contenidos de calcita.

A continuación, se muestra un diagrama de campos de presión y temperatura (P-T) en base a valores de actividades de minerales presentes en asociaciones minerales claves (Figura 4-9)

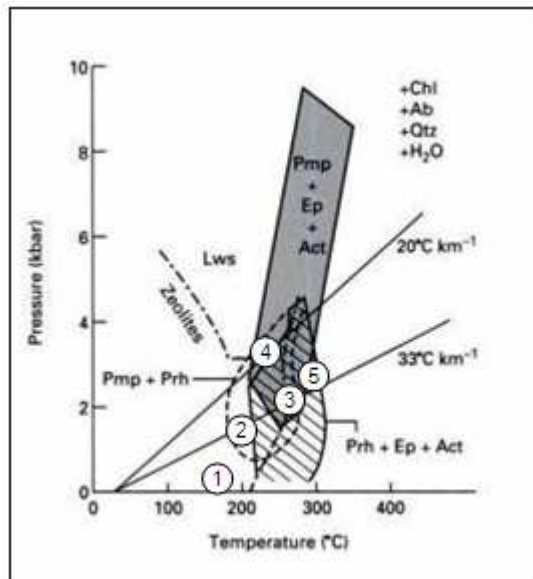


Figura 4-9: Campos P-T para asociaciones minerales según actividades de sus miembros extremos. (Frey et al., 1999 y Beiersdorfer & Day, 1995, modificados)

En base al estudio petrográfico de las rocas del COT y de la Formación Yahgán, se han establecido siete asociaciones de minerales secundarios. Estas son enumeradas desde el 1 al 5 y asignadas a un espacio dentro del diagrama P-T de la Figura 4-9. Además se han agregado dos asociaciones (A y B) que han sido observadas en las rocas del COT pero no pertenecen a ningún campo del diagrama por no ser minerales indicativos de una determinada facies metamórfica.

- ① prehnita + ceolita + calcita
- ② prehnita + pumpellyita + calcita
- Ⓐ epidota + titanita + calcita
- ③ prehnita + epidota + actinolita
- ④ pumpellyita + epidota + actinolita
- ⑤ actinolita + epidota
- Ⓑ clinzoicita + biotita + epidota

Con el fin de visualizar espacialmente las distintas asociaciones minerales en los niveles pseudoestratigráficos del COT, se ha utilizado este diagrama (Figura 4-9) y las asociaciones minerales, en el mapa geológico de la zona (Figura 4-10). La nomenclatura utilizada en este mapa es la misma que para las asociaciones minerales descritas anteriormente.

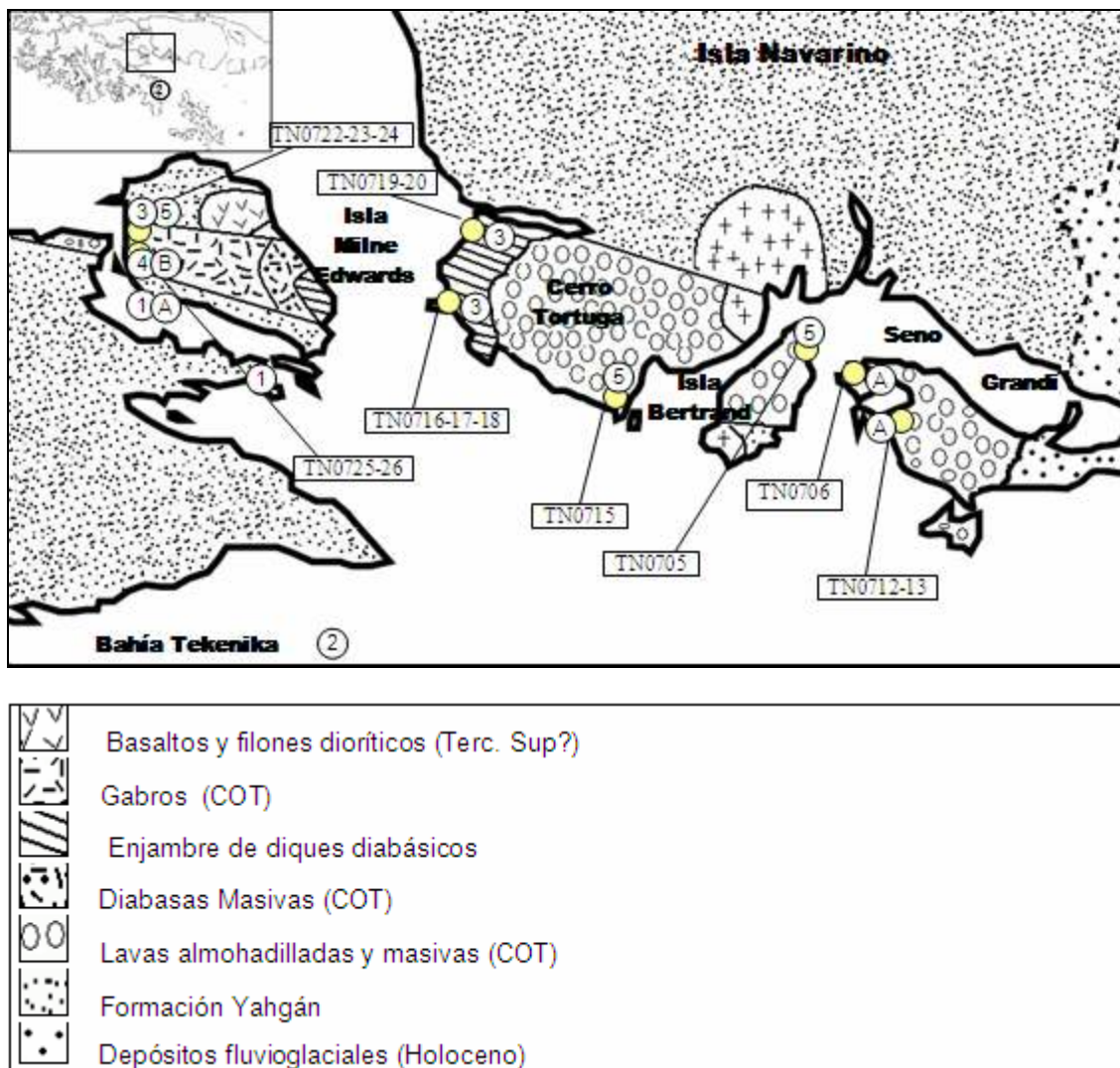


Figura 4-10: Mapa geológico del Complejo Ofiolítico Tortuga (Modificado de Godoy (1978) y Stern & de Wit (2003))

Las rocas de la Formación Yahgán muestran asociaciones mineralógicas dadas por las asociaciones 1, 2 y en menor grado A. La asociación 2 se encuentra fuera del área de estudio, en las areniscas de los Estratos de Tekenika (Bahía Tekenika). Más al sur, en afloramientos de Península Hardy, vuelve a aparecer la asociación 1.

La asociación mineralógica A, también se encuentra en los basaltos de textura variolítica fina de Seno Grandi. Se observa un aumento en el grado metamórfico dentro de esta unidad, dado por la aparición de actinolita (asociación 5, en el campo de facies esquistos verdes) en Isla Bertrand y Cerro Tortuga. La zona de los campos 3 y 4 (pertenecientes a las facies prehnita-actinolita y pumpellyita-actinolita) se traslapa con la zona del campo 5 (perteneciente a la facies esquistos verdes). La parte inferior de la unidad de los basaltos, la unidad de las diabasas y la parte superior de los gabros del COT experimentaron similares condiciones de metamorfismo que en este trabajo se atribuyen a la facies Esquistos Verdes. En la parte inferior de los gabros aparece la asociación B debido a una mayor temperatura que determinaría la aparición de biotita y clinozoisita ($T^{\circ} \approx 400^{\circ} \text{C}$).

Se observa un aumento del grado metamórfico con la profundidad. Asumiendo que la Formación Yahgán corresponde al relleno sedimentario de la parte sur del piso oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes (CRV), entonces las condiciones del metamorfismo en esta cuenca variaría desde la facies Ceolita hasta la facies Esquistos Verdes.

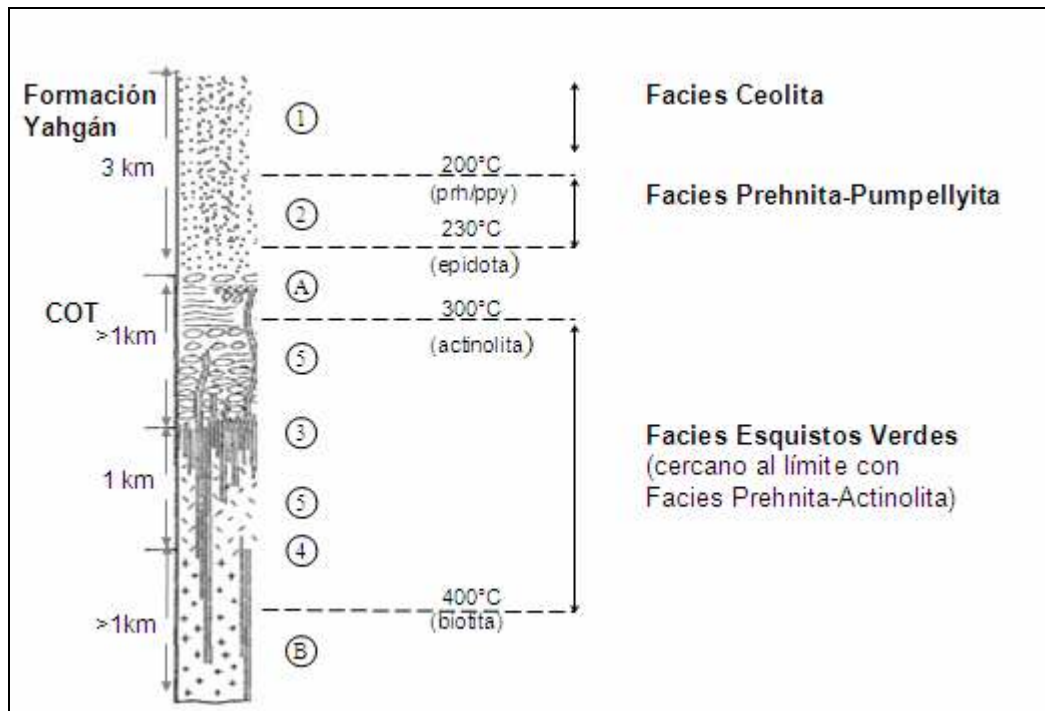


Figura 4-11: Variación de las asociaciones y facies metamórficas del COT y Formación Yahgán con la profundidad.

4.7.2. Ambiente Tectónico

Estudios en ofiolitas de ambientes de suprasubducción¹ y de corteza de MOR² muestran que se diferencian en los siguientes puntos (Gillis & Banerjee, 2000):

- 1) El grado de alteración pervasiva de la unidad de enjambre de diques en zonas de suprasubducción es mayor que el de la corteza MOR. En la corteza MOR, el clinopiroxeno relicto está preservado, en contraste a zonas de suprasubducción (Gillis & Banerjee, 2000). En el COT, la unidad de diabasas (enjambre de diques) preserva un núcleo primario de clinopiroxeno, alterándose sólo los bordes del cristal a actinolita y en menor grado a clorita.
- 2) Es diagnóstico que la ocurrencia de epidotas³ en ambientes de suprasubducción es ubicua a diferencia de ambientes de corteza MOR (Gillis & Banerjee, 2000). En el COT, sólo se encontraron escasos niveles de vetillas de cuarzo y epidota y reducidos al nivel de enjambre de diques diabásicos. Esta observación es similar a la ocurrencia de epidota en corteza de MOR.
- 3) La temperatura de alteración es comúnmente alta en las secuencias volcánicas de ofiolitas de zonas de suprasubducción, las que experimentan metamorfismo de facies ceolita de alta temperatura (> 100° C) y/o facies prehnita-pumpellyita (Gillis & Banerjee, 2000). Por su parte, las secuencias volcánicas de corteza de MOR, experimentan metamorfismo de facies ceolita de baja temperatura (< 100° C). Esta diferencia se debe a que las ofiolitas en zonas de suprasubducción están cercanas al margen continental y/o arco volcánico y están siendo rápidamente enterradas por rocas sedimentarias turbidíticas y volcanoclásticas obteniéndose así una mayor temperatura (Gillis & Banerjee, 2000). La temperatura que experimentó la unidad extrusiva del COT es mayor a ambos tipos de ambientes (> 200°C, cristalización de epidota) y es consecuencia del nivel de enterramiento debido a las secuencias turbidíticas de la Formación Yahgán. Estas potentes secuencias, así como la facies metamórfica de la unidad extrusiva del COT, sugieren un ambiente de trasarco, pero según los puntos anteriores, no se descarta la posibilidad de que el COT sea corteza MOR.

1.- ofiolitas de cuenca de trasarco

2.- dorsales meso-oceánicas

3.- rocas deprimidas en metales y compuesta en proporciones equiparables de cuarzo y epidota, careciendo de su textura ígnea original

4.8. CONCLUSIONES

El grado de recristalización aumenta hacia el nivel de diabasas y enjambre de diques, alcanzando su máximo grado metamórfico en esta unidad, para disminuir progresivamente hasta llegar a la unidad de gabros, con un bajo grado de alteración hidrotermal. Un reemplazo incompleto de las fases primarias anhidras por fases secundarias hidratadas es común en todos los niveles del COT, sugiriendo la presencia de fluidos metamórficos (H₂O, CO₂) durante la formación de estos minerales.

En general, los basaltos de Tortuga se encuentran más intensamente alterados que los basaltos de otras ofiolitas descritas anteriormente (COS: Stern y Elthon, 1978; Gillis & Banerjee, 2000). Estos presentan una temperatura de metamorfismo $\geq 200^{\circ}\text{C}$ (cristalización de epidota) y llegando hasta la facies esquistos verdes, con la aparición de actinolita. Esto puede resultar por el enterramiento de las lavas ofiolíticas por potentes secuencias de sedimentos de la Formación Yahgán estimada según Katz y Watters (1966) en más de 3.000 m de espesor y por Winn, (1978) en al menos 5000 a 6000 m. Estas secuencias sellan el COT del acceso libre de agua de mar e impiden la formación de minerales más hidratados e.g. oxihidróxidos de hierro, esmectitas, celadonita y ceolitas. Esto es evidenciado porque las rocas turbidíticas de la Formación Yahgán, presentan estas asociaciones de metamorfismo de baja temperatura, correspondientes a las facies ceolita y prehnita-pumpellyita.

El grado de recristalización observado en las diabasas indica que este nivel es el más afectado por el metamorfismo. Esto es porque al penetrar más profundo el agua de mar, los fluidos reaccionan a más altas temperaturas y asimismo, los procesos cinéticos de alteración son más rápidos. Sin embargo, no ocurre lo mismo con los gabros debido a que su permeabilidad es menor que el de las diabasas y limita la cantidad de agua que interactúa con este nivel.

La historia geológica que ha experimentado el COT (expansión y cierre de una cuenca oceánica y orogenia andina) lleva a concluir que estuvo afectado por varios eventos metamórficos sobreimpuestos, por esto, es difícil atribuir la alteración del COT a un solo evento metamórfico. El COT pudo haber experimentado cuatro tipos de metamorfismos: metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico (durante la expansión de la cuenca), metamorfismo de carga (debido al enterramiento de sucesiones sedimentarias de la Formación Yahgán), metamorfismo regional

(durante el cierre de la cuenca y orogenia andina) y metamorfismo de contacto (debido a intrusiones magmáticas tardías).

Esencialmente, el metamorfismo del COT se caracteriza por:

- a. No es deformativo
- b. Reemplazo parcial de minerales ígneos y conservación de las texturas primarias
- c. Evidencias de metamorfismo retrógrado (clorita reemplaza a actinolita)
- d. Diferencias en las asociaciones mineralógicas en una facies determinada para una unidad específica
- e. Presencia de fluidos hidrotermales, formación de minerales hidratados a partir de minerales ígneos anhidros

Según las características secundarias de estas rocas, el metamorfismo predominante es el metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico.

La asociación mineralógica más común encontrada en todos los niveles del COT es clorita + epidota + titanita + actinolita, y corresponde a la facies Esquisto Verde. Asociaciones como prehnita + actinolita (diabasas) y pumpellyita + actinolita (gabro) pueden señalar condiciones P-T en el límite de estas facies con la facies Esquisto Verde, por lo que se agrupan todas en esta última. Además, estas diferencias mineralógicas podrían señalar también diferencias puntuales de composición, por ejemplo, en el caso de las diabasas la cristalización de prehnita puede deberse a una alta actividad de calcio y/o baja actividad de CO₂ en este nivel del COT.

No se realizó un estudio químico detallado de los minerales de alteración, por esto, establecer una correlación con las facies metamórficas propuestas por Stern y Elthon (1978) es limitada. Estos autores se basan en la diferencia composicional del anfíbol para la definición de facies y sus facies no corresponden a tipos clásicos, correspondiendo más bien a zonas mineralógicas. Para estos autores, en la facies Esquisto Verde no hay anfíbol, en la facies Actinolita Inferior hay anfíbola actinolítica-tremolítica (verde fibrosa) con calcita y en la facies Actinolita Superior hay anfíbola actinolítica-tremolítica (café blocosa). Observaciones de anfíbol al microscopio, permiten establecer una relación con las facies propuestas por estos autores. El nivel de basaltos tendría una asociación de facies Esquistos Verdes y facies Actinolita Inferior. En el

nivel de las diabasas se reconoce la facies Actinolita Superior y los gabros tendrían las facies Esquisto Verde y facies Actinolita Inferior (según Stern y Elthon (1978)).

La aparición de clinozoisita (epidota sin Fe) en el nivel de gabros, puede ocurrir a alta T° y baja P (metamorfismo de contacto) y/o en rocas con bajo contenido de hierro. Además, los bajos colores de interferencia y escaso pleocroismo de la clorita y actinolita (y hornblenda tremolítica de un dique intruyendo a gabros), son evidencias que estos minerales se formaron a partir de la alteración de minerales primarios de composición magnésica. La aparición de biotita en los niveles más profundos de los gabros, se debe a la intrusión de diques máficos tardíos, produciendo en las rocas más cercanas a la intrusión, la recrystalización y desarrollo de una textura granoblástica y en las zonas más alejadas, una leve alteración de los minerales máficos a biotita.

Históricamente se ha propuesto que la cuenca de Rocas Verdes, es una cuenca de trasarco, asociada a un arco magmático activo. Según esto, el COT correspondería a una ofiolita de suprasubducción. Sin embargo, según las características propuestas por Gillis y Banerjee (2000) el COT tendría características correspondientes a un ambiente de corteza de MOR más que de suprasubducción. Según algunos autores (e.g. Barker y Griffith, 1977; Godoy, 1978 y Mpodozis, no publicado) la CRV correspondería a una prolongación ensiálica de una rama abandonada de la dorsal mesoatlántica-índica y que sería una prolongación del mar de Weddell. La apertura del mar de Weddell comenzó a los 147 Ma (König y Jokat, 2006) edad concordante con la fase de rifting asociada con la apertura de la cuenca de Rocas Verdes, datado en el COS entre 147 – 152 Ma (Calderón, 2006). Aunque no hay evidencias concretas para afirmar esta hipótesis, no hay que descartar la idea de que la CRV se haya formado en un ambiente de dorsal meso-oceánica.

CAPÍTULO 5. ALTERACIÓN DE BASALTOS ALMOHADILLADOS

5.1. GENERALIDADES

Un estudio especial se ha realizado en los basaltos almohadillados, con el objetivo de entender mejor la interacción entre el magmatismo y los fluidos de agua marina, circulante en las dorsales mesoceánicas y que alteran la corteza oceánica.

Se seleccionó la muestra TN0715 (Seno Grandi), la que presenta claras evidencias de estar afectada por un intenso metamorfismo hidrotermal, asociado a la facies esquisto verde. Se realizaron diferentes estudios entre los que se incluyen petrografía, microscopía electrónica de transmisión (TEM) y geocronología.

5.2. ASPECTO EN TERRENO Y PETROGRAFÍA

En terreno, los basaltos TN0715 presentan estructura de almohadilla (Figura 5-9) con espacios entre almohadillas rellenos por sedimento fino recristalizado. Los bordes muestran un efecto de enfriamiento instantáneo, con una masa fundamental vítrea recristalizada, intenso fracturamiento y amígdalas.

El estudio petrográfico, involucró el análisis de cortes transparentes de ambas secciones: el material interalmohadilla y el borde vítreo propiamente tal (ver capítulo III y IV, Anexo 1). En la transición entre el borde y el material interalmohadilla, presenta un intenso fracturamiento, y microestructuras rellenas con clorita en donde se ocurren cristales de titanita de hábito esferulítico y concéntrico. Presentan un núcleo más oscuro que el resto del cristal y de tamaño promedio de 50 μm . Se observa (100x, Figura 5-9) que cada cristal, está constituido por un mosaico de microcristales dando una forma típicamente de esfera. También se presenta en forma de líneas curvas o bordeando cristales primarios, sin necesariamente alterarlos (Figura 5-3).

En esta zona sólo se han podido reconocer, y de forma aislada, minerales primarios como plagioclasa y clinopiroxeno, inmersos en una masa fundamental de clorita. Se reconoce la siguiente asociación mineralógica secundaria dada por metamorfismo de fondo oceánico: clorita + titanita + actinolita + epidota.

Se deduce por todo lo expuesto anteriormente, que estos cristales de titanita son secundarios, y que su peculiar hábito estaría asociado a procesos de alteración microbiana en ofiolitas. A continuación, se presenta una breve teoría sobre bioalteración y la comparación de las texturas presentes en esta muestra con texturas anteriormente descrito en rocas pertenecientes a corteza oceánica actual y de otras ofiolitas las cuales presentan alteración microbiana.

5.2.1. Bioalteración de la Corteza Oceánica

Recientemente, se ha demostrado que rocas basálticas submarinas proporcionan un hábitat importante para la vida microbica. Cuando hay erupción en las dorsales mesoceánicas, y la T° es apta para la vida ($< 113^\circ$) (Stetter et al., 1990, Stetter 2006) comienza la colonización de microorganismos en el borde vidrioso de los basaltos almohadillados, contemporáneo al acceso de agua (Thorseth et al., 2001; Furnes, 2007).

Microorganismos extremófilos que se hospedan en basaltos, obtienen energía catalizando reacciones de oxidación-reducción (redox), reacciones que están en desequilibrio con el ambiente. Este contraste de estados de oxidación está dado porque las rocas basálticas están fuertemente reducidas, mientras que el agua marina es relativamente oxidada. Así en este ambiente, formas reducidas de Fe, S, Mn y otros elementos en las rocas, están en desequilibrio con oxidantes tales como O_2 y NO_3^- en el agua de mar (Edwards, 2005). La alteración microbica comúnmente ocurre a lo largo de fracturas y grietas en el borde vidrioso del basalto almohadillado, en donde hay mayor circulación de agua marina que pueda interactuar con la roca basáltica y así permitir el crecimiento microbico (Einen et al., 2006).

Furnes y Staudigel (1999), han demostrado que el proceso de bioalteración puede ser trazado

tan profundo como ~ 550 m en la corteza oceánica y que domina en los ~ 350 m superiores de la corteza volcánica (Furnes, 2007).

De acuerdo con trabajos anteriores de los autores referenciados, existen dos formas fundamentales de alteración de la corteza oceánica, éstas son la alteración abiótica, proceso químico con la formación de palagonita, y la alteración biótica que es generada por la corrosión microbica. Esta última está asociada al desarrollo de textura granular, la que consiste en cuerpos esféricos individuales, rellenos con fases típicamente filosilicatadas de grano muy fino a criptocristalino. También la alteración biótica se puede presentar como textura tubular, representada por tubos vacíos o rellenos curvos o rectos. Pueden mostrar segmentación y estructuras tipo capullo. Son observadas en vesículas y fenocristales. Ambas texturas tienen diferentes grados de crecimiento, donde en los estados más avanzados, presenta mayor alteración microbica. El diámetro de los gránulos, varía desde 0,1 μm hasta 1,5 μm , lo más común es 0,4 μm . Los diámetros de textura tubular varían de ~0,4 μm a 6 μm y lo más común es de ~1-2 μm . El largo de los túbulos varía desde unos pocos μm a varios cientos de μm (Furnes 2007).

Hay tres criterios, que hacen decidora la alteración microbiana (Furnes 2007):

- 1) Singenicidad y antigüedad de la alteración
- 2) Morfologías y distribución de las texturas de alteración consistentes con el comportamiento biogénico
- 3) Evidencia geoquímica:
 1. Elevadas concentraciones de C, N, P, K y S
 2. Carbonato en el borde vítreo del basalto almohadillado pobre en ^{13}C (+3,9‰ a -16‰) comparado al interior de los basaltos (+0,7‰ a -6,9‰) (‰ = partes por mil)

5.2.2. Comparación de texturas de bioalteración

Se han realizado distintos estudios respecto a este tema, en ofiolitas, chert, sitios de corteza oceánica actual y de incubación de bacterias en laboratorios. A continuación, se muestra una

serie de imágenes de bioalteración (lado izquierdo) las cuales presentan texturas muy similares a la muestra TN0715A2 (lado derecho).

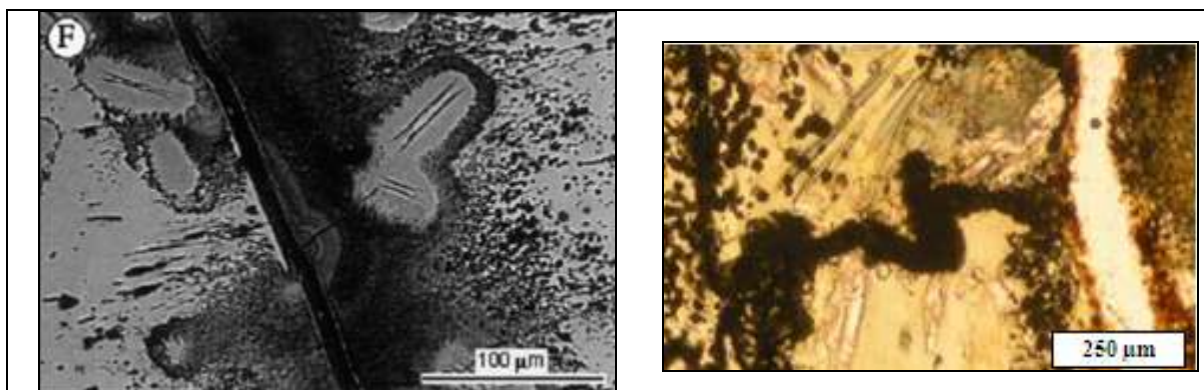


Figura 5-1: Textura biogenerada (gris oscuro) adyacente a una fractura en vidrio fresco (gris claro) en lava almohadillada del pozo 396B de corteza del océano Atlántico, de 10 Ma (muestra 46-396B, 22-2, 41-42 cm microfotografía en SEM), comparada con textura de alteración adyacente de una vetilla tardía del COT, microfotografía con luz transmitida

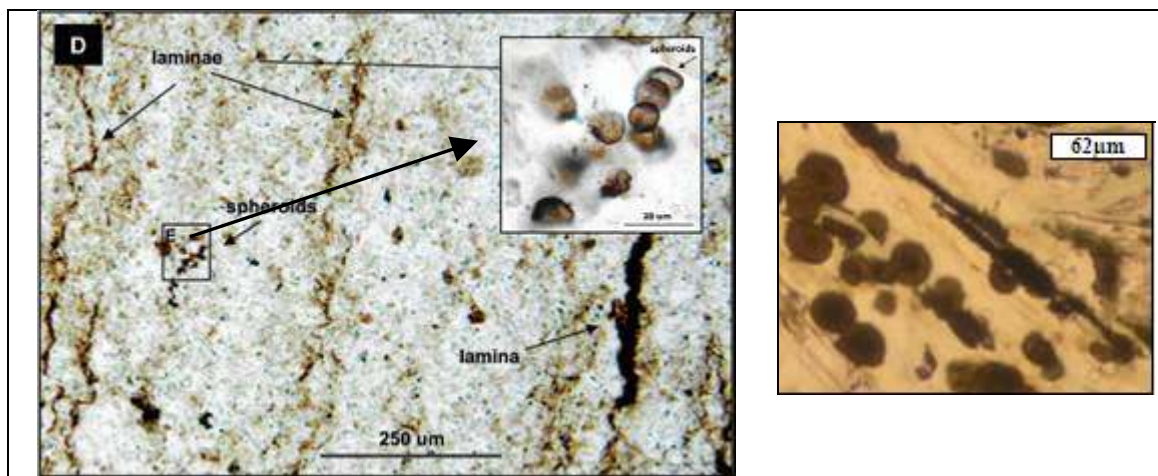


Figura 5-2: Comparación de Microfósiles esféricos y filamentosos asociados a láminas orgánicas en chert de ~ 0.85 Ga de la Formación Bitter Springs de Australia (Dorothy Z. et al., 2006) con textura esférica y en túbulos de titanita de basalto almohadillado del COT, ambas fotos de microscopio con luz transmitida.

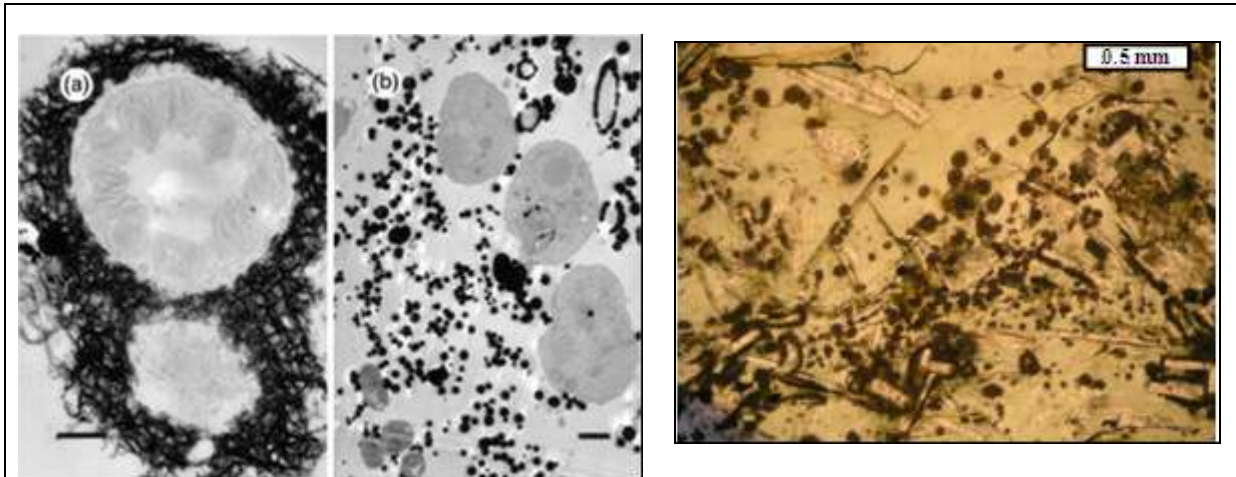


Figura 5-3: Sección ultra delgada de TEM de organismos de fluidos colectados desde Coaxial después de una nueva erupción (a) 0,5 μm (b) 1 μm (Holden y Adams, 2003) comparado a textura de titanita de muestra TN0715A2 de COT

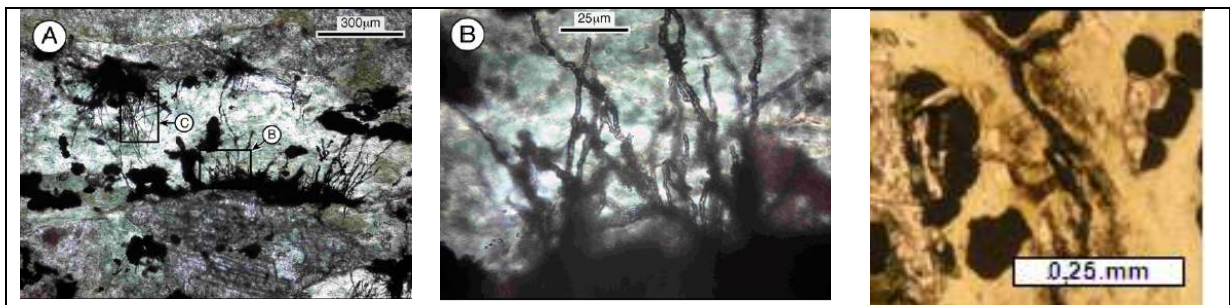


Figura 5-4: Textura tubular rellena de titanita en una matriz de clorita (antes vidrio fresco) en hialoclastitas de interalmohadillas de el Euro Basalt del Supergrupo Pilbara (Furnes et al., 2007), oeste de Australia de 3,52 Ga comparada a textura similar en el COT, rellena de titanita y en una matriz de clorita (observar similitud mineralógica).

5.3. ESTUDIO MEDIANTE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE TRANSMISIÓN (TEM)

Con el objetivo de entender mejor las texturas formadas por los cristales de titanita, se ha realizado un estudio mediante microscopía electrónica de transmisión (TEM, transmission electron microscope).

El laboratorio LabMET, ubicado en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, a

cargo del ingeniero eléctrico Christian Nievas, cuenta con un microscopio de alta resolución (HRTEM) marca FEI modelo Tecnai G2 F20 S-Twin. Tiene un módulo de barrido STEM, que reproduce imágenes de campo claro y campo oscuro y un sistema de espectroscopía y microanálisis por rayos X marca EDAX. La magnificación máxima del microscopio es de 1.050.000 (www.labmet.cl).

5.3.1. Preparación de Muestras

El método de preparación de muestras, es muy minucioso y complicado. Primero se hace un estudio petrográfico usando el microscopio electrónico para elegir y marcar los puntos exactos que se requiere estudiar. Luego se pegan, con el adhesivo La Gotita, al corte transparente (hecho con bálsamo de Canadá) unos discos de cobre de 3 mm de diámetro, con el punto de interés en el centro. Se calienta el corte transparente en una platina, con el objetivo de sacar más fácilmente los discos, ayudándose por un objeto cortante. Se puede maniobrar también con pinzas y palitos delgados como mondadientes.

Así, el disco de cobre lleva consigo la muestra propiamente tal, junto con el bálsamo. Para extraer el bálsamo y hacer que la muestra sea más transparente, se pone el disco sobre la platina con el bálsamo hacia arriba y nuevamente se calienta a temperatura moderada, y se saca el bálsamo con papel mantequilla o una tela.

El disco se coloca en el portamuestra del Ion Mill, que es un rebajador y pulidor iónico. El objetivo de esto, es reducir el grosor de la muestra y crear la suficiente transparencia electrónica para finalmente llevarlo al TEM. El gas de argón se ioniza y se acelera hacia la superficie de la muestra. Todo esto se programa en una computadora y según los parámetros que uno lo ajusta, es el tiempo en que demora en estar lista la muestra. Como promedio, la muestra debe estar 12 horas en el Ion Mill.

La muestra se lleva al TEM, para ser estudiada. Se hace un recorrido de la muestra eligiendo las zonas que son lo suficientemente transparentes para el haz de electrones y que sean de interés para el objetivo del estudio.

5.3.2. Métodos utilizados en el TEM

En este estudio se utilizó la modalidad TEM tradicional de campo claro y campo oscuro, con un alto poder resolutivo instrumental y alto contraste de imagen (Figura 5-5). Las imágenes muestran un área de un agregado policristalino, de microcristales bien formados. Las distintas tonalidades de grises se deben a las diferentes difracciones de cada cristal según su posición. Gracias a esta diferencia en la difracción, es que hay más contraste y se puede observar de mejor forma cada cristal del agregado.

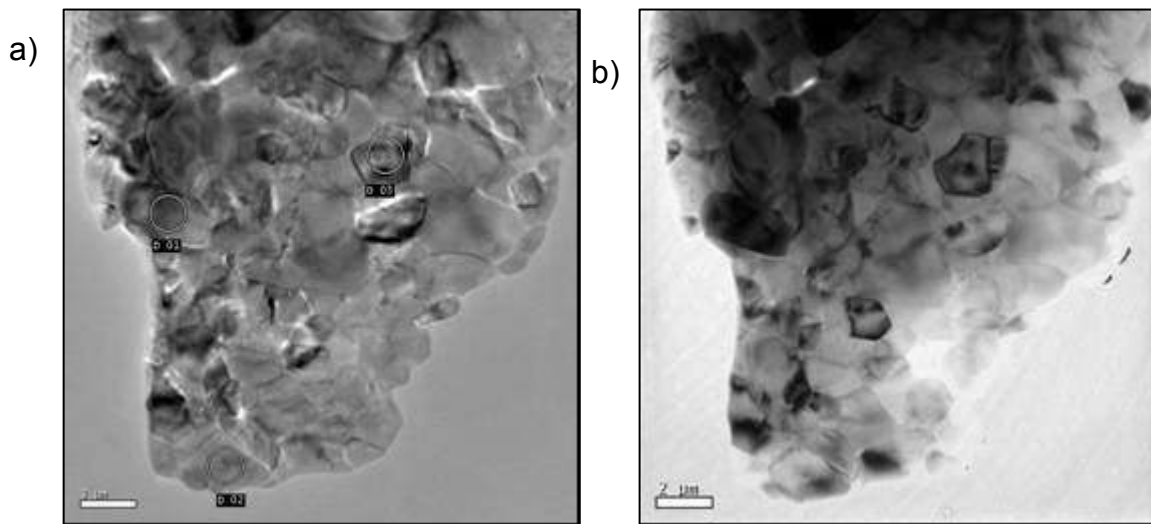


Figura 5-5: a) Imagen TEM tradicional y b) campo claro (BF) de agregados policristalinos (escala 2 μm)

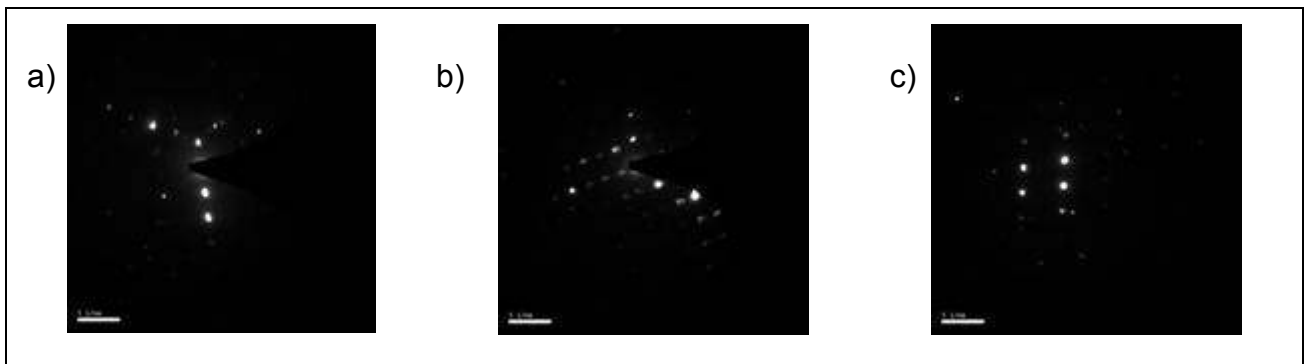


Figura 5-6: a, b y c) patrón de difracción de puntos 01, 02, 03 de Figura 5-5 (escala 5 1/nm)

En los círculos marcados en la Figura 5-5a, se realizó un patrón de difracción (PD) (Figura 5-6), de los cuales, el punto 01 y 02 presentan patrones desordenados, esto significa que hay una mezcla de PD de diferentes cristales, otra prueba de un agregado cristalino. El PD del punto 03, es mucho más geométrico (más ordenado) indicando el PD del cristal que no se mezcla con el resto.

Para comprobar que este agregado cristalino es titanita se realizó un EDX o EDS que es espectroscopía de Rayos X, y sirve para la caracterización química de un elemento en un punto determinado. Esta modalidad se hizo en algunos puntos del agregado policristalino, dando un espectro muy similar en cada uno de ellos y mostrado en la Figura 5-7 en donde los peaks corresponden a O, Si, Ca y Ti, elementos correspondientes al mineral titanita ($\text{CaTi}_2\text{SiO}_5$).

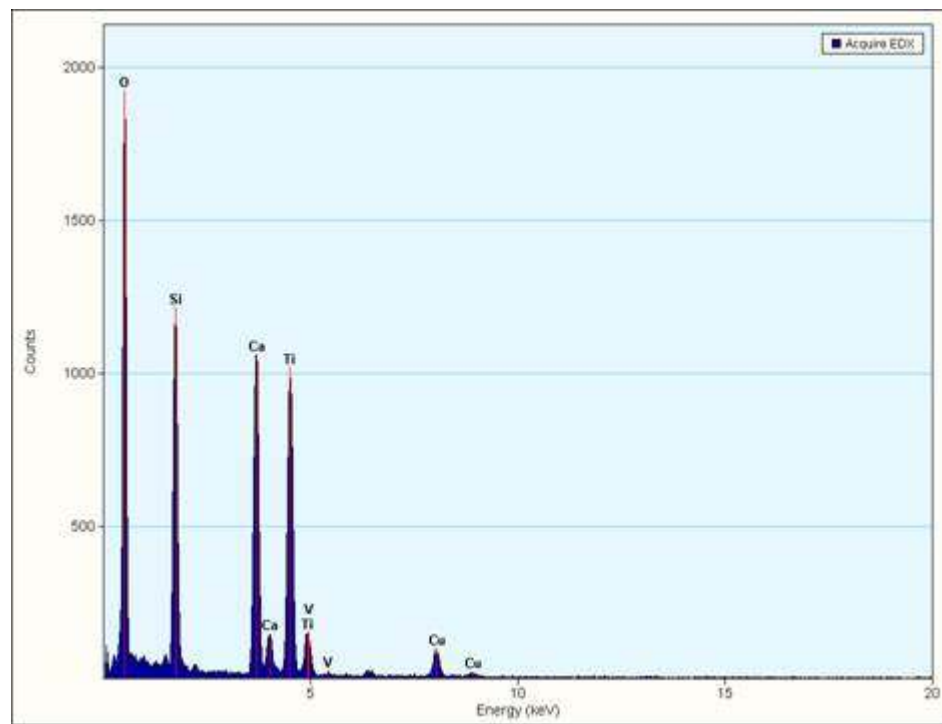


Figura 5-7: espectro de rayos X (EDX). Intensidad de la radiación EM vs su energía

Con el fin de determinar si todo el agregado policristalino corresponde a titanita, se realiza un SAED (selected area electron diffraction) que consiste en la selección de elementos químicos que se buscan dentro de un área de la muestra (en este caso los elementos de titanita), y

entrega una figura en escala de grises (blanco=está; negro=no está). (Figura 5-8).

Para hacer SAED es necesario elegir un área y construir una grilla con la cantidad de puntos para analizar. En este caso la grilla es de 100 puntos de ancho y 50 puntos de largo (5.000 puntos a analizar en toda el área). El TEM entrega imágenes STEM (scanning TEM) de campo claro y campo oscuro, que son imágenes mediante un módulo de barrido (Figura 5-8a). En cada punto se realiza un EDX (Figura 5-8b) y va dibujando el área seleccionada con el EDX para cada elemento. En la Figura 5-8c se muestra el EDX para cada elemento y se observa que la gran mayoría de los microcristales corresponden a titanita, sin embargo, hay unos pocos microcristales que corresponden a otra fase silicatada, pues no contiene Ca ni Ti.

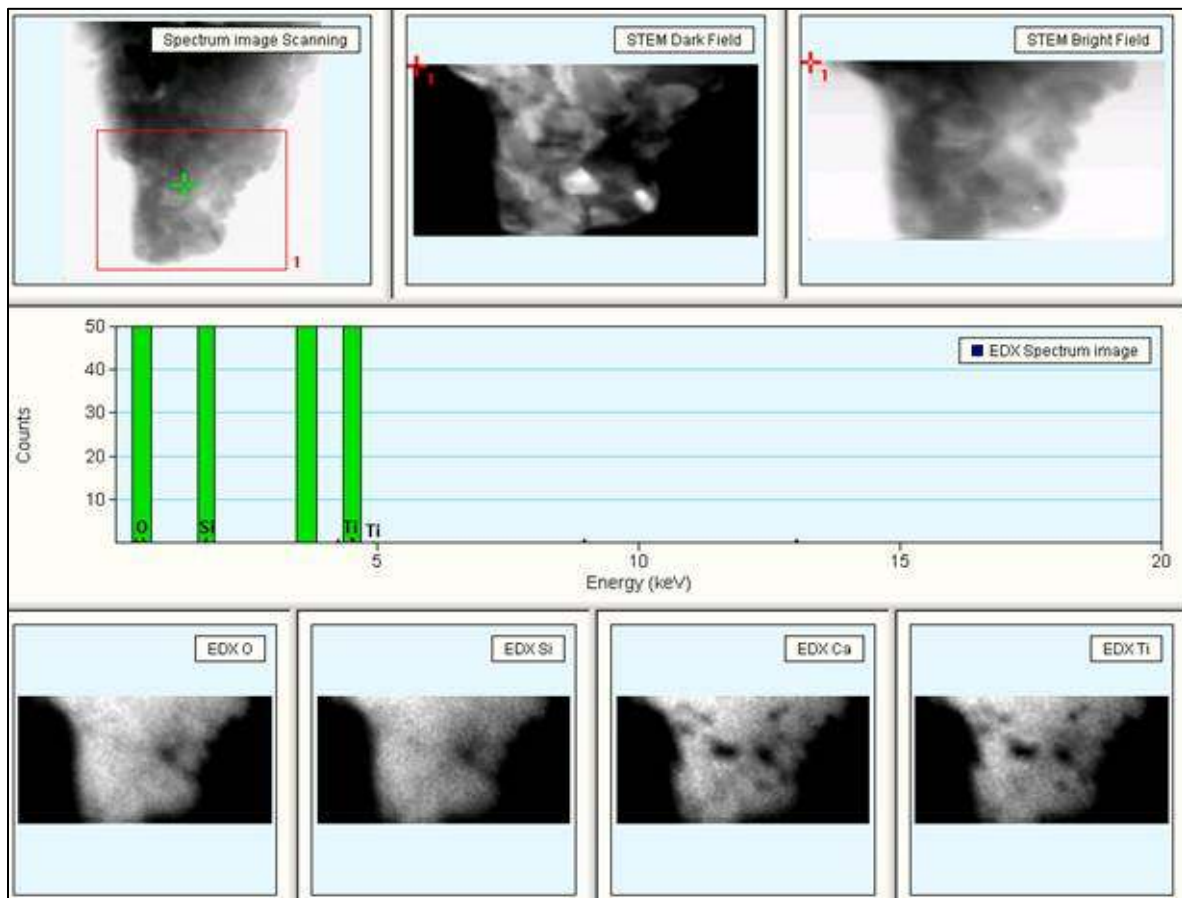


Figura 5-8: a) área seleccionada para SAED e imágenes STEM de campo oscuro (DF) y campo claro (BF) b) espectro EDX para cada punto analizado c) imagen final con el mapa EDX para cada elemento (O, Si, Ca, Ti)

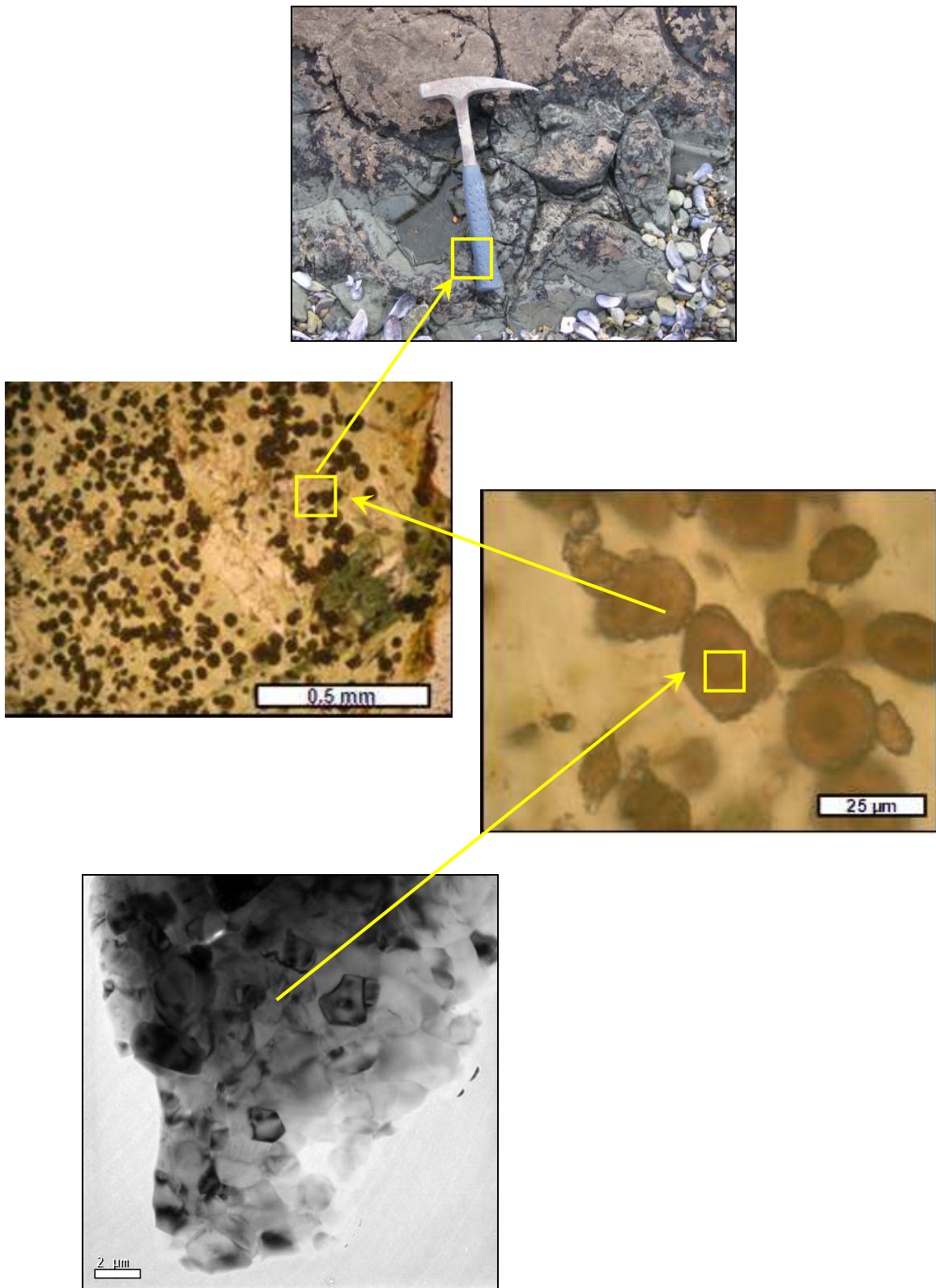


Figura 5-9: Esquema de imágenes exponiendo la progresión de muestreo para el estudio de basalto almohadillado TN0715A2

5.4. GEOCROLOGÍA EN TITANITA

5.4.1. Marco Teórico

Titanita, es una abundante fase accesoria ígnea, metamórfica y de ambiente hidrotermal. Incorpora cantidades apreciables de U en su red cristalina (10 a ≥ 100 ppm) y tiene una alta temperatura de cierre para el sistema U-Pb de 650 – 700° C. Estas características la hacen atractiva para geocronometría en U – Pb. Desafortunadamente, la titanita también incorpora Pb en su red cristalina durante la cristalización, así los datos U – Pb requieren un cuidadoso cálculo de la composición y proporción del Pb común inicial para hacer una corrección precisa y exacta (Storey, et al. 2006).

Titanita ocurre comúnmente en metabasitas sobre un amplio rango de condiciones metamórficas. Es la principal fase relacionada al Ti en rocas máficas débilmente metamorfoseadas. Titanita puede ser usada para datar la edad de metamorfismo, si uno puede probar que el mineral creció durante el evento metamórfico. (Frost, et al. 2000).

El método de datación por espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo multi-colector por utilización de ablación por láser (LA-MC-ICP-MS) es una técnica de datación relativamente nueva, además de ventajosa, pues permite datar minerales accesorios en sección petrográfica delgada, in situ, a una alta resolución espacial (20 - 100 μm). Con esto se reduce el tiempo de preparación y análisis de la muestra. Respecto a otras técnicas geocronológicas, es un método barato en cuanto a costos y el análisis tarda del orden de varios minutos (Simonetti, et al 2005, 2006).

Los análisis de datación en titanita, en este trabajo, fueron adquiridos usando un Nu Plasma MC-ICP-MS (Nu Instruments, UK) unido a una frecuencia quintuplo ($\lambda=213$ nm) Nd: YAG sistema de ablación de láser. El instrumento se encuentra en el Departamento de Ciencias Atmosféricas y de la Tierra de la Universidad de Alberta, Canadá, y los datos son adquiridos por el Dr. Antonio Simonetti. El protocolo de análisis para esta muestra se encuentra disponible en

Simonetti et al., 2005, 2006, en donde se explican los estándares usados y la corrección de errores.

5.4.2. Datación en Titanita TN0715A2

Se enviaron dos muestras de corte pulido en sección delgada para datación, pero por el tamaño de los cristales de titanita (debe ser mayor a 40 μm), solo se logró concretar la edad de la muestra TN0715A2. Se hizo el análisis de 16 puntos (o granos) en la muestra con un pit de diámetro 40 μm . Los análisis entregan dos gráficos:

1. Diagrama de Tera-Wasserburg (Figura 5-10) indica que los cristales de titanita tienen un Pb común (intersección eje $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) de 0,847071415. La concentración de los elipses de error (2σ) más cercano al eje $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, indica que las muestras presentan una mayor cantidad de Pb común que de Pb radiogénico $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. La intersección de la recta con la línea de la concordia, arroja una edad de 118 ± 11 Ma, sin incluir la corrección por Pb común.

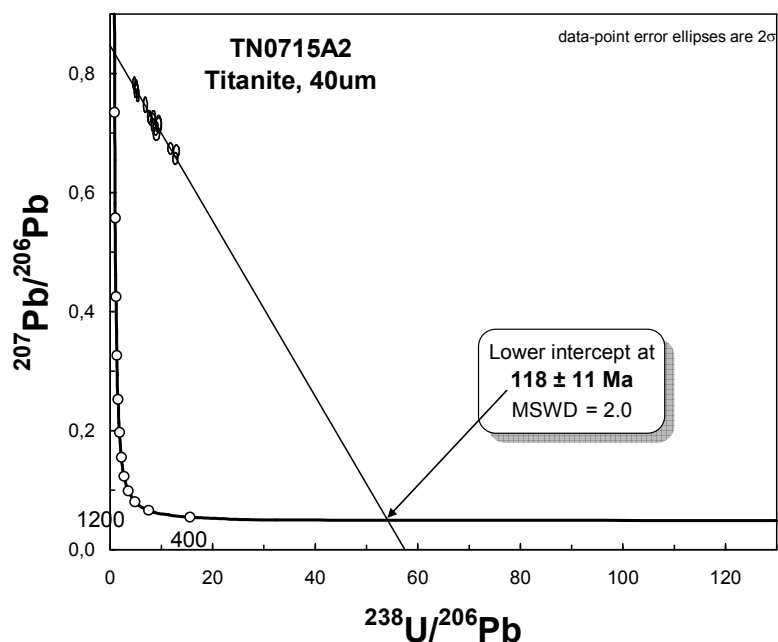


Figura 5-10 : Diagrama Tera-Wasserburg para granos de titanita de muestra TN0715A-2, con elipses de error 2σ

2. Gráfico de promedio en peso de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Figura 5-11). Incluye el error por Pb común contenido en las titanitas, y entrega los valores válidos para la edad U-Pb. Estableciendo el valor por Pb común (ver Williams, 1998), y utilizando las ecuaciones U – Th – Pb (Compston et al, 1984) para el cálculo de la edad, se obtiene la edad promedio de los 16 granos de titanita, en 118.3 ± 3.5 Ma.

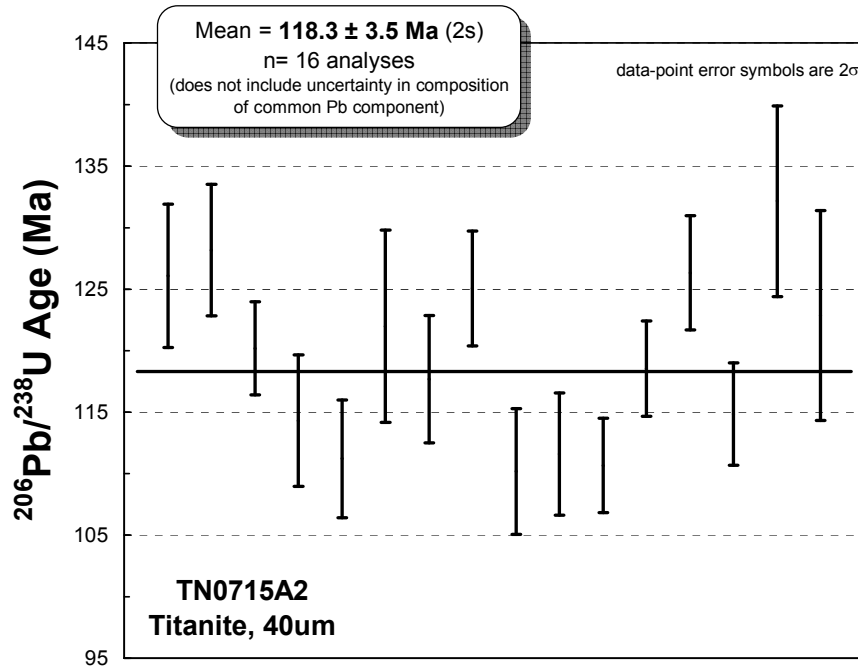


Figura 5-11: Gráfico de promedio en peso de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

5.5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Rocas basálticas almohadilladas del COT, exhiben texturas típicas de bioalteración de corteza oceánica. Estas son comparables a texturas biogénicas observadas en corteza continental actual y en complejos ofiolíticos donde hay evidencias de bioalteración.

La ubicación de estas texturas (borde de basalto almohadillado), la precipitación de minerales autigénicos en agregados, principalmente consistentes de titanita criptocrystalina de forma granular y tubular, y la apariencia de un “núcleo” dentro de cada gránulo, hace pensar que en los basaltos del COT existió vida micróbica.

Sin embargo, el carácter biogénico del COT es cuestionable. Para concluir categóricamente evidencias de microorganismos en corteza oceánica, es necesario comprobar que la textura tipo microbiana presente altas concentraciones de elementos relacionados a la vida como K, P, C, N y S. Además debe presentar valores de ^{13}C deprimidos con respecto a valores típicos de basaltos oceánicos no alterados. Los requisitos anteriores junto con evidencias de texturas típicas microbiales son necesarios para concluir la bioalteración de basaltos del COT.

La datación de estas titanitas metamórficas, entrega una edad de 118.3 ± 3.5 Ma, que representa una edad mínima para las rocas del COT y la edad de metamorfismo hidrotermal. Dataciones de la CRV, en plagiogranitos de los complejos Sarmiento y Larsen Harbour revelan el volcanismo y expansión de esta cuenca es entre 152 – 142 Ma, esto es 20-30 Ma más antigua que la edad entregada en esta investigación.

Estudios de minerales autigénicos de la Ofiolita Troodos en Chipre (Furnes et al., 2001) revelan cuatro estados de alteración durante el metamorfismo hidrotermal. Los estados 1 – 3 representan alteración in-situ y comienza con la formación de la corteza oceánica en Troodos (ca. 90 Ma) y continúa por al menos 20 Ma. Esto podría ser comparable con la edad de alteración del COT, y representar el intervalo de tiempo entre el magmatismo y el metamorfismo.

La edad de 118.3 ± 3.5 Ma para el metamorfismo del COT es coincidente con otras edades relacionadas a la historia geológica del COT. Dataciones en la Formación Hardy de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de una riolita entrega una edad plateau de 107.9 ± 0.7 Ma, Albiano (Miller et al., 1994). Análisis isotópicos de zircón de una riolita en la misma formación, presenta una intercepta inferior de 120 Ma (Hanson et al., 1989). La edad de 118.3 Ma del COT, traslapa también con el comienzo de la orogenia Andina entre 119 – 97 Ma (Aptiano - Albiano) que ocurre como consecuencia de la apertura del Océano Atlántico a los 130 Ma.

Según estos datos, y a modo de conclusión, el COT es probable que se haya formado al mismo tiempo que otros complejos ofiolíticos pertenecientes a la CRV, por lo cual el COT estaría genéticamente relacionado a ellos. Además, el COT habría experimentado metamorfismo de fondo oceánico durante la apertura del Atlántico y en conjunto con la actividad volcánica del “arco” asociado a la Formación Hardy y antes y/o durante la orogenia Andina.

CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA

6.1. GENERALIDADES

Se analizaron geoquímicamente por elementos mayores (EM) y elementos trazas (ET) quince rocas de diferentes niveles pseudoestratigráficos del Complejo Ofiolítico Tortuga (COT) y dos muestras de basalto de la Formación Yahgán (FY) (Figura 6-1). Los datos se encuentran disponibles en el Anexo 2.

La preparación de las muestras (polvo de roca), se hizo en el laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por el señor Juan Vargas. Los análisis de Elementos Mayores, Elementos Traza y Tierras Raras, se hicieron en el laboratorio Plasma por Acoplamiento Inductivo - Espectrofotómetro de Emisión (ICP-AES) Perkin Elmer, Secuencial P400, 1991 perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de Chile y a cargo del señor Jaime Martínez. Los análisis de los elementos traza Nb-Ta-Th se hicieron en el laboratorio Plasma por Acoplamiento Inductivo – Espectrómetro de Masa (ICP-MS) del SERNAGEOMIN, a cargo del señor Felipe Llona.

Las muestras analizadas incluyen:

TN0706	Basalto (COT)	TN0722F	Gabro (COT)
TN0716	Diabasa (COT)	TN0723B	Gabro (COT)
TN0717	Diabasa (COT)	TN0725E	Gabro de olivino (COT)
TN0713C	Lamprófido (COT)	TN0725G	Gabro de ortopiroxeno y olivino
TN0722B	Lamprófido (COT)	TN0725H	Gabro (COT)
TN0725C	Dique máfico (COT)	TN0726A1	Gabro de olivino (COT)
TN0722E	Dique máfico (COT)	TN0728B	Basalto Yahgán (FY)
TN0726B1	Dique diabásico (COT)	TN0728E	Basalto Yahgán (FY)
TN0722A	Troctolita de clinopiroxeno (COT)		

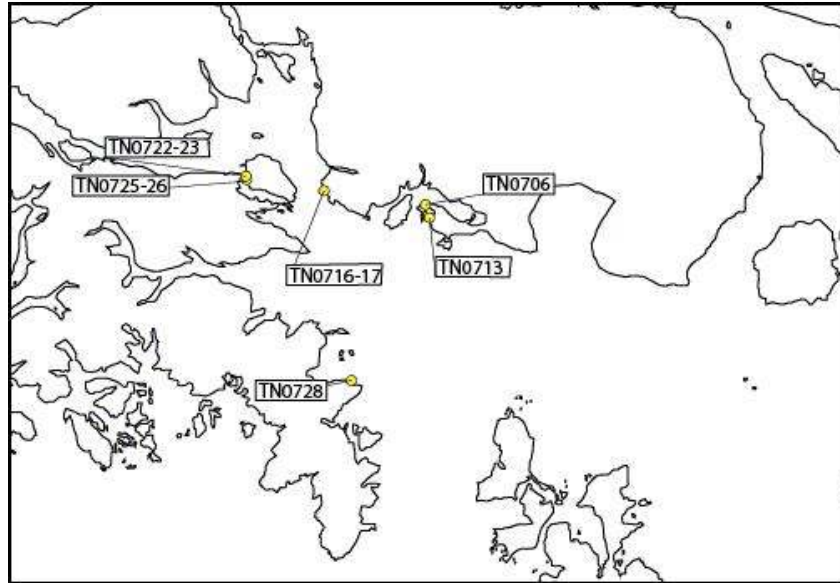


Figura 6-1: Mapa de ubicación de muestras analizadas geoquímicamente por EM y ET de roca total

6.2. ANTECEDENTES GEOQUÍMICOS DEL COT

Diversos análisis fueron realizados por Suárez (1977) utilizando los elementos Ti, Zr, Y y Cr. La mayor parte de las muestras analizadas, caen en el campo de basaltos oceánicos, sugiriendo un origen a lo largo de una dorsal en expansión. Análisis de Sr y K, entregan un ambiente geotectónico de basaltos de fondo oceánico y de basaltos de arco de islas en la mayoría de las muestras. En comparación con otras toleítas abisales, las rocas del COT, están deprimidas en Ni y están enriquecidas en algunos elementos incompatibles como en Ba, Sr, La, Ce y levemente en K y Rb. Además tienen una menor razón de Nb/Y, K/Rb y K/Ba y razones mayores de Ba/Sr, Ba/Rb y La/Y que las toleítas oceánicas típicas. Suárez (1977) postula que el complejo Tortuga, se formó sobre un manto subcontinental posiblemente diferente del suboceánico más frecuentemente reciclado y debajo de una cadena volcánica asociada a procesos de subducción.

Stern (1979) estudió los diques basálticos dentro de las ofiolitas perteneciente a la cuenca de

Rocas Verdes, y observó que cada complejo exhibe patrones de diferenciación toleítica. En basaltos del Complejo Tortuga, elementos incompatibles (Zr, Y, REE) incrementan en abundancia más rápidamente con el incremento de FeO*/MgO que en el Complejo Sarmiento. Stern postula que este rápido incremento de elementos incompatibles relativo a FeO*/MgO en el COT es mejor modelado por fraccionamiento dentro de una cámara magmática abierta, rellena gradualmente con nuevas acumulaciones de magma no diferenciado. El COS es mejor modelado por una cámara magmática rellena un número limitado de veces por un volumen de magma no diferenciado el cual es continuamente decreciente, y seguido por una última entrada de nuevo magma parental, lo que causa el fraccionamiento de un sistema cerrado con la formación de ferro-basaltos, islanditas y diferenciados silíceos.

Elthon y Scarfe (1984) estudian diques de alto MgO que se presentan cortando los gabros inferiores y el nivel de las diabasas masivas en el COT. Son de composición similar a líquidos derivados por alto grado de fusión parcial del manto lertzolítico (25-30%) a 20 kbar de presión. Los diques contienen fenocristales de espinela picotita altamente aluminosos consistente con la formación a alta presión. Estos autores interpretan estos diques como magmas parentales derivados del manto desde los cuales se formaron los basaltos más evolucionados.

Miller et al. (1994) con el objetivo de estudiar la transición entre el arco y la cuenca marginal en Península Hardy, hacen el análisis geoquímico de rocas basálticas pertenecientes al arco (Formación Hardy), y a la cuenca marginal (Formación Yahgán). Los basaltos del arco y algunos de la cuenca marginal muestran enriquecimiento en LILE y LREE y depresión en HFSE. Otros basaltos de la cuenca marginal están deprimidos en LREE y muestran pequeñas depresiones en HFSE. Reconocen en la cuenca, basaltos con afinidades calcoalcalinas y toleíticas, donde asocian su erupción con cambios temporales en la evolución de la cuenca marginal. Datos geoquímicos son consistentes con el origen de todos los basaltos desde una fuente mantélica que es una mezcla de un manto tipo MORB con proporciones variables de un componente relativo a subducción.

Stern y de Wit (2003) confirman un manto deprimido producto de la extracción de sucesivos fundidos durante la formación del suelo máfico, como fuente para el COT. Los autores se basan en razones de $(La/Yb)_n < 1$ para basaltos, y razones isotópicas de Sr y Nd tipo MORB en plagioclasa y piroxeno de gabros acumulados y diques.

6.3. CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES

Todas las rocas presentan un rango entre 42.3 y 48.4 wt% de SiO₂ por lo que se clasifican de composición basáltica. Según el diagrama TAS de Le Bas (1986, no mostrado) las muestras de basaltos y diques del COT y Fm. Yahgán corresponden a basaltos y picrobasaltos. Sin embargo, esta clasificación no es adecuada para rocas oceánicas que han experimentado metamorfismo de fondo oceánico, por la alta movilidad del álcalis durante la alteración. En el diagrama de clasificación de rocas volcánicas de Winchester y Floyd, (1977, Figura 6-2), basado en elementos menos móviles y poco afectados por la alteración, las muestras corresponden a basaltos subalcalinos y de afinidad toleítica, según la división en series toleítica, transicional y alcalina propuesta por Pearce (1982) sobre la base de la razón Nb/Y.

Por último, en el diagrama TiO₂ vs Zr/P₂O₅ de Winchester y Floyd (1975, Figura 6-3) todas las muestras tienen una afinidad toleítica, excepto el dique basáltico TN0722E y el lamprófidio TN0722B, los cuales se encuentran en la transición. La ventaja de este diagrama, es que Ti, Zr y P₂O₅ están mejor determinados en basaltos que los elementos Y y Nb.

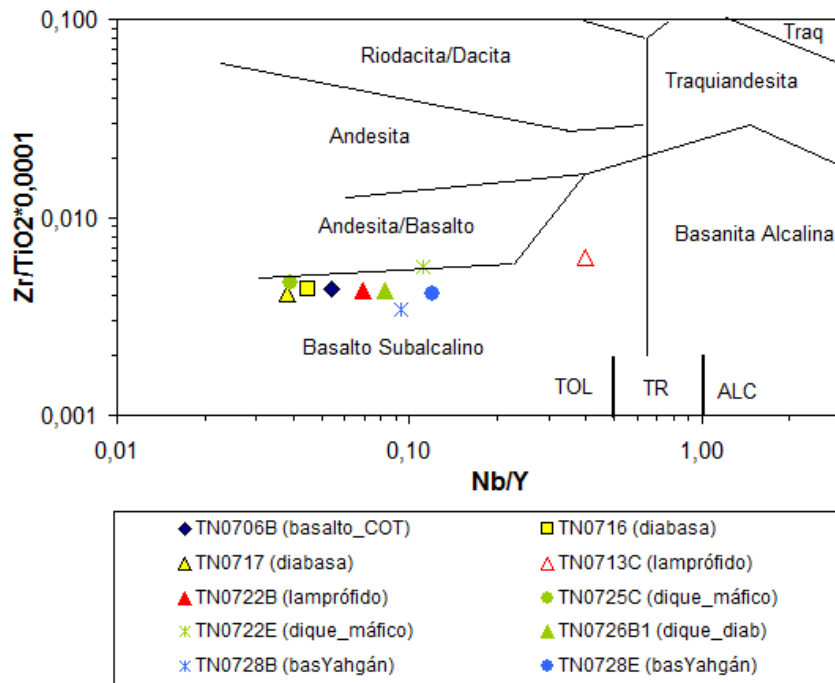
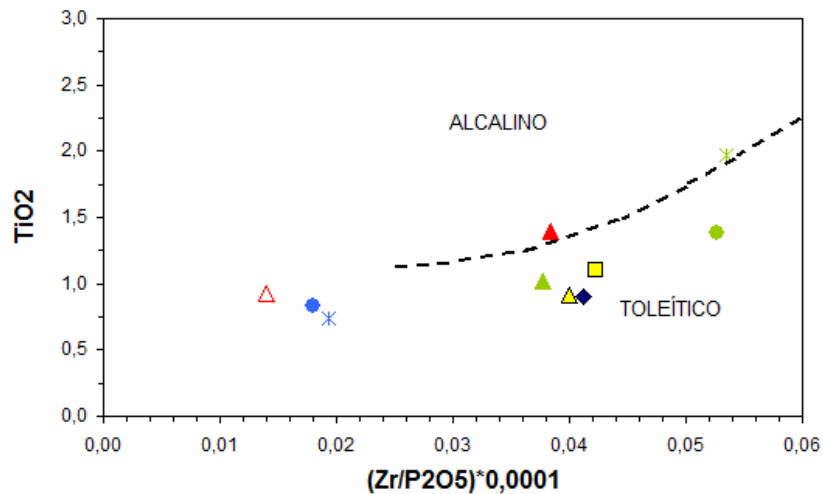


Figura 6-2: Diagrama de clasificación de rocas volcánicas de Winchester y Floyd (1977) basado en elementos trazas. El límite entre las series toleítica (TOL), transicional (TR) y alcalina (ALC) corresponde a Pearce (1982)



◆ TN0706B (basalto_COT)	■ TN0716 (diabasa)	▲ TN0717 (diabasa)
△ TN0713C (lamprófido)	▲ TN0722B (lamprófido)	● TN0725C (dique_máfico)
* TN0722E (dique_máfico)	▲ TN0726B1 (dique_diab)	* TN0728B (basYahgán)
● TN0728E (basYahgán)		

Figura 6-3: Diagrama de Clasificación de Winchester y Floyd (1975).

Simbología como en Figura 6-2

6.4. DIAGRAMAS DE VARIACIÓN

Los elementos mayores han sido normalizados al 100% sobre una base anhidra. Los diagramas de variación de abundancia de óxidos y elementos traza, han sido analizados usando Zr como índice de diferenciación, por ser un elemento altamente incompatible en magmas máficos. Los elementos alcalinos (K_2O y Na_2O) son generalmente móviles durante la alteración, por lo que no son considerados para la clasificación del COT. El número de magnesio ($Mg\# = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+})$) en las rocas del COT (basalto COT, diabasas y gabros) varía entre 81.7 y 91.4, valores que indican la poca diferenciación de estas rocas. El lamprófido TN0713C presenta el valor más bajo de las rocas del COT, ($Mg\# = 70.4$), mientras que el lamprófido TN0722B tiene un valor de 90.6. El valor del $Mg\#$ para los diques máficos TN0725C y TN0722E es de 71.2 y 77.5 respectivamente y del dique diabásico TN0726B es de 89.4. Los valores de $Mg\#$ para los basaltos de la Formación Yahgán son muy distintos, siendo de 78.0 para TN0728B y de 31.8 para TN0728E.

De forma general, se observa en los diagramas de la Figura 6-4, que los valores de algunos óxidos y elementos en los gabros son muy variables. Los gabros TN0722A y TN0725E son los que presentan los mayores valores de MgO, Ni y FeO* ($\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0,899 \text{Fe}_2\text{O}_3$) y los valores más bajos de Cr, CaO y Al_2O_3 , siendo estos gabros los que presentan un mayor contenido modal de olivino y de forma subordinada clinopiroxeno. El caso contrario ocurre con los gabros TN0722F, TN0723B y TN0725GL que representan el otro extremo en cuanto a los contenidos de estos óxidos y elementos, los cuales se componen principalmente de plagioclasa y clinopiroxeno.

Los diagramas de variación de la Figura 6-4 muestran patrones típicos de cristalización fraccionada para las rocas del COT (basalto COT, diabasas y gabros). El decrecimiento del MgO con el incremento del Zr indica que hubo fraccionamiento de olivino y piroxeno. El decrecimiento de CaO, indica que plagioclasa y piroxeno han sido removidos. El incremento de FeO* con el incremento de Zr, indica que no hubo cristalización de óxidos de Fe y Ti. Así mismo, hay altos valores de Cr (en general entre 200 y 600 ppm aproximadamente) el cual presenta una correlación negativa con Zr, lo que refleja el fraccionamiento de piroxeno. El contenido de Ni (en general entre 100 y 300 ppm aproximadamente) disminuye cuando aumenta el contenido de Zr, lo que indica que hubo fraccionamiento de olivino.

En el gráfico Ti vs Zr, se observa una buena correlación entre estos elementos. Esto es típico de los magmas toleíticos, los cuales están caracterizados por un incremento de Ti durante las etapas tempranas de diferenciación, reflejando el fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y \pm plagioclasa. El contenido de Ti decrece durante las etapas más tardías de diferenciación, cuando comienza a cristalizar magnetita. Este patrón no se aprecia en el gráfico, por lo que se infiere una etapa de diferenciación temprana para el COT. Así mismo, el incremento de Zr se correlaciona positivamente con Y y en menor grado con P_2O_5 y el contenido de Tierras Raras (Anexo 2). Esto es por la incompatibilidad de estos elementos, los cuales se inclinan hacia fases líquidas basálticas. En general, se observa de los gráficos que los gabros presentan valores muy bajos de Ti, FeO*/Mg, Y y Zr, indicando que estas rocas son cumulos magmáticos (así mismo sugiriendo la baja cantidad de líquido intercúmulo en los gabros).

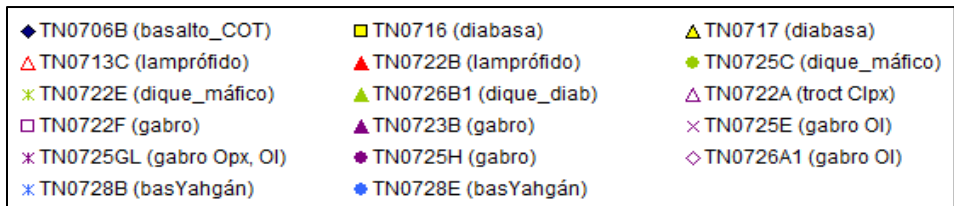
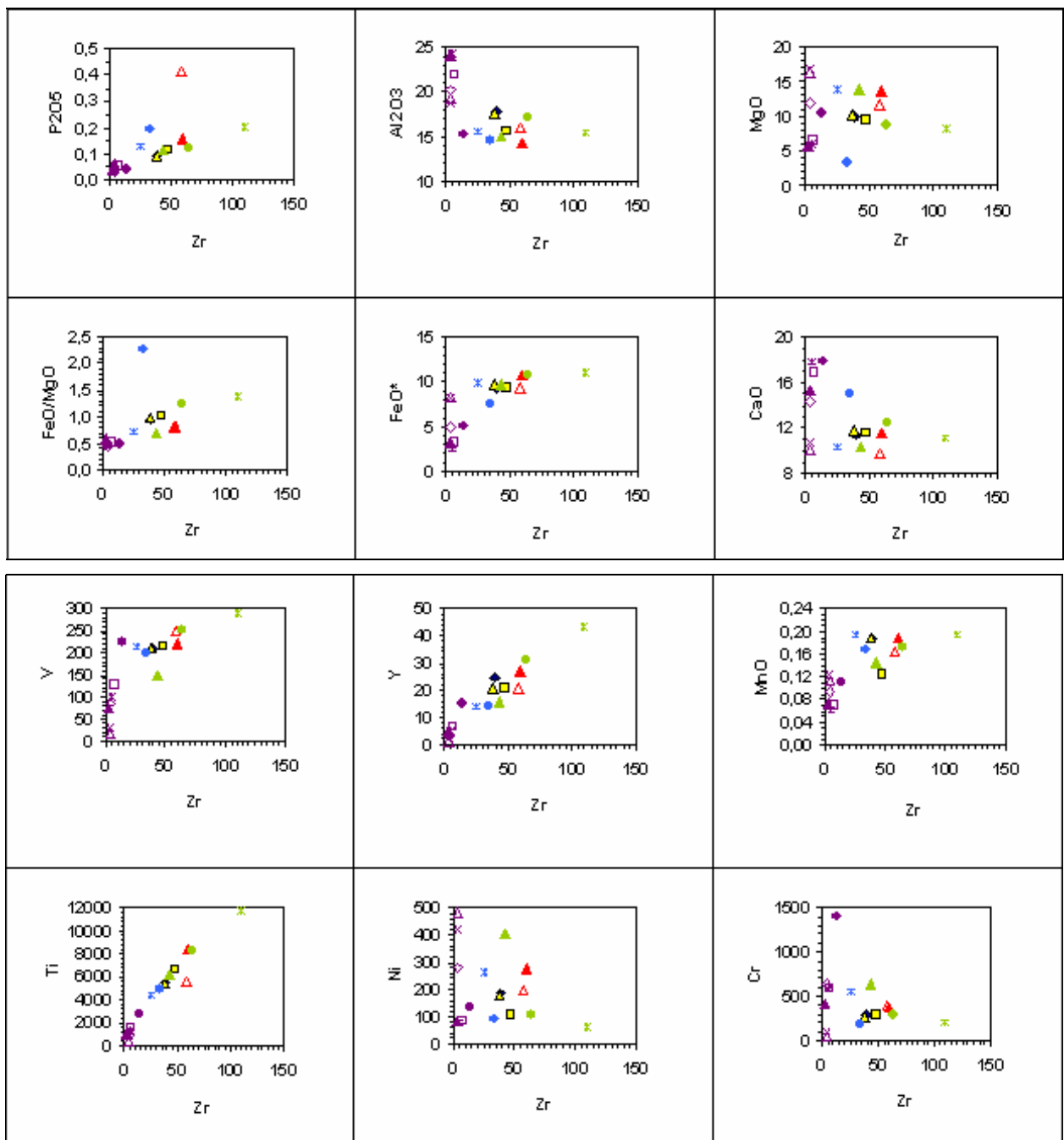


Figura 6-4: Diagramas de Variación de Elementos Mayores y Trazas vs Zr.

6.5. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA

En una roca basáltica, la abundancia de elementos traza depende de varios factores. Estos son: 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 durante este proceso de fraccionamiento.

Muchas de las muestras estudiadas en este trabajo, están afectadas por metamorfismo hidrotermal y/o alteración. Sin embargo, muchos autores (e.g. Beccaluva et al. 1979; Pearce y Norry 1979) 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 y pueden ser utilizados para describir las características geoquímicas primarias de rocas ofiolíticas.

En esta sección se presentan los patrones de Tierras Raras de las distintas unidades del COT, diagramas multielementales y razones de elementos trazas con el fin de discutir su significado petrogenético.

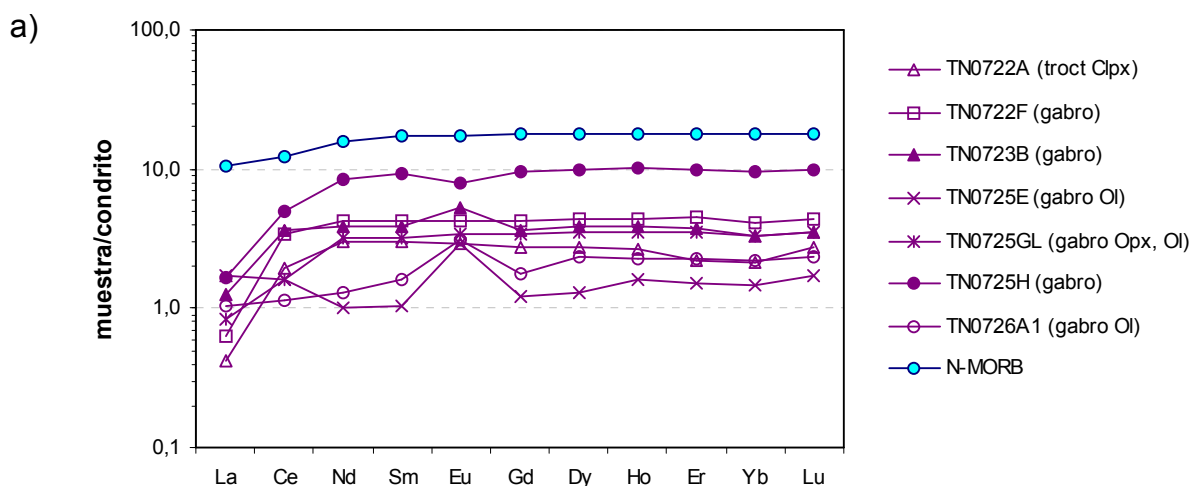
6.5.1. Patrón de Tierras Raras

El patrón de elementos de Tierras Raras (REE, *Rare Earth Elements*) está normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1989). En general, los contenidos de REE (Σ REE) varían desde 5.5 a 124.4 ppm, presentando los valores más bajos los gabros, con valores desde 5.5 a 17.8 ppm. Las diabasas, el basalto COT y los basaltos de la Formación Yahgán presentan contenidos de REE entre 31.4 y 37.1 ppm. Los diques máficos TN0725C y TN0722E tienen 47.1 y 64.5 ppm, el dique diabásico tiene 28.3 ppm y los lamprófidos TN0713C y TN0722B presentan valores de 124 y 43 ppm respectivamente.

El patrón de Tierras Raras es paralelo en todas las muestras de gabros (Figura 6-5a). Se observa una fuerte anomalía para las tierras raras livianas (LREE, *Light Rare Earth Elements*), especialmente para el La y Ce. Las tierras raras pesadas (HREE, *High Rare Earth Elements*)

se presentan bastante constantes. En cuanto a la anomalía de Eu, esta es variable dependiendo de la muestra. Los gabros TN0725GL, 25E y 23B tienen una anomalía positiva para Eu, los gabros TN0722A, 25GL y 22F no presentan anomalía mientras que el gabo TN0725H presenta una pequeña anomalía negativa para este elemento. Esta variabilidad para el Eu refleja que la cristalización fraccionada de la plagioclasa no es tan clara, presentándose como acumulada (anomalía positiva), como una cristalización en equilibrio con el fundido (sin anomalía) o fraccionándose (anomalía negativa) dentro de la cámara magmática. Además, otra característica importante es que los gabros con anomalías positiva en Eu poseen valores de $La_N \geq 1$, y los que no presentan anomalía presentan valores de $La_N < 1$.

El basalto TN0706B y las diabasas TN0717 y TN0716 (Figura 6-5b) tienen patrones muy semejantes a N-MORB, presentando un leve enriquecimiento de HREE con respecto a LREE. Los basaltos de la formación Yahgán presentan un enriquecimiento de LREE respecto a HREE. El lamprófido TN0713C es el que experimenta mayor variación entre HREE y LREE, encontrándose las LREE altamente enriquecidas y las HREE altamente empobrecidas (Figura 6-5c). El dique máfico TN0722E presenta un leve enriquecimiento de LREE respecto a HREE. El lamprófido TN0722B y el dique máfico TN0725C presentan patrones similares a N-MORB. El dique diabásico presenta un leve enriquecimiento de las tierras raras medianas (MREE) respecto a LREE y HREE.



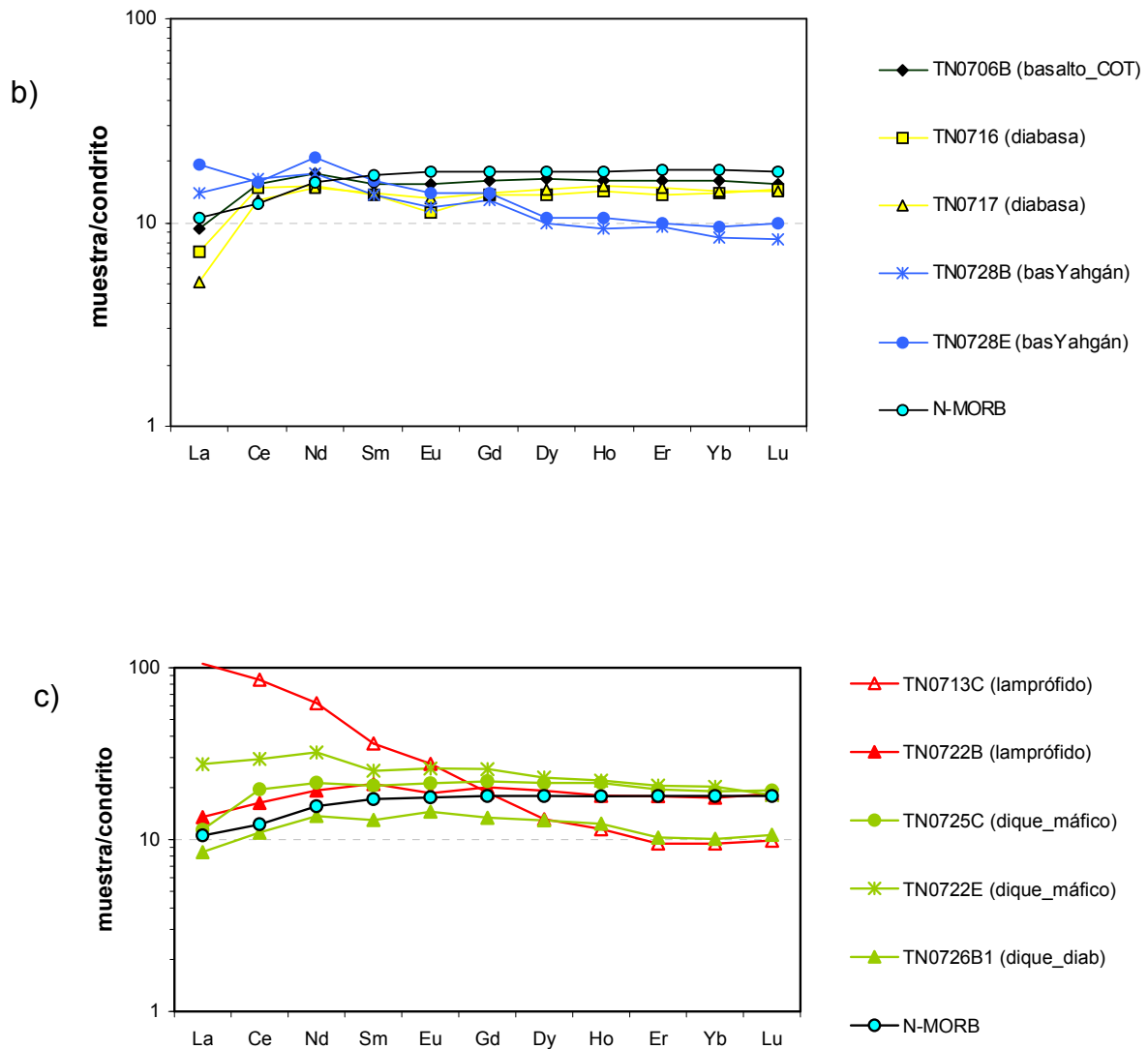


Figura 6-5: Patrón de Tierras Raras para muestras de a) gabros del COT, b) basaltos y diabasas del COT y Formación Yahgán y c) diques máficos, lamprófidos y dique diabásico del COT, todos comparados al patrón de REE de N-MORB

6.5.2. Diagramas Multielementales

Los diagramas multielementales están normalizados a N-MORB (Sun y McDonough, 1989). Los gabros presentan valores muy deprimidos en los elementos siendo para la mayoría menor que N-MORB (Figura 6-6a). Son los que presentan el mayor contraste y están fuertemente deprimidos en HFSE (*High Field Strength Element*) como Nb, La, Zr y en menor grado Ti. En el

caso de gabro TN0722A esta fuertemente deprimido en Y. Las anomalías positivas respecto al Cr son variables, pero algunos gabros presentan un fuerte enriquecimiento en este elemento, asociado a la presencia de piroxeno. Los valores para los LILE (*Large Ion Lithophile Element*) Sr, K y Ba son similares o menores a N-MORB.

Con respecto al Ta y Th, no se puede concluir mucho al respecto para la unidad de los gabros, debido a que el límite de detección del método utilizado en la medición de estos elementos es 0.05 ppm, por lo cual se asume una cantidad de 0.04 ppm para las muestras con concentraciones menores a ésta (ver anexo 2). Así mismo, el límite de detección para el Nb es de 0.1 ppm y para las muestras con menores concentraciones se aproximó a 0.09 ppm. Por lo tanto, no se sabe con exactitud los valores de la razón de estos elementos al normalizarlos a N-MORB pudiendo ser aún menores. Por esto no se hace un análisis de estos elementos en los gabros, ya que todos presentan valores que no están bien determinados.

Se observa un enriquecimiento de LILE (Sr, K, Ba) respecto a HFSE (Y, Zr, Ti, Nb, Ta), en las muestras del basalto del COT, basaltos de la Fm. Yahgán y la diabasa TN0717 (Figura 6-6b). La diabasa TN0716 no muestra este patrón, el cual podría reflejar la movilidad de estos elementos durante la alteración (ver anexo 1). Las muestras de los basaltos de Yahgán y la diabasa TN0716 presentan un enriquecimiento de Th, respecto a N-MORB, y una depresión para Ta y Nb. El basalto del COT y la diabasa TN0717 también presentan una depresión en Ta y Nb respecto a N-MORB. El enriquecimiento de LILE y Th junto con la depresión de Nb y Ta para muestras de basaltos de Yahgán y diabasa TN0716, permiten concluir preliminarmente, que la fuente mantélica para estas muestras presenta un grado de influencia de fluidos de una placa subductante, ya que estas características son típicas de magmas de arco (Pearce, 1984). Esta afirmación no es concluyente para el basalto del COT y diabasa TN0717, por no presentar un enriquecimiento en Th respecto a N-MORB.

El lamprófidio TN0713C presenta los más altos contenidos en elementos trazas, con altos valores en LILE y un fuerte enriquecimiento en Th, respecto a Ta y Nb (Figura 6-6c). Estas características son notablemente distintas para el lamprófidio TN0722B, lo cual revela una fuente distinta para ambas muestras. Los diagramas multielementales de los diques TN0725C (máfico), TN0726B1 (diabásico) y TN0722B (lamprófidio) muestran similitudes en la forma de sus curvas y una leve depresión en HFSE. El dique máfico TN0722E presenta mayores valores de elementos trazas que los diques anteriores y un enriquecimiento de Th, respecto al Ta y Nb.

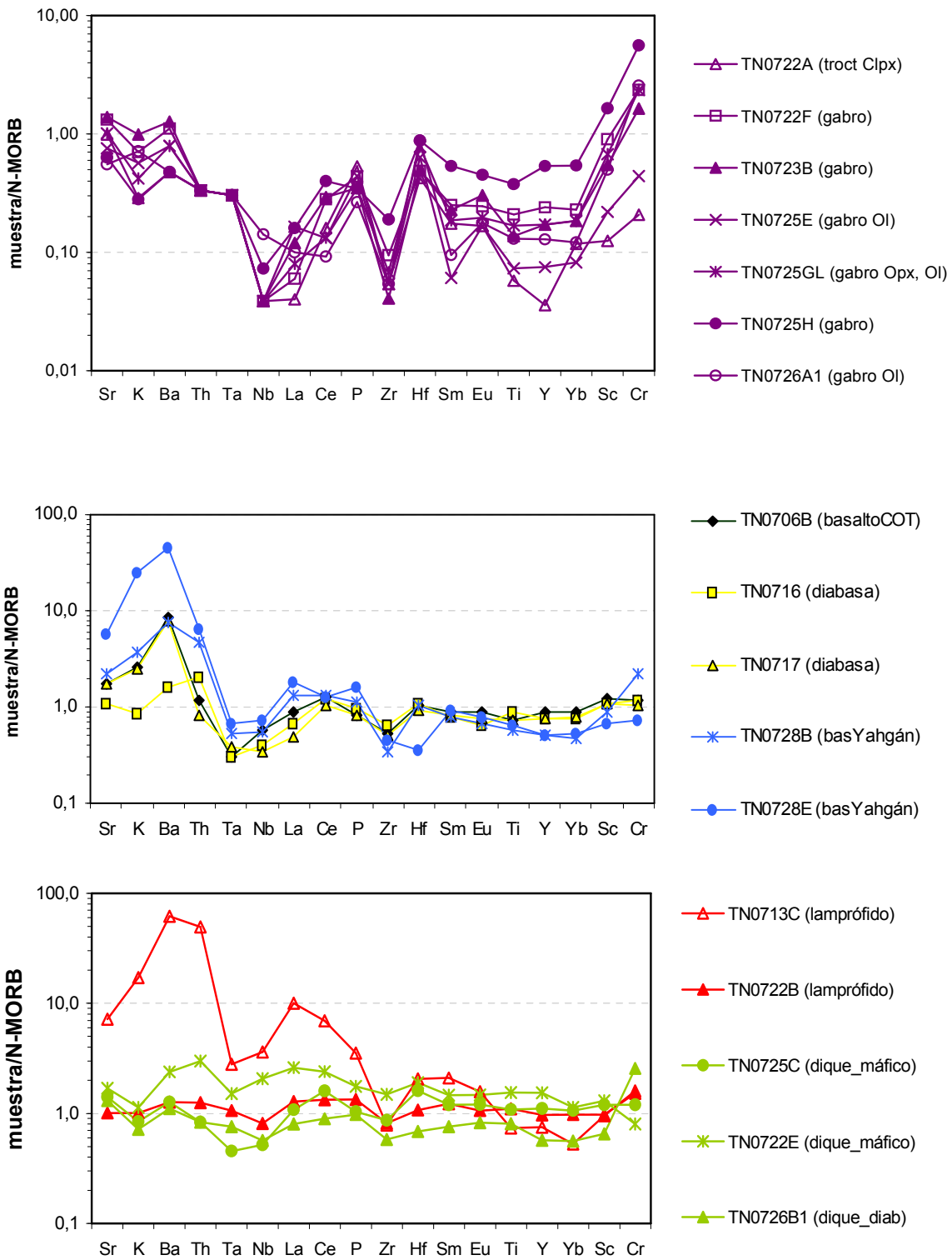


Figura 6-6: Diagramas Multielementales para a) gabros, b) basaltos y diabasas y c) diques pertenecientes al COT y Formación Yahgán, normalizado a N-MORB de Sun y McDonough (1989)

6.5.3. Razones de Elementos Traza

Las razones de elementos traza se presentan en la Tabla 6.1, y las razones de REE están normalizadas a condrito (Sun y McDonough, 1989). Se analizarán las razones que mejor representan la evolución de la fuente mantélica.

La razón $(La/Yb)_N$ refleja el fraccionamiento entre el elemento LREE típicamente más incompatible y el HREE relativamente más compatible. Los gabros son los que presentan menores razones de $(La/Yb)_N$ variando desde 0.2 y 0.5 (excepto el gabro TN0725E con $(La/Yb)_N = 1.2$). Todas las rocas presentan proporciones menores a 1, a excepción del lamprófido $(La/Yb)_N = 11.1$; del dique afanítico TN0722E $(La/Yb)_N = 1.4$ y de los basaltos de Yahgán con TN0728B $(La/Yb)_N = 1.6$ y TN0728E $(La/Yb)_N = 2.0$.

Los valores de la razón $(Gd/Yb)_N$ varían entre 0.98 y 1.98 siendo el valor más alto para el lamprófido TN0713C. Gabros, diabasas, dique diabásico y basalto del COT presentan valores desde 0.98 a 1.3 lo cual quiere decir que las tierras raras pesadas para estas unidades se mantienen constantes, como fue dicho anteriormente.

La razón $(La/Sm)_N$ es utilizada por muchos autores (e.g. Schilling, 1983) como una medida de la depresión o enriquecimiento de la fuente, donde consideran $(La/Sm)_N < 1$ como N-MORB derivado desde fuentes deprimidas con similar o más bajas proporciones de $(La/Sm)_N$. En general las rocas del COT presentan razones $(La/Sm)_N < 1$, excepto para las muestras TN0713C (lamprófido), TN0722E (dique máfico) y TN0725E (gabro de olivino). Las muestras de la Formación Yahgán presentan contenidos de $(La/Sm)_N > 1$.

El Nb es más incompatible que Zr, por lo tanto la fusión parcial de una fuente mantélica dejará un residuo con mayores razones Zr/Nb. Las razones de Zr/Nb son muy variables para cada unidad: los gabros presentan razones entre 33.3 y 82.3 (excepto para TN0726A1 con Zr/Nb = 12.1) mientras que en basalto del COT, diabasas, y los diques máficos, diabásico y el lamprófido TN0722B la variación es entre 19.1 y 53.0. El lamprófido TN0713C muestra el valor más bajo con 6.9 y los basaltos de Yahgán presentan un valor de 20 aproximadamente.

Los valores de la razón Th/La varían entre 0.04 y 0.24 y para la razón Th/Nb varían desde 0.08 a 0.44 presentando los mayores valores en ambas razones los diques TN0716 (diabasa), TN0713 (lamprófidio), TN0722B y TN0722E (basaltos de Yahgán). En el diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Figura 6-7) las muestras TN0713C, TN0728B y TN0728E se encuentran en el campo calcoalcalino y por ello son las que presentan una mayor influencia de la deshidratación de la placa oceánica subductante. El resto de las muestras cae en el campo de toleítas cercano a N-MORB.

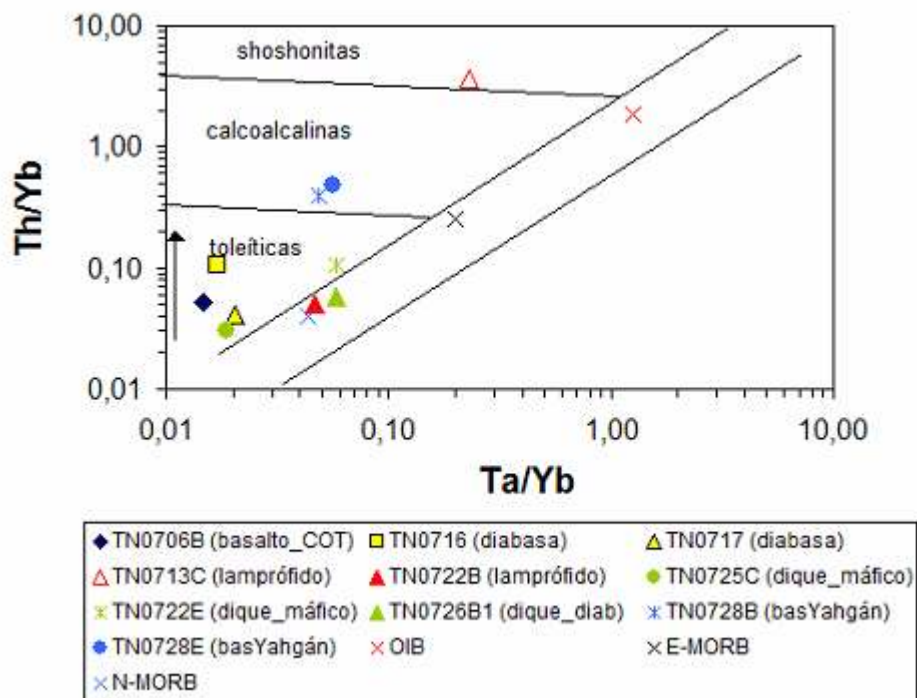


Figura 6-7: Diagrama Th/Yb vs Ta/Yb, con la separación de campos toleíta, calcoalcalina y shoshonita. El sentido de la flecha indica un componente mayor de subducción

(después de Pearce 1982)

Tabla 6.1 : Razones de elementos traza para muestras del COT

RATIO	TN0706B	TN0716	TN0717	TN0713C	TN0722B	TN0725C	TN0722E	TN0726B	TN0722A	TN0722F	TN0723B	TN0725E	TN0725G	TN0725H	TN0726A	TN0728B	TN0728E
La/Nb	1,62	1,81	1,50	2,98	1,7	2,23	1,35	1,5	1,11	1,67	3,33	4,6	2,22	2,35	0,8	2,52	2,7
Nb/Y	0,05	0,04	0,04	0,40	0,070	0,04	0,11	0,083	0,09	0,01	0,02	0,043	0,02	0,01	0,092	0,09	0,121
TiV	25,88	30,83	26,33	22,42	38,1	32,89	40,60	40,6	25,70	12,39	13,87	18,5	12,66	12,70	11,7	20,48	25,0
Th/Yb	0,05	0,11	0,04	3,68	0,050	0,03	0,10	0,058	0,11	0,06	0,07	0,160	0,07	0,02	0,108	0,40	0,478
Ta/Yb	0,01	0,02	0,02	0,23	0,047	0,02	0,06	0,058	0,11	0,06	0,07	0,160	0,07	0,02	0,108	0,05	0,058
Ba/La	24,09	5,88	41,67	15,60	2,5	2,96	2,31	3,5	30,00	46,67	26,67	12,2	25,00	7,50	12,0	14,24	60,9
Zr/Nb	28,68	51,06	47,50	6,87	31,9	52,89	22,92	32,6	44,44	77,78	33,33	44,4	55,56	82,35	12,1	19,08	20,1
Ce/Y	0,38	0,43	0,37	2,48	0,4	0,39	0,42	0,4	1,20	0,31	0,46	0,5	0,21	0,20	0,2	0,71	0,7
Zr/Y	1,56	2,29	1,81	2,76	2,2	2,06	2,56	2,7	4,00	1,04	0,63	1,9	1,04	0,93	1,1	1,79	2,4
Ba/Nb	38,97	10,64	62,50	46,21	4,3	6,61	3,13	5,3	33,33	77,78	88,89	55,6	55,56	17,65	9,1	35,88	165,7
Ba/Zr	1,36	0,21	1,32	6,72	0,1	0,13	0,14	0,2	0,75	1,00	2,67	1,3	1,00	0,21	0,8	1,88	8,2
Ba/Th	378,57	40,00	500,00	65,88	53,3	80,00	41,67	70,0	109,24	226,61	346,86	138,8	255,75	204,12	248,5	82,46	363,6
K/Nb	1155,56	546,70	1858,84	1219,68	321,8	416,28	142,06	325,9	109,24	226,61	346,86	138,8	255,75	204,12	248,5	1708,67	8780,9
Th/Nb	0,10	0,27	0,13	0,70	0,1	0,08	0,08	0,1	0,75	1,00	2,67	1,3	1,00	0,21	0,8	0,44	0,6
Th/La	0,06	0,15	0,08	0,24	0,05	0,04	0,06	0,05	0,75	1,00	2,67	1,3	1,00	0,21	0,8	0,17	0,17
Ti/Zr	139,23	138,07	144,83	96,28	139,6	129,01	107,03	141,8	109,24	226,61	346,86	138,8	255,75	204,12	248,5	176,11	147,0
Th/Ta	3,50	6,28	2,00	16,00	1,1	1,67	1,80	1,0	1,02	1,00	1,41	2,6	1,04	0,85	1,8	8,14	8,6
(La/Yb) _n	0,58	0,52	0,35	11,14	0,8	0,60	1,35	0,8	0,20	0,15	0,38	1,2	0,26	0,17	0,5	1,66	2,0
(La/Lu) _n	0,60	0,48	0,36	10,72	0,7	0,59	1,51	0,8	0,15	0,15	0,36	1,0	0,24	0,17	0,4	1,68	2,0
(Gd/Yb) _n	1,01	0,98	0,98	1,98	1,1	1,14	1,27	1,3	1,29	1,04	1,11	0,8	1,03	0,98	0,8	1,52	1,5
(Ce/Yb) _n	0,97	1,06	0,89	8,97	0,9	1,03	1,45	1,1	0,93	0,83	1,09	1,1	0,50	0,51	0,5	1,94	1,7
(Nd/Yb) _n	1,09	1,08	1,03	6,58	1,1	1,12	1,58	1,4	1,42	1,04	1,17	0,7	0,98	0,88	0,6	2,08	2,2
(La/Sm) _n	0,61	0,52	0,36	2,92	0,6	0,55	1,09	0,6	0,14	0,15	0,32	1,7	0,26	0,18	0,6	1,02	1,2
(La/Ce) _n	0,60	0,49	0,40	1,24	0,8	0,58	0,93	0,8	0,22	0,18	0,35	1,1	0,52	0,34	0,9	0,85	1,2
Eu/Eu*	0,98	0,82	0,94	1,00	0,9	1,00	1,02	1,1	1,02	1,00	1,41	2,6	1,04	0,85	1,8	0,90	0,9

$$Eu/Eu^* = Eu / ((Sm + Gd) / 2)$$

Valores normalizados a Condrito Sun y McDonough 1989

6.6. DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA

Con el fin de saber en que ambiente tectónico se formaron los basaltos toleíticos del COT, se procedió a utilizar distintos diagramas de discriminación tectónica, basados principalmente en elementos trazas y REE que se ven menos afectados por la alteración y metamorfismo hidrotermal. Los elementos de potencial iónico (carga/radio) intermedio tales como Ti, Zr, Hf, Ta, REE, Y, Cr, Ni, Th, son los elementos primordiales usados en estos diagramas por ser considerados inmóviles bajo condiciones de metamorfismo de bajo grado y, asimismo, entregar resultados fiables. Sin embargo, estos elementos pueden aumentar su concentración bajo estos procesos y así aumentar su abundancia relativa. Por esto que muchas veces los diagramas se basan en razones de elementos.

En este estudio sólo se utilizaron diagramas de discriminación basados en elementos traza. El elemento traza Nb puede ser usado para separar distintos tipos de basaltos de dorsal meso-oceánica (MORB), y reconoce N-MORB o MORB tipo N (normal) el cual está deprimido en elementos traza incompatibles, y el E-MORB o MORB tipo E, enriquecido en estos elementos y asociado a plumas mantélicas.

Se utilizó la siguiente nomenclatura para los distintos ambientes:

MORB: basalto de dorsal meso-oceánica	OFB: basalto de fondo oceánico
WPT: toleitas de intraplaca	WPB: basalto de intraplaca
LKT: toleitas de bajo potasio	WPAB: basalto alcalino de intraplaca
CAB: basalto calcoalcalino	VAB: basalto de arco volcánico
IAT: toleíta de arco de isla	

6.6.1. Diagramas Ti-Zr, Ti-Zr-Y, Ti-Zr-Sr (Pearce y Cann, 1973)

Según el diagrama Ti-Zr-Y (Figura 6-8b), ninguna muestra plotea en el campo de los basaltos de intraplaca, mientras que la mayoría de las muestras serían IAT y MORB, al igual que en el diagrama Ti-Zr (Figura 6-8a). Aunque el diagrama Ti-Zr-Sr puede inducir a errores por la alta movilidad del Sr en procesos de alteración, éste presenta resultados similares a los dos anteriores. Según los diagramas, ninguna muestra tiene afinidad calcoalcalina (CAB).

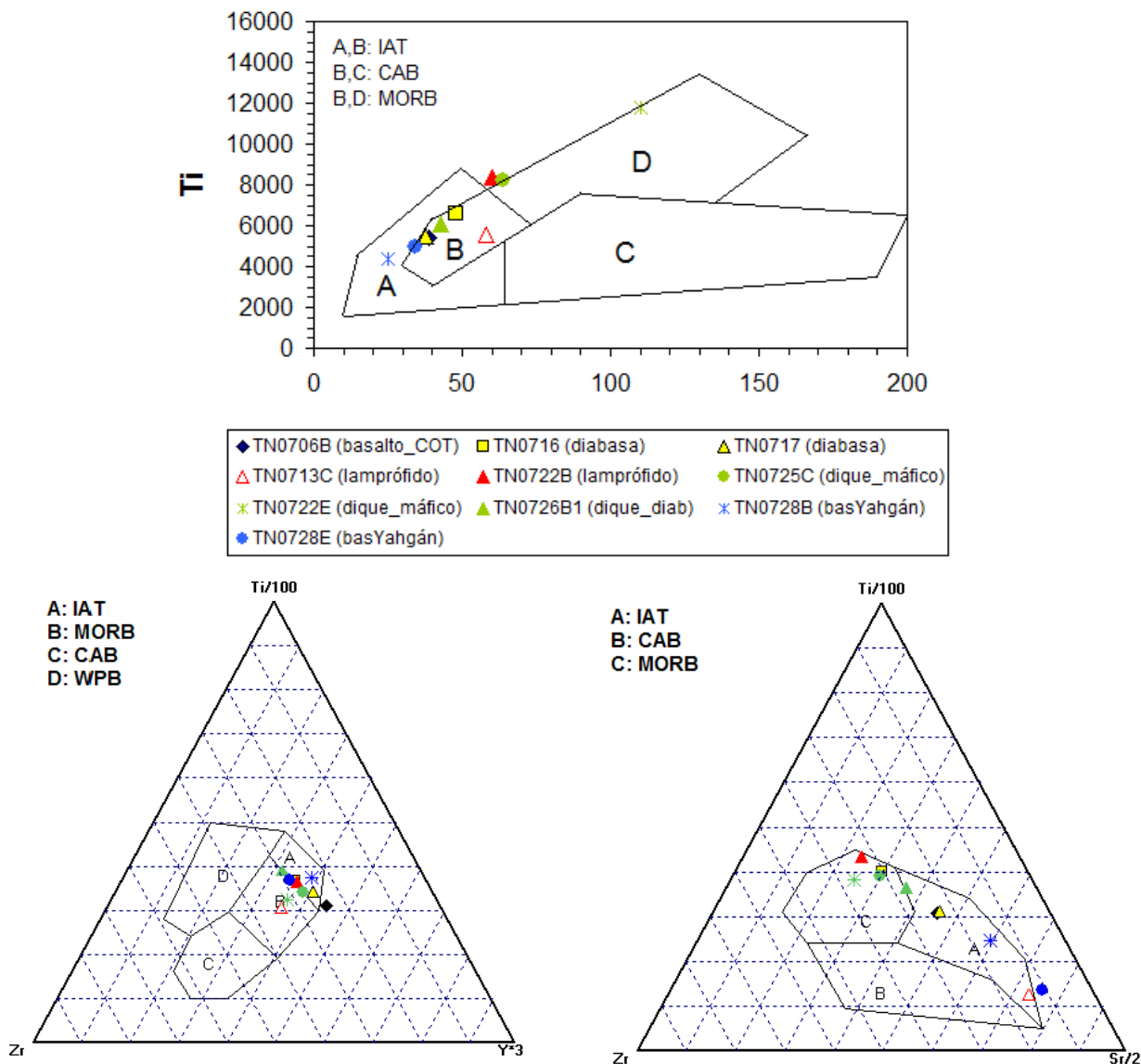


Figura 6-8: Diagramas de discriminación tectónica para rocas del COT (a) Diagrama Ti-Zr, (b) Diagrama Ti-Zr-Y, (c) Diagrama Ti-Zr-Sr (Pearce y Cann, 1973)

6.6.2. Diagramas Zr/Y - Zr, Zr-Nb-Y

En el diagrama Zr/Y vs Zr (Figura 6-9a), todas las muestras pertenecen al campo de IAT y MORB, sin embargo, todos los basaltos caen solo en el campo IAT. En el diagrama Zr-Nb-Y usado para discriminar entre distintos tipos de basaltos, solo una muestra entra en el campo de los E-MORB, que es el lamprófido TN0713C, todas las demás muestras son N-MORB.

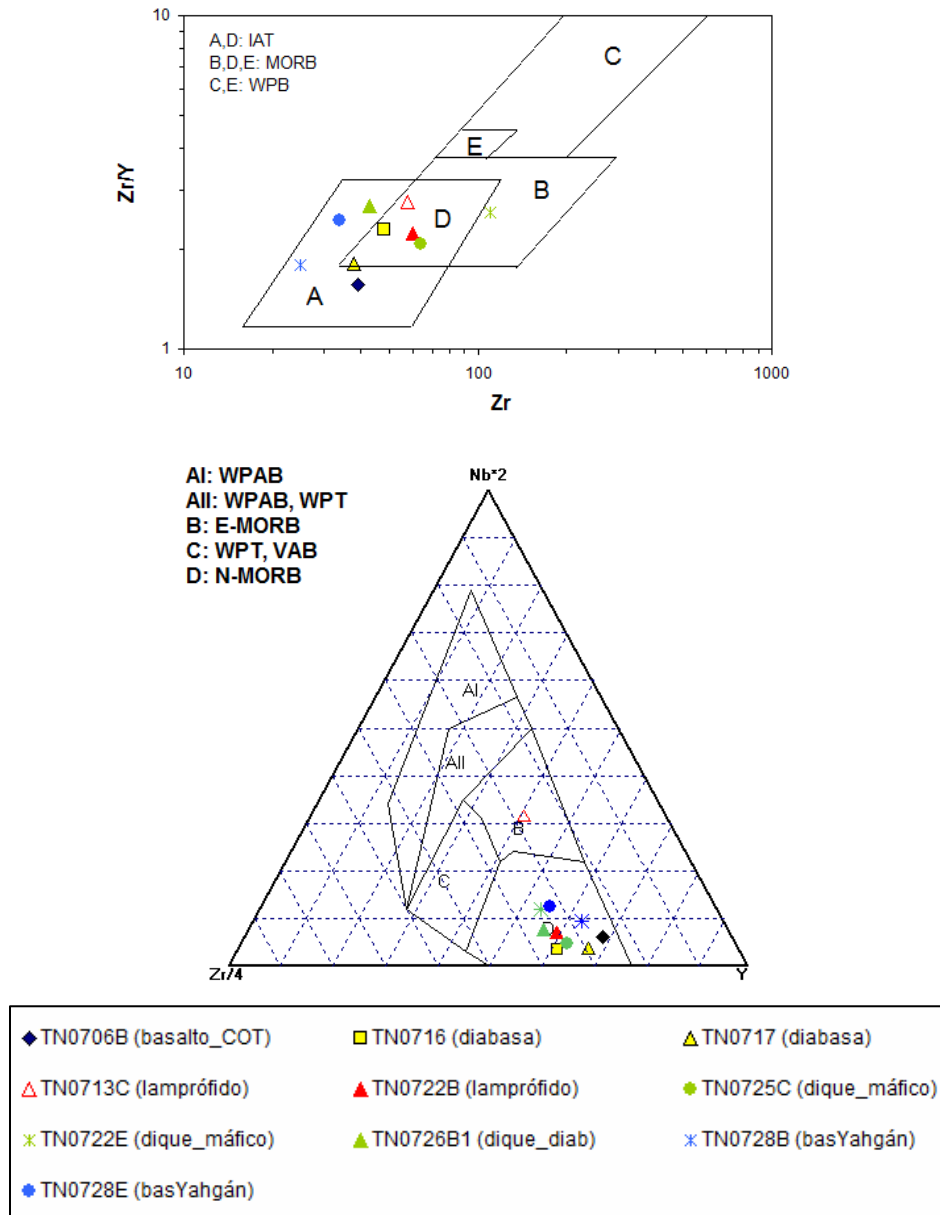


Figura 6-9: (a) Diagrama Zr/Y vs Zr de Pearce & Norry (1979)

(b) Diagrama Zr-Nb-Y de Meschede, 1986

6.6.3. Diagramas Ti-V, Cr-Ti

El diagrama Ti-V de Shervais (1982) es usado para distinguir toleítas de arco volcánico, MORB y basaltos alcalinos. El V presenta un coeficiente de partición muy variable y en minerales como piroxenos y magnetita varía muchos órdenes de magnitud como función de la actividad del oxígeno, ya que en magmas naturales puede existir en estado reducido (V^{3+}) u oxidado (V^{4+} , V^{5+}). En contraste, el Ti solo existe como Ti^{4+} haciendo que las variaciones de las concentraciones de V respecto a este elemento, sean una medida de la actividad del oxígeno de un magma y de los procesos de cristalización fraccionada. Según este diagrama todas las muestras presentan una afinidad MORB. En el diagrama Cr vs Ti (Pearce, 1975), todas las muestras del COT y de la Formación Yahgán caen en el campo de los basaltos de fondo oceánico.

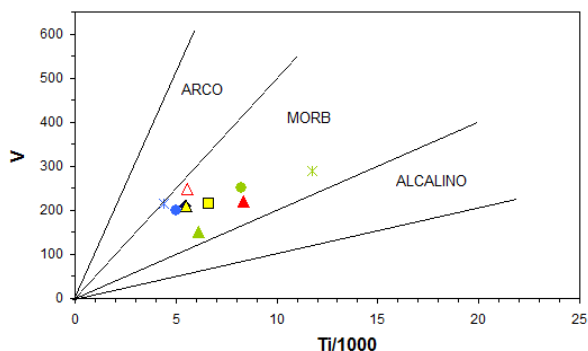


Figura 6-10: Diagrama Ti vs V de Shervais, 1982

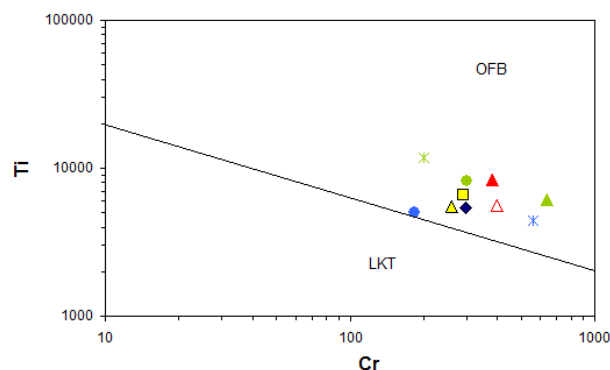


Figura 6-11: Diagrama Ti vs Cr de Pearce (1975)

◆ TN0706B (basalto_COT)	■ TN0716 (diabasa)	▲ TN0717 (diabasa)
△ TN0713C (lamprófido)	▲ TN0722B (lamprófido)	● TN0725C (dique_máfico)
* TN0722E (dique_máfico)	▲ TN0726B1 (dique_diab)	* TN0728B (basYahgán)
● TN0728E (basYahgán)		

6.7. DISCUSIÓN

Las rocas del COT corresponden a basaltos toleíticos, que en su evolución experimentaron cristalización fraccionada, con el continuo fraccionamiento de olivino y piroxeno. Esto es deducido de los diagramas de correlación, en donde hay un continuo decrecimiento de Cr y Ni, a medida que se va diferenciando el magma (mayor contenido de Zr).

6.7.1. Gabros

Muestran valores muy bajos en contenido total de REE, Zr, Ti, Y y FeO^*/Mg lo cual es consistente con el hecho de que son rocas cumulas, formadas tempranamente durante la cristalización fraccionada de la cámara magmática. Esto es porque REE, Zr, Ti e Y son elementos incompatibles que prefieren la fase fluida mientras hay fraccionamiento cristalino. Los altos y distintos valores de Cr y Ni para esta unidad, reflejan las diferentes cantidades modales de cúmulos de olivino y piroxenos que presentan las muestras (por ejemplo TN0725H presenta 1400 ppm de Cr, lo que es consistente con un 60% de piroxenos en la muestra).

Presentan enriquecimiento de REE desde 1 hasta 10 veces más que condrito. Los gabros TN0722A, 22F, 23B, 25GL, 25E y 26A1 se presentan muy deprimidos en LREE y con patrones constantes en HREE. Este fraccionamiento se observa en las bajas razones de $(\text{La}/\text{Yb})_N$ y de $(\text{La}/\text{Sm})_N$. Esta característica junto a altos valores de Zr/Nb indica una fuente mantélica muy deprimida (N-MORB). El gabro TN0725E es el único que no presenta este patrón y tiene un leve enriquecimiento de LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.2$; $(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.7$). Esto podría indicar una fuente distinta a la de los demás gabros.

Razones de $(\text{Nd}/\text{Yb})_N$ para los gabros son de 0.8 a 1.17 (exceptuando el gabro TN0722A con una razón de 1.4). Estas razones al ser comparadas con el manto primitivo con un valor de $(\text{Nd}/\text{Yb})_N = 0.998$ (Hofmann, 1988) son muy similares, por lo que se deduce una fuente mantélica sin contaminación cortical.

Aunque los patrones de Tierras Raras de roca total no representan la composición de los

magmas parentales, estudios del contenido de elementos traza en clinopiroxenos indican que reflejan el contenido de elementos traza del líquido que los generó (Ross y Elthon 1993). La anomalía negativa de las Tierras Raras Livianas que se observa para el clinopiroxeno de gabros estudiados por Ross y Elthon (1997b, Figura 6-12) también se observa en los análisis de roca total para estas rocas. Asumiendo esta correlación entre ambos patrones, se infiere que la depresión de Tierras Raras Livianas para los gabros del Complejo Tortuga, es debido a que el clinopiroxeno que contienen estas rocas se encuentra deprimido en estos elementos. Esta importante depresión, indica que el magma parental de estos gabros, estaría asociado a una fuente mantélica que habría experimentado procesos de fusión fraccionada, que originaron fluidos cada vez más deprimidos y que estarían en equilibrio con el manto (Ross y Elthon, 1977).

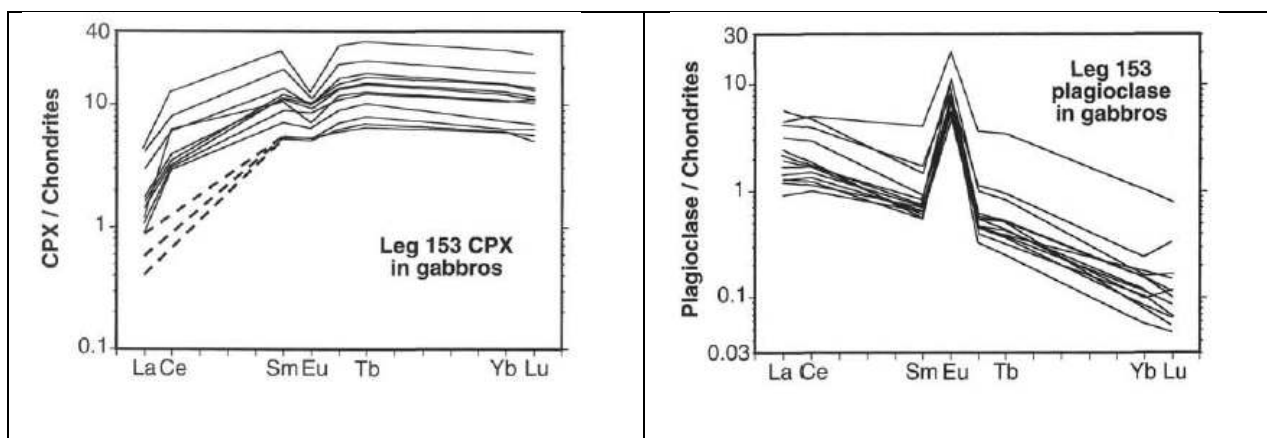


Figura 6-12: Patrón de Tierras Raras para el clinopiroxeno y plagioclasa en gabros (Ross y Elthon, 1997b)

Para cristales de plagioclasa en gabros (Figura 6-12), la anomalía se presenta principalmente en el Eu, pero también está enriquecida en Tierras Raras Livianas y deprimida en Tierras Raras Pesadas. En cambio los clinopiroxenos, presentan anomalía negativa en el Eu y negativa para Tierras Raras Livianas. Del patrón de Tierras Raras de los gabros del COT, los gabros que presentan una anomalía positiva del Eu, son los que presentan $La_N > 1$ (la plagioclasa predomina sobre el clinopiroxeno) mientras que los gabros sin anomalía del Eu, tienen $La_N < 1$ (clinopiroxeno predomina sobre plagioclasa).

Estas características de los gabros del Complejo Tortuga, indican que el magma parental de estas rocas estaría asociado a una fuente mantélica que habría experimentado procesos de

fusión fraccionada, que originó fluidos cada vez más deprimidos en equilibrio con el manto (Ross y Elthon, 1977a). Estos fundidos experimentaron procesos de cristalización fraccionada, con la consecuente acumulación de granos minerales los cuales, posteriormente, formarían la unidad de los gabros acumulados. Esto indica que los gabros del Complejo Tortuga se formaron a partir de fundidos deprimidos en elementos trazas incompatibles (Tierras Raras, Zr, Nb, Ta, Th, Y y otros).

6.7.2. Basaltos y Diques

Las muestras menos diferenciadas corresponden a basaltos, diabasas y diques TN0726B1, TN0722B (bajos valores de Ti, Y y FeO^*/Mg , altos valores de Mg#, Cr y Ni) respecto al resto de las muestras.

Los basaltos y diques presentan una leve depresión en LREE, que se va disipando a medida que sube la cantidad de REE. Los patrones para el basalto del COT (TN0706B), diabasas, dique máfico TN0725C y lamprófido TN0722B son similares al de N-MORB, lo que es consistente con una fuente mantélica deprimida. El dique diabásico TN0726B1 se encuentra enriquecido en las Tierras Raras medianas, respecto a LREE y HREE. Las muestras de basaltos de la Formación Yahgán y TN0722E (dique máfico) presentan un leve enriquecimiento en LREE. En el caso del lamprófido TN0713C, el contenido de LREE es mucho mayor (~100 veces más que condrito) el cual además está deprimido en HREE con respecto a N-MORB. Esto podría reflejar que este lamprófido proviene de una fuente mantélica en donde hubo fraccionamiento de granate.

Valores de $(\text{Nd}/\text{Yb})_N = 1.03 - 1.12$ para TN0706B, diabasas, TN0722B y TN0725C, son similares a la razón del manto primitivo, por lo que su fuente no presenta contaminación cortical. Razones para el dique diabásico TN0726B1 $((\text{Nd}/\text{Yb})_N = 1.4)$; el dique máfico TN0722E $((\text{Nd}/\text{Yb})_N = 1.58)$; los basaltos de Yahgán TN0728B $((\text{Nd}/\text{Yb})_N = 2.06)$ y TN0728E $((\text{Nd}/\text{Yb})_N = 2.2)$ y el lamprófido TN0713C $((\text{Nd}/\text{Yb})_N = 6.56)$ presentan valores cada vez más distintos al de un manto primitivo.

Las muestras TN0716 (diabasa), TN0728B y TN0728E (basaltos Yahgán), y TN0713C (lamprófidio) presentan enriquecimiento de Th, y depresión de Nb y Ta. Razones para estas muestras de Th/La son de 0.15; 0.17; 0.17 y 0.24 y razones de Th/Nb son de 0.27; 0.44; 0.5 y 0.7 lo que comparado a razones del manto primitivo (Th/La = 0.12; Th/Nb = 0.11) presentan un leve enriquecimiento que se traduce en una influencia de los fluidos de la placa subductante en la fuente que origina estos magmas.

Esta observación es menos clara en los diagramas multielementales para TN0706B (basalto COT), TN0717 (diabasa), TN0722B (lamprófidio), TN0726B1 (dique diabásico), TN0725C y TN0722E (diques máficos). Las razones Th/La de 0.4 a 0.8 y Th/Nb de 0.08 a 0.13 para estas rocas, comparados al manto primitivo, no presentan enriquecimientos y por lo tanto estos magmas no reflejan la influencia de la química de la placa subductante.

En los diagramas de discriminación, según Pearce y Cann, (1973) y Pearce y Norry (1979) hay dos ambientes posibles para las rocas del COT, siendo MORB (basaltos de dorsal meso-oceánica) para TN0716, 25C, 22B, 22E e IAT (toleítas de arco de isla) para TN0706B, 17 y 26B1. Los basaltos de la Formación Yahgán son IAT. En el diagrama de Shervais (1982) todas las muestras plotan en el campo de los MORB, mientras que en el diagrama Zr-Nb-Y de Meschede (1986) las muestras presentan afinidad tipo N-MORB, excepto el lamprófidio TN0713C que presenta afinidad E-MORB. Por último, el diagrama Ti vs Cr de Pearce (1975) indica que todas las muestras son basaltos de fondo oceánico.

6.8. CONCLUSIONES

Las rocas más primitivas correspondientes al COT son los gabros, el basalto TN0706B (COT), las diabasas TN0716 y TN0717, dique máfico TN0725C y el lamprófido TN0722B, los cuales según su química tienen un origen común desde una misma fuente mantélica. Esta fuente mantélica, tiene propiedades típicas de magmas N-MORB y no presenta contaminación cortical, ni una mayor influencia de fluidos de una placa subductante. El manto que origina las rocas del Complejo Tortuga, habría experimentado procesos de fusión fraccionada produciendo fluidos cada vez más deprimidos en elementos trazas incompatibles. Este fraccionamiento también se puede producir por la cristalización fraccionada de minerales que se van acumulando en la cámara magmática.

Las rocas TN0728B, 28E (basaltos Yahgán), TN0722E (dique máfico) y TN0713C (lamprófido) presentan evidencias geoquímicas de una fuente distinta a las rocas máficas del COT. Su leve-alto enriquecimiento de LREE permite inferir esto. Según la geoquímica de los basaltos de Yahgán (IAT), estos provendrían de una fuente más cercana a un arco, con mayor influencia de fluidos de una placa subductante y niveles medios de contaminación cortical.

La fuente para ambos lamprófidos es muy distinta, siendo para la muestra TN0713C tipo E-MORB, y para TN0722B de tipo N-MORB. La similitud en la mineralogía primaria de ambas muestras condujo al error de clasificar ambas rocas dentro de una misma unidad, mas los datos geoquímicas permitieron diferenciarlas. El lamprófido TN0713C provendría de la fusión de una fuente mantélica con granate e intruye a basaltos de Seno Grande. Presenta altos niveles de contaminación cortical, por lo que se infiere una intrusión post-extensional, cercana a un arco. El lamprófido TN0713C presenta patrones de Tierras Raras y Diagramas Multielementales típicos a otros lamprófidos estudiados anteriormente. La geoquímica de la muestra TN0722B es muy similar a la del resto de las rocas del COT, por lo que esta muestra se clasifica nuevamente, en la unidad de los diques máficos. Según los diagramas de discriminación, no hay evidencias geoquímicas relativas a magmas calcoalcalinos. Hay dos posibles fuentes para las rocas del COT: MORB y/o IAT. No es claro a cual ambiente podría haber pertenecido, sin embargo, es muy probable que las rocas del COT pertenezcan a una transición entre ambos ambientes, pero más relacionado a MORB.

CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

7.1. GENERALIDADES

En este capítulo se discutirán tres puntos relevantes en cuanto a la evolución de la Cuenca de Rocas Verdes. Una cuenca varía en sus tres dimensiones espaciales: la profundidad, el largo y el ancho de la cuenca. Se analizará geoquímicamente una transecta norte – sur para ver la variación a lo largo de la cuenca de Rocas Verdes. El sur de la cuenca, está representado por el Complejo Tortuga y con los datos geoquímicos se analiza la variación del suelo oceánico de forma transversal. Para finalizar, se concluye sobre las características del Complejo Tortuga: pseudoestratigrafía, características primarias, secundarias, edad, ambiente tectónico y otros.

7.2. VARIACIÓN LONGITUDINAL DE LA CUENCA DE ROCAS VERDES

A continuación, se presenta un análisis comparativo entre diferentes complejos ofiolíticos asociados a la Cuenca de Rocas Verdes (CRV, Figura 7.1) con el fin de establecer su evolución espacial. El norte de la cuenca está representado por el Complejo Sarmiento. Los datos geoquímicos fueron sacados desde Saunders et al., 1979; Stern, 1979; Fildani y Hessler, 2005. La geoquímica del centro de la CRV, fue obtenida por Prades (2008) y está representada por el Complejo Aracena (Prades, 2008) en Isla Carlos III e isla Capitán Aracena. Estos datos fueron comparados con los datos geoquímicos del sur de la CRV, representado por el Complejo Tortuga y obtenidos en el presente estudio.

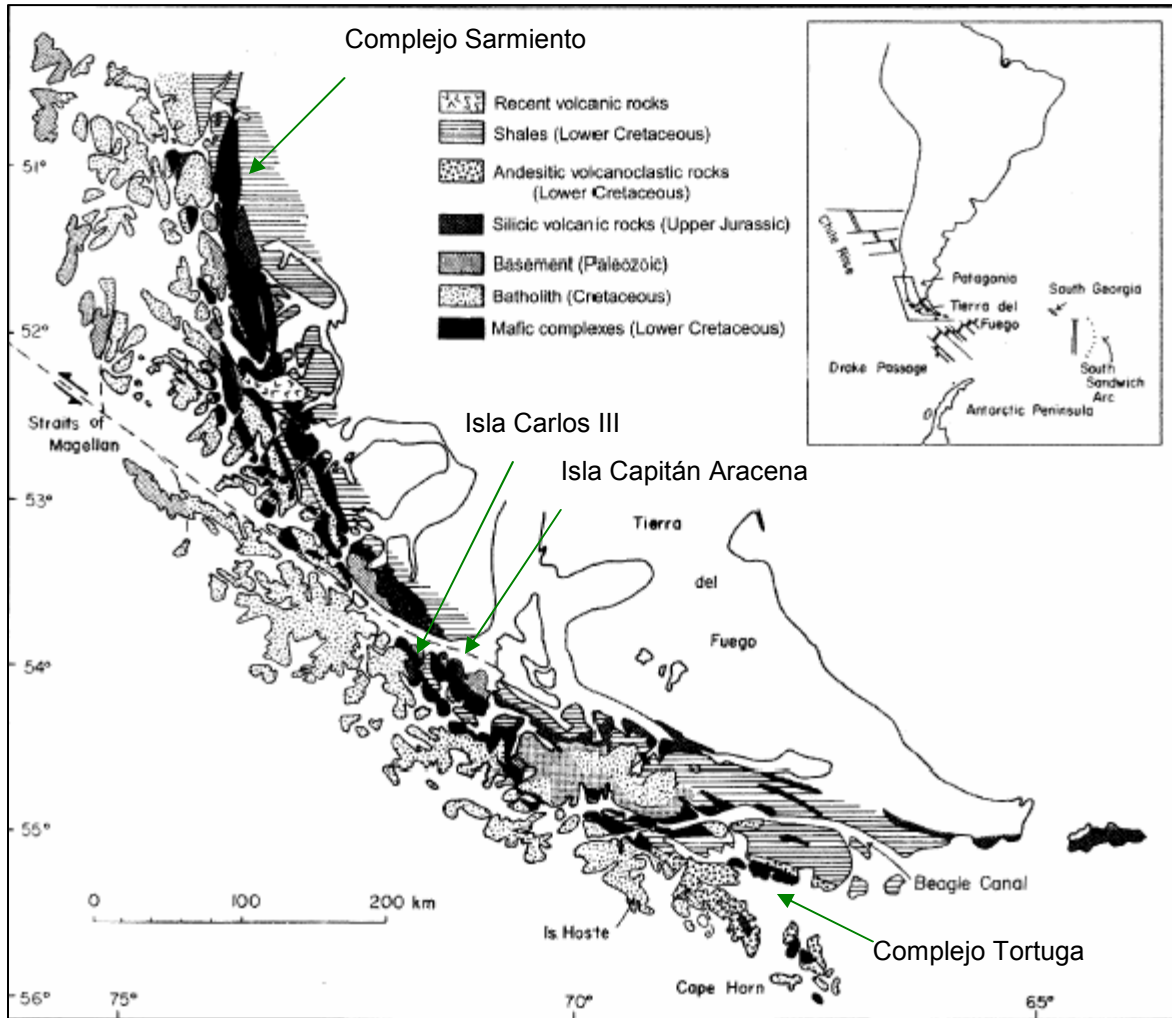


Figura 7.1: Mapa geológico simplificado de los Andes Australes, modificado de Stern y de Wit, 2003 (después de Dalziel et al., 1974)

7.2.1. Gabros

Los gabros de Sarmiento presentan un número de magnesio (Mg#) que varía entre 19 y 52, mientras que los gabros de Tortuga presentan un Mg# que varía entre 86 y 92.

El patrón de REE para las rocas gabroicas de Sarmiento (Figura 7.2) es mucho más plano y homogéneo que los gabros de Tortuga. Los gabros de Sarmiento se encuentran más enriquecido en el contenido total de REE y no se observa anomalía en las LREE, presentando razones $(La/Yb)_N$ que varían entre 1 y 1.76. Mientras que los gabros de Tortuga presentan razones $(La/Yb)_N$ entre 0.2 a 0.6.

Los gabros de Sarmiento se encuentran más enriquecidos en LILE que los gabros del Complejo Tortuga (Figura 7.3). Además la geoquímica para el gabro PA24A, indica altos valores de Th, con respecto a Nb y Ta.

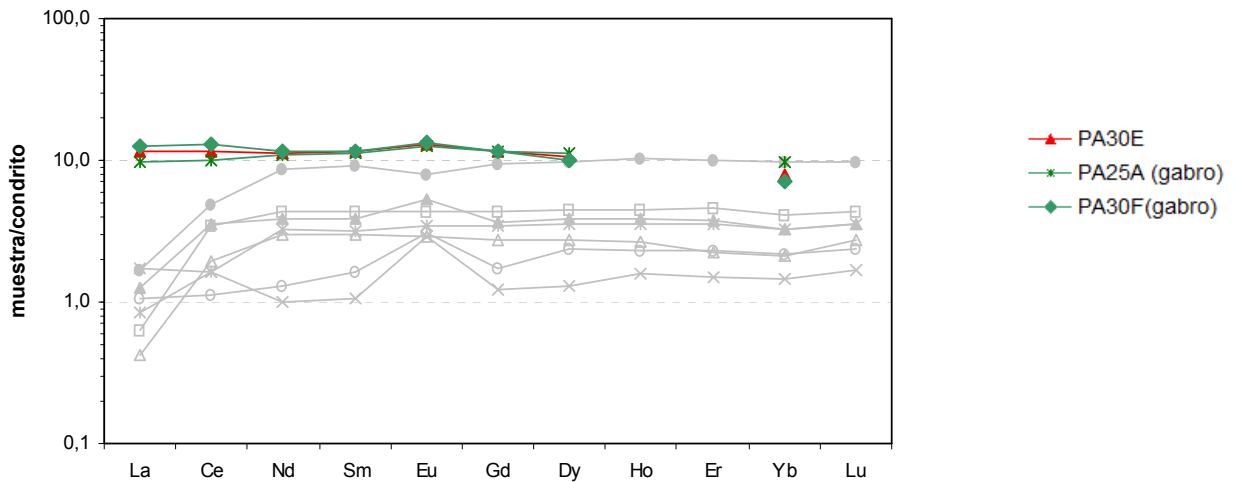


Figura 7.2: Comparación de diagramas de REE para gabros del Complejo Sarmiento (en rojo, Stern, (1979); en verde Saunders et al. (1979)) comparados al Complejo Tortuga (gris)

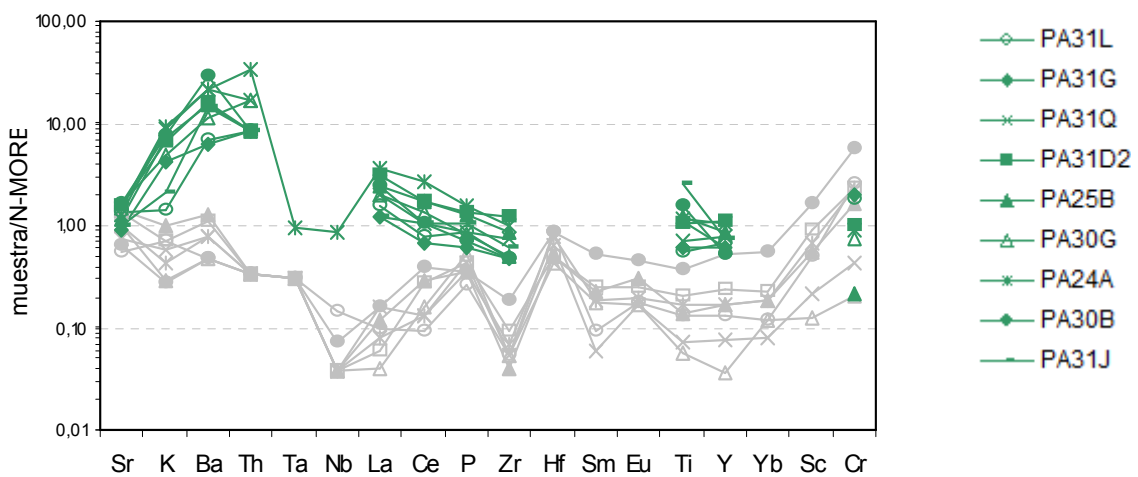


Figura 7.3: Diagramas Multielementales para gabros del COS (verde) comparado a gabros del COT (gris), Saunders et al. (1979)

7.2.2. Diques y Basaltos

Los basaltos y diques del Complejo Sarmiento presentan un Mg# que varía entre 11 y 41, mientras que para el Complejo Aracena la variación es de 40 a 75. El Complejo Tortuga presenta valores de Mg# desde 71 hasta 85. Este parámetro mide el índice de diferenciación de las rocas, y con esta variación en los valores, se observa que las rocas se van haciendo cada vez menos diferenciadas hacia el sur.

En los diagramas de Tierras Raras y multielementales para el Complejo Tortuga, se consideraron el basalto-COT TN0706B; las diabasas TN0716, 17; los diques máficos TN0722B, TN0725C y el dique diabásico TN0726B.

Al comparar el patrón de Tierras Raras para el Complejo Sarmiento y el Complejo Tortuga (Figura 7.4) con el patrón para el Complejo Tortuga, se observa una clara disminución de las LREE hacia el sur. Esto se ve reflejado en las razones $(La/Yb)_N$, las cuales son de 1.6 a 3.4 para Sarmiento, de 0.9 a 3.6 para Aracena y de 0.4 a 0.8 para Tortuga. Las HREE para los tres complejos ofiolíticos, permanecen constantes y paralelas. Se observa una mayor cantidad de HREE para el Complejo Aracena, con respecto a Sarmiento y Tortuga.

De los diagramas multielementales para los Complejos Sarmiento y Aracena, ambos están enriquecidos en LILE con respecto al Complejo Tortuga, además el Complejo Aracena es el que presenta mayor enriquecimiento en LILE de los tres complejos ofiolíticos (Figura 7.5). De los diques y basaltos de Sarmiento, se observa un enriquecimiento en Th y una depresión en Nb y Ta más marcada que el Complejo Tortuga. La razón Th/La en Sarmiento varía entre 0.1 a 0.4 mientras que en Tortuga es de 0.04 a 0.08 (a excepción de diabasa TN0716). La razón Th/Nb para Sarmiento es de 0.2 a 0.7, mientras que para Tortuga la razón es de 0.1 (a excepción de TN0716). Esta variación en las razones, junto con el mayor enriquecimiento en LILE en Sarmiento, permite concluir que el norte de la CRV estaría influenciado por los fluidos de una placa subductante, a diferencia del sur de la misma. Esta diferencia podría ser debido a que la cuenca en el sur, estuvo más desarrollada y, al mismo tiempo, ser más ancha y estar más lejos del arco.

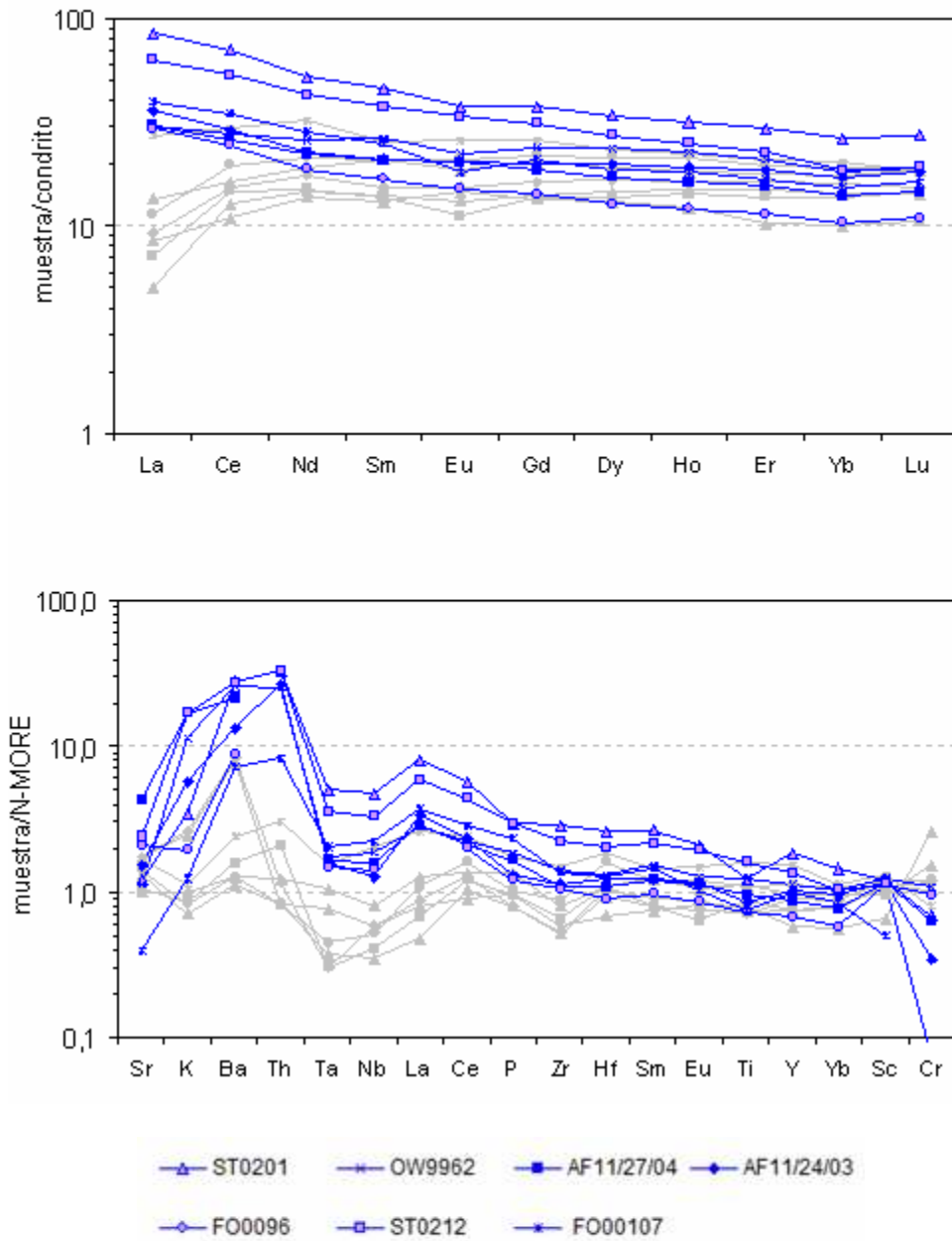


Figura 7.4: Diagrama de Tierras Raras y Multielementales de basaltos y diques del Complejo Sarmiento (azul) (Fildani y Hessler, 2005), comparados al Complejo Tortuga (gris).

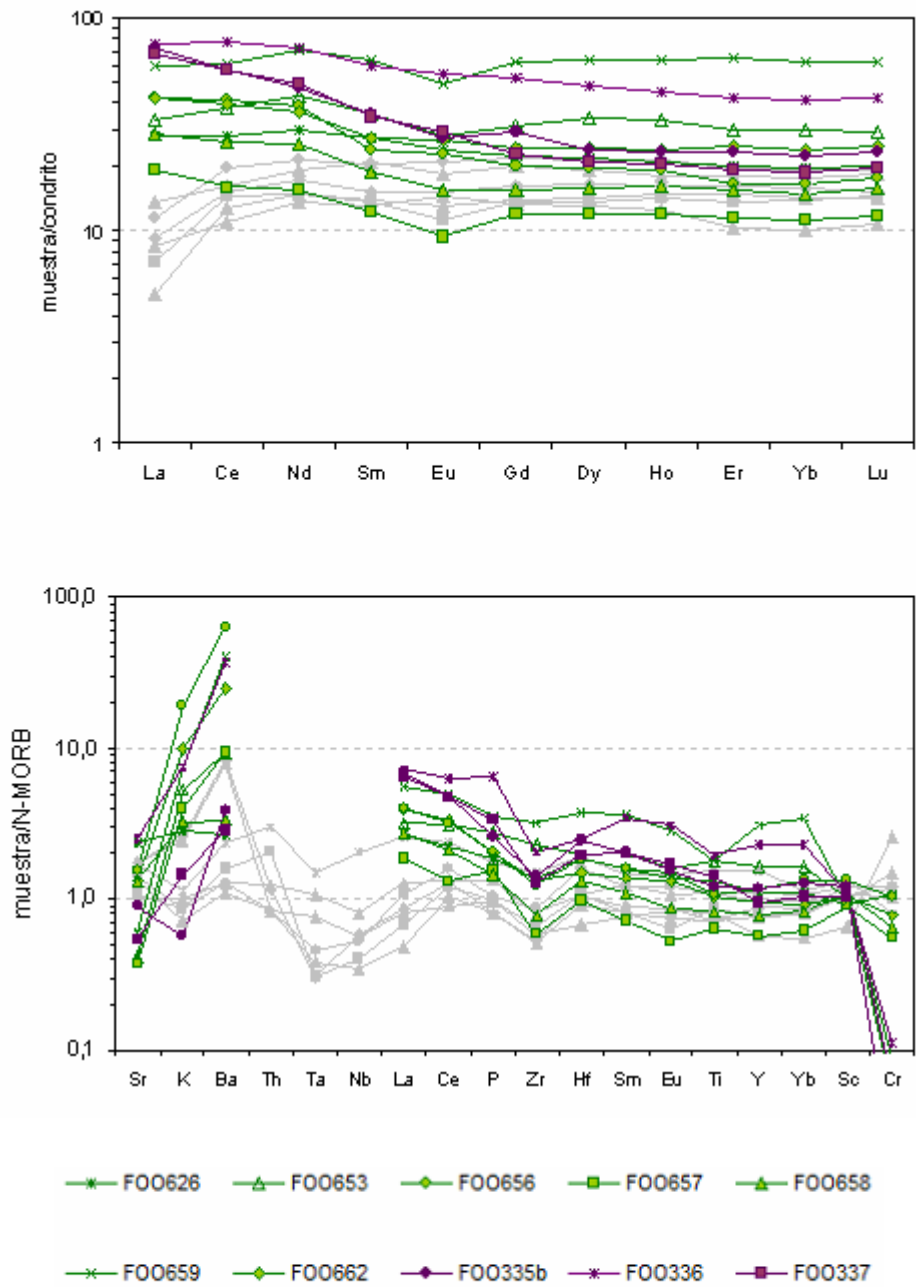


Figura 7.5: Diagrama de Tierras Raras para basaltos y diques del Complejo Aracena en Isla Capitán Aracena (líneas verdes) e Isla Carlos III (líneas moradas) (Prades, 2008) comparado al Complejo Tortuga (líneas grises)

7.3. VARIACIÓN TRANSVERSAL DE LA CUENCA DE ROCAS VERDES SUR

El escenario tectónico ampliamente aceptado para las rocas al sur del Canal Beagle durante el Jurásico Superior al Cretácico Inferior, es el de una cuenca de trasarco (Figura 7.6). El arco está representado por las rocas volcanoclásticas de la Formación Hardy. Estas rocas se interdigitan con las rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Yahgán. La Formación Yahgán corresponde al relleno de la cuenca de trasarco, cuyo suelo ígneo máfico tuvo un carácter oceánico y está representado por las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga.

A continuación, se presentan los datos geoquímicos de dos muestras de la Formación Hardy (basalto y dique basáltico, en Península Hardy) y dos muestras de basaltos de la Formación Yahgán (Península Hardy) comparadas a basalto y diques del Complejo Tortuga. Todas las muestras fueron obtenidas durante esta campaña de terreno.

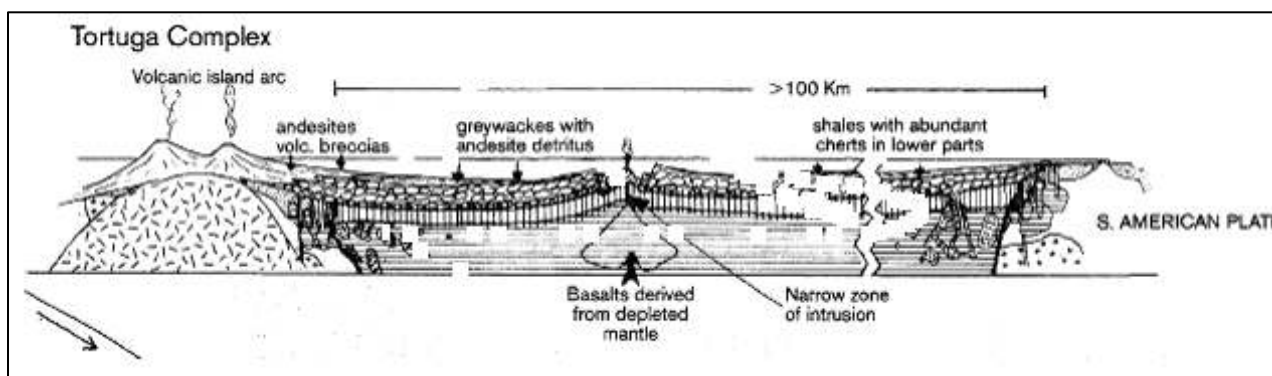


Figura 7.6: Zona sur de la Cuenca de Rocas Verdes, representado actualmente por el Complejo Tortuga (modificado de Stern y de Wit, 2003)

Las rocas de la Formación Hardy presentan un contenido de SiO_2 de 50.3 – 51.1% y un Mg# entre 35 y 48. El contenido de SiO_2 de los basaltos de Yahgán es de 43.3 – 46.3% y el Mg# es entre 31 y 78, y las rocas del Complejo Tortuga presentan un contenido de SiO_2 de 43.7 – 48.0% y un Mg# entre 81 a 90. Esto indica que las rocas se van haciendo más diferenciadas hacia el arco.

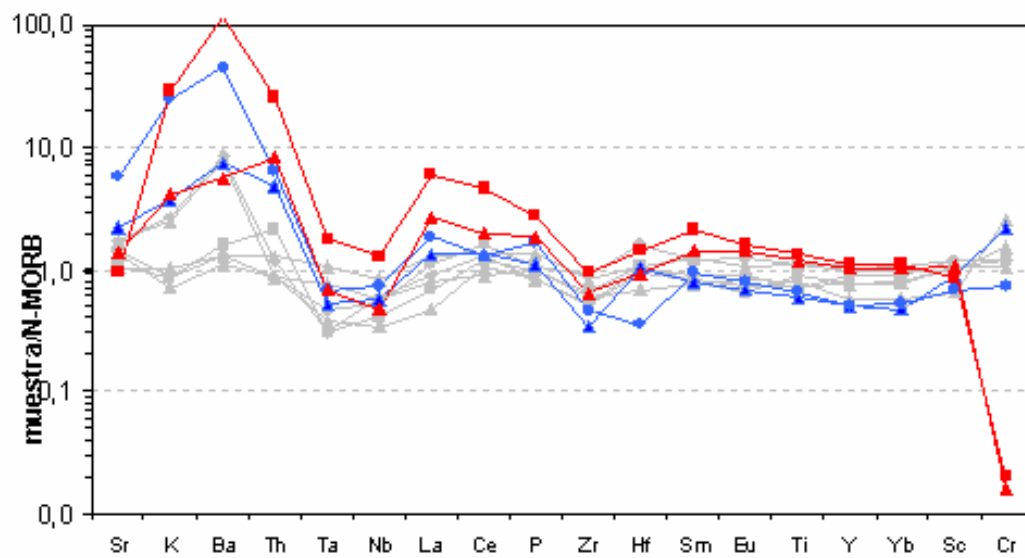
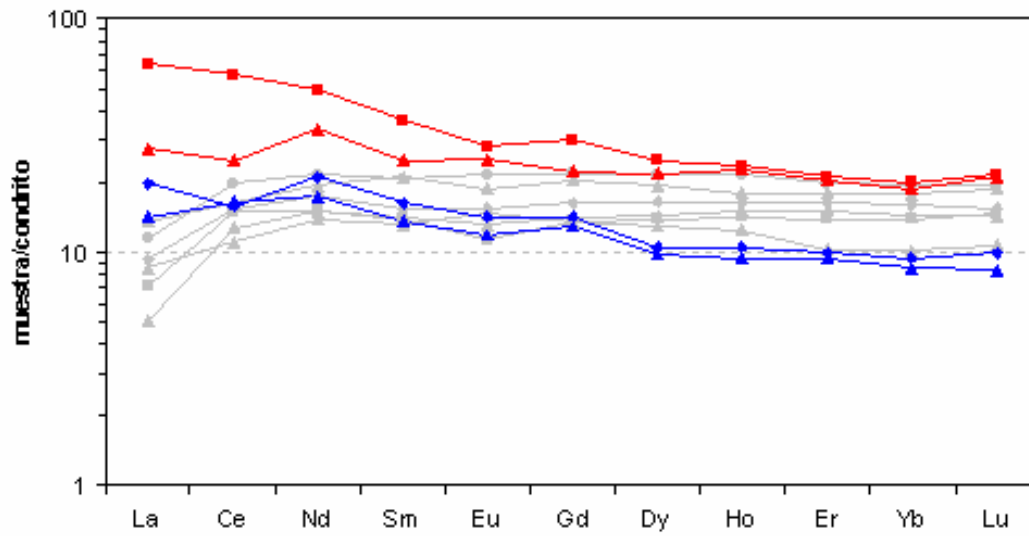


Figura 7.7: Patrón de Tierras Raras y Diagramas Multielementales para rocas de la Formación Hardy (rojo) y Formación Yahgán (azul) comparados a basalto y diques del Complejo Tortuga (gris)

En la Figura 7.7 se observa un Patrón de Tierras Raras muy similar para las rocas de Hardy y Yahgán, pero con abundancia de Tierras Raras menores para Yahgán. Presentan patrones de Tierras Raras Livianas moderada-fuertemente enriquecidas con respecto a Tortuga, y una leve depresión en las Tierras Raras Pesadas. Las rocas de Yahgán presentan contenidos de Tierras Raras Pesadas más deprimidos que las rocas del Complejo Tortuga. Las rocas de la Formación Hardy presentan los mayores valores de Tierras Raras Livianas.

Para los diagramas multielementos, los patrones de todas las rocas son muy similares pero con diferencias en la cantidad de los elementos trazas. Las rocas de Yahgán y Hardy están muy enriquecidas en LILE y presentan marcadas anomalías para el Th, Nb y Ta. Estas características son típicas de magmas relacionados a un arco, lo que es coincidente con el ambiente tectónico propuesto para estas rocas.

De los diagramas anteriores, se infiere que las rocas de Yahgán y Hardy, presentan una fuente magmática tipo IAT, la cual estaría más hidratada e influenciada por los fluidos generados por una placa subductante bajo el arco. En cambio, los basaltos y diques del Complejo Tortuga, no presentan tal enriquecimiento, por lo que se deduce que su ubicación es lejana al arco. Esto indica el alto grado de "oceanización" que experimentó la Cuenca de Rocas Verdes en su parte sur.

7.4. CONCLUSIONES

El Complejo Ofiolítico Tortuga (COT) comúnmente se ha interpretado como un remanente ígneo máfico, asociado a la formación de una cuenca marginal de trasarco. Este presenta las características geoquímicas típicas de rocas de suelo oceánico.

7.4.1. Generalidades

Observaciones de terreno y estudios petrográficos confirman la estratigrafía propuesta anteriormente para el COT. Consiste este en una secuencia de rocas máficas que se compone de basaltos masivos y almohadillados, con niveles de brechas e intercalaciones de turbiditas. Presenta intrusiones de diques diabásicos que gradan hacia abajo, en la pseudoestratigrafía, a un enjambre de diques diabásicos. La unidad de los gabros aparece debajo de diabasas masivas y se presentan masivos o estratificados (bandeamiento). No afloran niveles ultramáficos relacionados al COT. Aparecen lamprófidos cortando toda la secuencia pseudoestratigráfica.

La unidad de las diabasas, es la que presenta el mayor grado metamórfico, con una alteración y recristalización pervasiva. Le siguen en grado metamórfico los basaltos y los niveles superiores de gabros. La alteración hidrotermal va desapareciendo hacia los niveles inferiores de las rocas gabroicas, hasta llegar estos a ser frescos. Esto es concordante con observaciones de otros autores.

7.4.2. Caracterización de la fuente

Los análisis geoquímicos y las propiedades de los minerales de alteración (en general bajo pleocroísmo y colores de interferencia) indican que las rocas del COT son altamente magnésicas y presentan poca a nula diferenciación de sus componentes.

La química del COT, indica que las rocas son de afinidad toleítica, tipo MORB. Sus bajas

concentraciones de LREE indican una fuente deprimida tipo N-MORB, y que podría reflejar la continua extracción de magma parental a través de la fusión parcial del manto. Esta característica es típica de dorsales meso-oceánicas.

El magmatismo máfico del COT, no se vio mayormente influenciado por componentes típicos asociados a una zona de subducción (alto Th, bajo Nb y Ta). Sin embargo, algunos diques intruyendo al COT y los basaltos de la Formación Yahgán si presentan evidencias geoquímicas de estos fluidos por lo que es indiscutible la presencia de una placa subductante.

Según los análisis geoquímicos, el COT podría haber evolucionado en un ambiente de arco de islas (IAT) y/o de dorsal meso-oceánica (MORB), o en una transición entre estos. Sin embargo, la química de elementos traza y REE, indican más bien un ambiente y magmatismo tipo MORB

7.4.3. Características secundarias

El metamorfismo que afectó al COT, ocurrió a temperaturas $>$ a 200° C y, temperatura que permite la formación de epidota, observada en todas muestras del COT. La asociación mineralógica común, encontrada en las distintas unidades pseudoestratigráficas es clorita + titanita + actinolita + epidota correspondiente a la facies Esquisto Verde. La facies Esquisto Verde, es la facies con una asociación de minerales de alteración de mayor temperatura propuesta en este trabajo y representa la de mayor grado metamórfico. Además existen variaciones de la mineralogía secundaria, que se atribuyen a variaciones composicionales en determinadas zonas del COT.

El COT, presenta mayormente metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico. Esto es inferido por las características secundarias que presenta el COT y que son típicas de metamorfismo de dorsales meso-oceánicas. Además, la alteración de la unidad extrusiva del COT, es mayor que el de otros complejos ofiolíticos. Esto se asocia al nivel de enterramiento en el que estuvo sometido el COT debido a las potentes secuencias turbidíticas correspondientes a la Formación Yahgán.

La intrusión de diques tardíos ricos en K, provoca un metamorfismo de contacto en los gabros, y la consecuente recristalización de minerales primarios.

En un basalto en particular, se encontró texturas comparables al de una posible alteración microbiana. Esto no es extraño, ya que micro-organismos ayudan a catalizar reacciones redox y a acelerar la alteración hidrotermal. Sin embargo, no es concluyente si estas texturas corresponden a bioalteración por lo que sería muy bueno, en un estudio futuro, comprobar la existencia de micro-organismos alterando la corteza oceánica de Tortuga a través de análisis químicos e isotópicos.

7.4.4. Edad

No existe en la literatura previa determinaciones geocronológicas en el COT. Una edad de metamorfismo de 118.3 ± 3.5 Ma se obtuvo para el COT. Estudios anteriores en ofiolitas, entregan un período de metamorfismo de ~ 20 Ma, después del magmatismo. Esto es concordante con edades de otras ofiolitas pertenecientes al CRV que tienen una edad de expansión y magmatismo entre 152 y 142 Ma.

7.4.5. Ambiente Tectónico

Se ha propuesto en estudios anteriores, que el COT pertenece a la CRV. En este estudio se corrobora una génesis conjunta con las otras ofiolitas que afloran al sur de los 50° S asociadas a esta cuenca marginal. Se observa un mayor desarrollo de la cuenca marginal hacia el sur, haciéndose cada vez más ancha. La CRV presenta un carácter más oceánico a la altura del Complejo Tortuga.

REFERENCIAS

Alabaster, T.; Storey, B.C. 1990. Antarctic Peninsula magnesian andesites: indicators of ridge-trench interaction during Gondwana break-up. *Journal of the Geological Society* 147: 595-598.

Barker, P.F.; Griffiths, D.H. 1977. Towards more certain reconstruction of Gondwanaland, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B* 279: 143-159.

Beccaluva, L.; Macciotta, G.; Messiga B.; Piccardo, G.B. 1979. Petrology of the Blue Schists metamorphic ophiolites of the Montenotte nappe (Western Liguria – Italia). *Offioliti* 4: 239-268.

Beiersdorfer, R.E.; Day, H.W. 1995. Mineral paragenesis in pumpellyite low-grade mafic rocks. *Geological Society of America, Special paper* 296: 5-27.

Best, M.G.; Christiansen, E.H. 2001. *Igneous Petrology*. 458 p.

Bruhn, R.L.; Dalziel, I.W.D. 1977. Destruction of the early Cretaceous marginal marginal basin in the Andes of Tierra de Fuego. *In* Island arcs, Deep Sea Trenches and back-arc basins. (Talwani, M.; Pittman, W.C. editors) *Maurice Ewing Series* 1: 395-405

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. Ph.D. Thesis, Universidad de Chile: 170 p.

Compston, W.; Williams, I.S.; Meyer, C.E. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research* B 89: 525–534.

Cunningham, W.D. 1993. Strike-slip faults in the southern most Andes and the development of

the Patagonian orocline. *Tectonics* 12: 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 : 197-229.

Dalziel, I.W.D. 1981. Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal. *Royal Society of London Philosophical Transactions, series A* 300: 319-335.

Dalziel, I.W.D. 1982. The early (pre-middle Jurassic) history of the Scotia Arc region. A review and progress report, in *Antarctic Geoscience*, edited by C. Craddock. University of Wisconsin Press, Madison 111 – 126.

de Wit, M.J. 1977. The evolution of the Scotia Arc as a key of the reconstruction of Southern Gondwanaland. *Tectonophysics* 37: 53-82.

de Wit, M.J.; Stern, C.R. 1976. A model for ocean floor metamorphism, seismic layering and magnetism. *Nature* 264: 615-619.

de Wit, M.J.; Stern, C.R. 1981. Variation in the degree of crustal extension during formation of a back-arc basin: *Tectonophysics* 72: 229-260.

Edwards K.; Bach, W.; McCollom, T. 2005. Geomicrobiology in oceanography: microbe-mineral interactions at and below the seafloor. *Trends in Microbiology* 13: 449-456.

Einen, J.; Kruber, C.; Øvre^oas, L.; Thorseth, I.H.; Torsvik, T. 2006. Microbial colonization and alteration of basaltic glass. *Biogeosciences Discuss* 3: 273-307.

Elthon D.; Scarfe C. 1984. High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the

genesis of primary oceanic basalts. *American Mineralogist* 69: 1-15.

Elthon D.; Stern, C. 1978. Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile. *Geology* 6: 464-468.

Faundez, V.; Hervé, F.; Lacassie, 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.; 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: 1081-1084.

Forsythe, R.; Mpodozis, C. 1983. Geología del basamento pre-Jurásico Superior en el archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín* 39: 63 p.

Frey, M.; Robinson, D. 1999. *Low-Grade Metamorphism* 328p.

Frost, B.R.; Chamberlain, K.R.; Schumacher, J.C. 2000. Sphene titanite: phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology* 172:131–148.

Furnes, H.; Staudigel, H. 1999. Biological mediation in ocean crust alteration: how deep is the deep biosphere? *Earth and Planetary Science Letters* 166: 97-103.

Furnes, H.; Muehlenbachs, K.; Tumyr, O.; Torsvik, T.; Xenophontos, C. 2001d. Biogenic alteration of volcanic glass from the Troodos ophiolite. Cyprus. *Journal of the Geological Society of London* 158: 75-84.

Furnes, H.; Banerjee, N.R.; Staudigel, H.; Muehlenbachs, K.; McLoughlin N.; de Wit, M.; Van Kranendonk, M. 2007. Comparing petrographic signatures of bioalteration in recent To Mesoarchean pillow lavas: Tracing subsurface life in Oceanic igneous rocks. *Precambrian Research* 158: 156-176.

Gillis, K.M.; Banerjee, N.R. 2000. Hydrothermal alteration patterns in supra-subduction zone ophiolites. *In Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program*. Geological Society of American Special Paper 349: 283-297.

Godoy, E. 1978. Observaciones en el Complejo Ofiolítico de Isla Milne Edwards – Cerro Tortuga (Isla Navarino) Magallanes – Chile. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquen, Actas, II: 625 – 636.

Hanson, R.E. 1989. Peninsula Hardy. In *Tectonics of the Scotia Arc, Antarctica*. 28th International Geological Congress (Dalziel I.W.D. Editor). Field Trip Guideb. T180. American Geophysical Union, Washington, DC, 71 - 76.

Harambour, S. M. 2002 b. Mega backfolding in the inner part of Magallanes fold and thrust belt, Gajardo Channel, Magallanes, Chile. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 230-231.

Hervé, F.; Fanning, CM.; Pankhurst, R.J. 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 107-123.

Hervé, F.; Pankhurst, R.J.; Fanning, CM.; Calderón, M.; Yaxley, G.M. 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97:373 – 394.

Hervé, M.; Suárez, M.; Puig, A. 1984. The patagonian batholith south of Tierra del Fuego, Chile: timing and tectonic implications. *Geological Society of London, Journal* 141: 909-917.

Holden, J.F.; Adams, M.W.W. 2003. Microbe-metal interactions in marine hydrothermal environments. *Current Opinion in Chemical Biology* 7: 160-165.

Katz, H.R.; Watters, W.A. 1966. Geological investigation of the Yahgán formation (Upper Mesozoic) and associated igneous rocks of Navarino Island, southern Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 9: 323-359.

König, M.; Jokat, W. 2006. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *Journal of geophysical research* 111, 28p.

Kraemer, P. E. 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S.Lat). *Journal of South American Sciences* 15: 731-748.

Le Bas, M.J. 1986. A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*. 27: 745-750.

Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*. 56: 207-218.

Miller, C.; Barton, M.; Hanson, R.; Fleming, T. 1994. An early cretaceous volcanic arc/marginal basin transition zone, Peninsula Hardy, southernmost Chile. *Journal of volcanology and geothermal research* 63: 33 – 58.

Nelson, E.; Dalziel, I.W.D.; Milnes, A.G. 1980, Structural geology of the Cordillera Darwin: Collision style orogenesis in the southernmost Chilean Andes, *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 73: 727–751.

Oehler, D.Z.; Robert, F.; Mostefaoui, S.; Meibom, A.; Selo, M.; McKay, D.S. 2006. Chemical Mapping of Proterozoic Organic Matter at Submicron Spatial Resolution. *Astrobiology* 6: 838-850.

Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Saavedra, J.; Baldo E.; Dahlquist, J.; Pascua, I.; Fanning, C.M. 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas. *In* The Proto-Andean Margin of South America (Pankhurst, R.J.; Rapela C.W. Editors). Special Publication of the Geological Society. London 142: 343-368.

Pankhurst, R.J.; Tiley, T.R.; Fanning, C.M.; Kelley, S.P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605-625.

Pearce, J.A.; Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Science Letter* 19: 290-300.

Pearce, J.A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics* 25: 41-67.

Pearce, J.A.; Norry, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 32: 33-47.

Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites*. John Wiley and Sons. 525-548.

Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.

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, 145p.

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 p.

Puig, A.; Hervé, M.; Suárez, M. 1984. Milonitas en el Batolito Patagónico y en su roca de caja al sur de tierra del Fuego. In Coloquio sobre megafallas, N° 1, Santiago (Proyecto PICG 202). Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones 34: 121-124.

Ross, K. Elthon, D. 1993. Cumulates from strongly depleted mid-ocean-ridge basalt. *Nature* 365: 826-829.

Ross, K. Elthon; D. 1997a. Extreme incompatible trace- element depletion of diopside in residual mantle from south of the Kane Fracture Zone. *In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Karson, J.A., Cannat, M., Miller, D.J. and Elthon, D.; editors) 153: 277-284.

Ross, K.; Elthon, D. 1997b. Cumulus and postcumulus crystallization in the oceanic crust. major- and trace- element geochemistry of leg 153 gabbroic rocks. *In Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Karson, J.A., Cannat, M., Miller, D.J. and Elthon, D.; editors) 153: 333-350.

Schilling, J.G. 1985. Upper mantle heterogeneities and dynamics. *Nature* 314: 62-67.

Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planet Science Letters* 59: 101-118.

Sun, S.; McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes. *In Magmatism in the ocean basins* (Saunders A.D.; Norry M.J.; editors). Geological Society, London, Special Publications 42: 313-345.

Simonetti, A., Heaman, L.M., Hartlaub, R.P., Creaser, R.A., Machattie, T.G., Böhm, C. 2005. U-Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting faraday collector array. *Journal of analytical atomic spectrometry*, 20: 677-686.

Simonetti, A., Heaman, L. M., Chacko, T., Banerjee, N.R. 2006. In situ petrographic thin section

U–Pb dating of zircon, monazite, and titanite using laser ablation–MC–ICP–MS. *International Journal of Mass Spectrometry*, 253: 87–97.

Stern, C.R. 1979. Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and the tectonic implications. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 68: 243-258.

Stern, C.R. 1980. Geochemistry of Chilean ophiolites: Evidence of the compositional evolution of the mantle source of back-arc basin basalts. *Journal of Geophysical Research*, 85: 955-966.

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: 15-23.

Stern, C.R.; de Wit, M.J. 2003. Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development on oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. *In Ophiolites in Earth History* (Dilek, Y.; Robinson, P.T.; editors), Geological Society, London, Special Publications 218: 1-19.

Stern, C.R.; de Wit, M.J.; Lawrence, J.R. 1976. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implications for ocean floor metamorphism, seismic layering, and magnetism. *Journal of Geophysical Research* 81, 23: 4370-4380.

Stern, C.R.; Elthon, D. 1979. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications for ocean floor metamorphism. *Tectonophysics* 55: 179-213.

Stetter, K.O., 2006. Hyperthermophiles in the history of life. *Philosophical Transactions of the Royal Society. B* 361: 1837–1843.

Stetter, K.O.; Fiala, G.; Huber, G.; Seegerer, A. 1990. Hypothermophilic microorganisms. *FEMS Microbiology Letters* 75: 117–124.

Storey, B.C.; Alabaster, A. 1991. Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models: Evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. *Tectonics* 10: 1274-1288.

Storey, C.D.; Jeffries T.E.; Smith, M.P. 2006. Advances in in situ U–Pb dating of accessory minerals by LA-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: A618

Storey, C.D.; Smith, M.P.; Jeffries, T.E. 2007. In situ LA-ICP-MS U–Pb dating of metavolcanics of Norrbotten, Sweden: Records of extended geological histories in complex titanite grains. *Chemical Geology*, 240: 163-181.

Suárez, M.; Pettigrew, T.H. 1976. An Upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine* 113: 305–328.

Suárez, M. 1977b. Aspectos geoquímicos del Complejo ofiolítico Tortuga en la Cordillera Patagónica del sur de Chile. *Revista Geológica de Chile* 4: 15-33.

Suárez, M. 1978. Geología del área al sur del Canal Beagle: región Magallanes y Antártica Chilena, escala 1:500.000. IIG, Carta Geológica de Chile (n.36): 48 p., il., 1 mapa, Santiago.

Suárez, M. 1979. A Late Mesozoic island arc in the Southern Andes, Chile. *Geological Magazine* 116: 181-190.

Suárez, M.; Hervé, M.; Puig, A. 1985. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes: XII Región, escala, 1:250.000. IIG, Carta Geológica de Chile (n.65): 106 p., il., 1 mapa, Santiago.

Tanner, P.W.G.; Rex, D.C. 1979. Timing of events in a Lower Cretaceous island arc-marginal

basin system on South Georgia. *Geological Magazine* 116: 167-179.

Thomson, S.N.; Hervé, F. 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Re-vista Geológica de Chile* 29 (2): 255-271.

Thorseth, I.H.; Torsvik, T.; Torsvik, V.; Daae, F.L.; Pedersen, R.B.; Keldysh-98 Scientific party, 2001. Diversity of life in ocean floor basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 194: 31-37.

Watters, W.A. 1965. Preheinitization in the Yahgan formation of Navarino island, southernmost Chile. *Mineralogical Magazine* 268: 517-527.

Williams, I.S. 1998, U-Th-Pb geochronology by ion microprobe, in McKibben, M.A., et al., eds., *Applications of micro-analytical techniques to understanding mineralization processes: Society of Exploration Geophysicists (SEG) Reviews in Economic Geology*, 7: 1-35.

Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global tectonic approach.* Allan & Unwin London 466 p.

Wilson, T.J. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 103: 98-111.

Winchester, J.A.; Floyd, P.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet Science Letters* 27: 211-218.

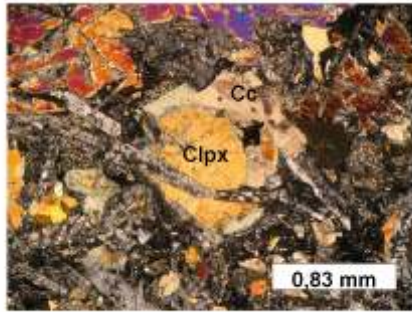
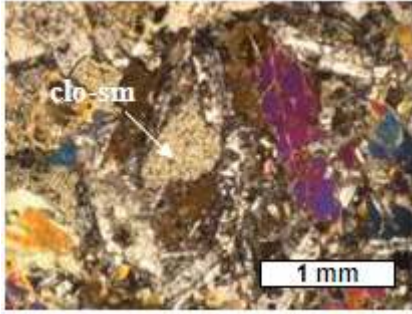
Winchester, J.A.; Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 10: 325-343.

Winn, R.D. 1978. Upper Mesozoic flysch of Tierra del Fuego and South Georgia Island: A Sedimentologic approach to lithosphere plate restoration. *Geological Society of America* 89:

533-547.

Winslow, M.A. 1982. The structural evolution of the Magallanes basin and neotectonics in the southernmost Andes. In *Antarctic Geosciences, Symposium on Antarctic Geology and Geophysics* (Craddock, C.; editor). University of Wisconsin Press, 143-154, Madison.

Anexo 1: Descripciones Petrológicas

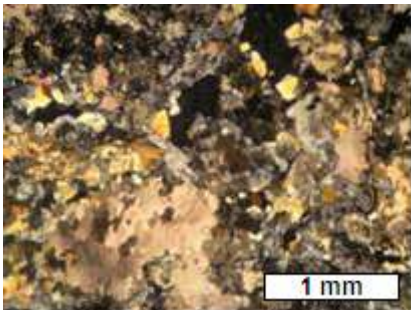
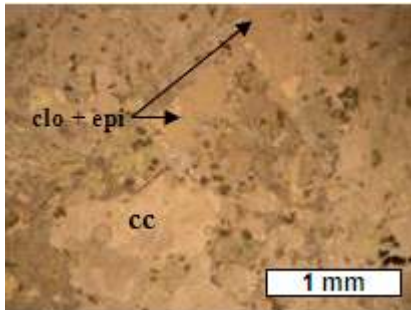


Muestra TN0705A

Ubicación: Isla en seno Grandi, al E de Isla Bertrand

Nombre: Diabasa media

Roca holocristalina, hipidiomórfica, fanerítica de grano medio. Presenta texturas variolítica gruesa, ofítica, subofítica. La mineralogía primaria presenta un 30% de plagioclasa de tamaño 1 mm, llegando hasta los 3 mm, son subhedrales y se encuentra entrecrecida con el clinopiroxeno. Se encuentran muy alteradas presentando textura sieve y alterando a clorita, actinolita, titanita y epidota. Hay un 40% de clinopiroxeno de tamaño 2 mm, llegando hasta los 5,5 mm, son anhedrales y se alteran a actinolita y titanita, se presenta muy fracturado. Hay un 5% de ortopiroxeno euhedrales y con los bordes alterados a actinolita. El 25% restante corresponde a una masa fundamental recrystalizada con espacios intersticiales rellenos de clorita, epidota y titanita, en donde se pierde completamente texturas igneas. Hay < 1% de opacos. Esta roca se encuentra muy alterada afectando al 60% de la mineralogía, la actinolización afecta toda la roca, con actinolita > clorita > calcita > epidota > titanita. Presenta una gran cantidad de titanita.

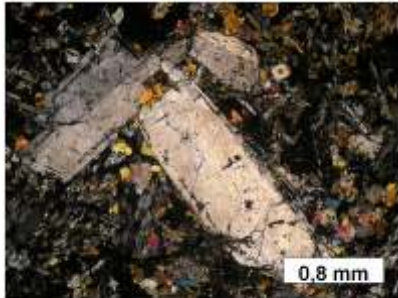
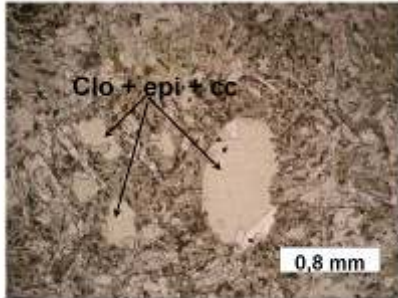


Muestra TN0705B

Ubicación: Isla en seno Grandi, al E de Isla Bertrand

Nombre: Diabasa media

Roca holocristalina, alotriomórfica, fanerítica, textura variolítica gruesa (subofítica) porfírica con fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa. Se presenta muy alterada afectando al 80% de la roca. Entre los minerales primarios hay un 18% de plagioclasa, subhedrales, tabulares muy alteradas presentando textura sieve. Presentan distintos tamaños desde los 2,5 mm a microlitos y se altera a clorita y epidota. El 12% de clinopiroxeno, se encuentra parcialmente reemplazado y aislado por actinolita en los bordes. El 70% restante corresponde a una masa fundamental totalmente recrystalizada y con espacios intersticiales rellenos. La recrystalización corresponde a calcita, actinolita, epidota, titanita, cuarzo microcristalino, clorita, óxidos y opacos. Esta roca presenta un metamorfismo de alto grado. Los minerales secundarios se presentan según cantidad actinolita > calcita > clorita > epidota > titanita > cuarzo.

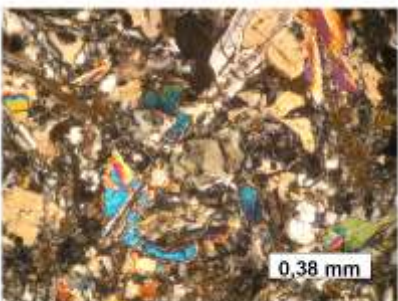
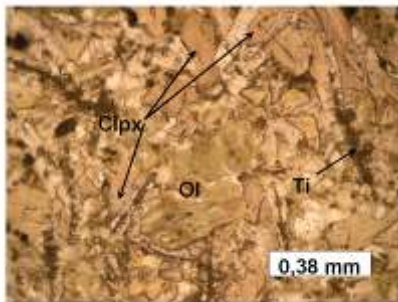


Muestra TN0705C

Ubicación: Isla en seno Grandi, al E de Isla Bertrand

Nombre: Diabasa media

Roca holocristalina, porfírica (10% fenocristales, 90% masa fundamental). Presenta fenocristales de plagioclasas de 2-3 mm de tamaño, se presentan albitizadas y poiquilíticas (inclusiones de Clpx). La masa fundamental, de grano medio a fino, está compuesta por un 63% de cristales, que corresponde a un 35% de plagioclasa, de 1 mm de tamaño con textura intergranular e intersertal, alteradas a titanita y epidota y un 25% de clinopiroxeno en ocasiones con textura variolítica media y también de forma cristalina, los cristales son eu-subhedrales y no presentan mayor alteración y algunos presentan maclas, y un 3% de opacos. El 27% restante corresponde a una masa fundamental recrystalizada con espacios intersticiales que corresponden a amígdalas, y está compuesta por clorita, epidota y actinolita. La alteración secundaria afecta a un 70% de la roca y está dada principalmente por actinolita > titanita > calcita > clorita > epidota.



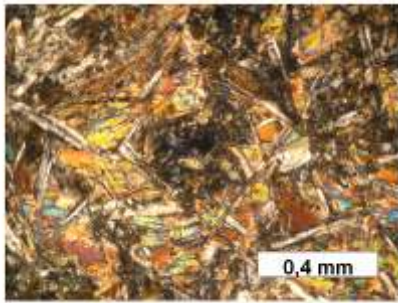
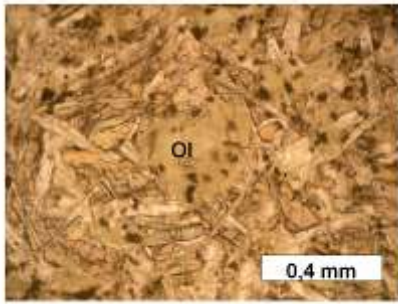
Muestra TN0706A

Ubicación: Puntita en Península Señoret

Nombre: Basalto

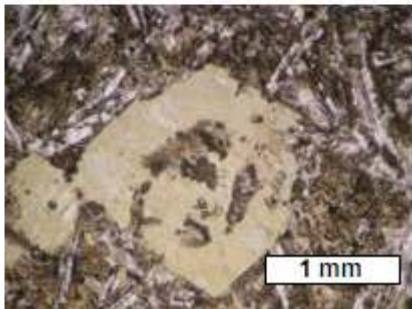
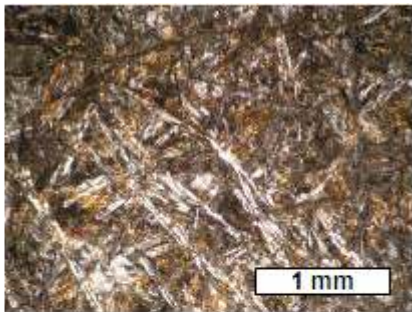
Roca hipocristalina, hipidiomórfica, fanerítica de grano fino (promedio 0,5 mm) y equigranular con textura variolítica media. Presenta un 5% de vidrio alterado a clorita y esmectita, y entre su mineralogía primaria hay un 35% de plagioclasa de tamaño promedio 0,4 mm (0,15 – 1 mm), son aciculares y se alteran principalmente a epidota y titanita, un 42% de clinopiroxeno, son anhedrales y se presentan entrecortados por cristales de plagioclasa por un continuo entrecrecimiento. Presentan un color rosado-verde claro y una corona de reacción criptocristalina. Hay un 15% de olivino de tamaño 0,5 mm, subhedrales y casi completamente alterado a micas verdes (serpentina?) y calcita en menor cantidad. Minerales opacos (3%) son anhedrales y unos pocos de forma cúbica.

La alteración secundaria afecta a un 40% de la muestra con micas verdes > titanita > epidota > calcita. También hay manchas que puede corresponder a leucóxeno, alteración de titanomagnetita.



Muestra TN0706B
Ubicación: Puntita en Península Señoret
Nombre: Basalto

Roca hipocristalina, hipidiomórfica de grano fino (promedio 0,37 mm), equigranular con textura variolítica fina. Presenta un 20% de vidrio intersticial alterando a clorita y un 80% de minerales primarios. Un 25% de plagioclasa de tamaño promedio 0,35 mm aciculares, un 43% de clinopiroxeno, anhedral y entrecrecido con plagioclasa y ambos con alteración principalmente a titanita, un 10% de olivino de tamaño 0,37 mm llegando hasta los 0,85 mm, subhedrales y alterados principalmente a clorita, serpentina y calcita en menor grado, y un 2% de opacos. La muestra presenta una vetilla de 0,075 mm rellena de clorita y titanita. Hay zonas en donde se observa una mayor oxidación y hay un aumento en la calcita. La alteración afecta a un 50% de la muestra con micas verdes > titanita > calcita > epidota. Presenta oxidación



Muestra TN0706D
Ubicación: Puntita en Península Señoret
Nombre: Basalto

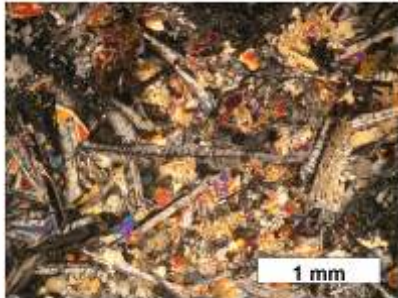
Roca holocristalina, hipidiomórfica de grano fino-medio. Presenta textura variolítica fina. Tiene un 30% de plagioclasa cuyo tamaño varía entre microlitos y 1 mm, con promedio de 0,5 mm, de forma acicular y alterada a epidota y titanita. Presenta un 60% de clinopiroxeno microcristalino, lo que indica al tener textura variolítica fina un enfriamiento rápido y se altera a titanita y óxidos. Se observan cristales completamente reemplazados por micas verdes, titanita y en menor grado por calcita, los que pueden corresponder a olivinos (5%) y ortopiroxenos (2%). Hay un 3% de pequeñas vetillas rellenas de clorita, prehnita, titanita y óxidos. La alteración secundaria afecta a un 30% de la muestra con óxidos > titanita > micas verdes > epidota > prehnita > calcita.

TN0706D* es extraída del borde del basalto almohadillado, y corresponde a material tipo chert interpillow. Está compuesto por un 98% de cuarzo, cuya masa fundamental es cuarzo microcristalino con bandas de cuarzo de mayor tamaño. Presenta un 2% de calcita y epidota. Hay zonas de mayor oxidación y pequeños cristales de pirita menor a 0,1 mm, los que se acumulan con mayor frecuencia entre las vetillas.

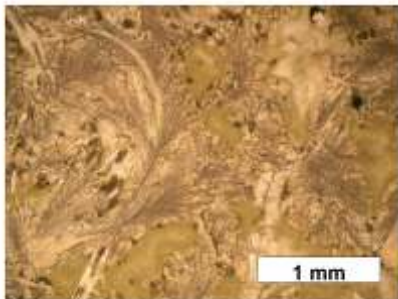


Muestra TN0712A
Ubicación: Seno Grandi
Nombre: Basalto

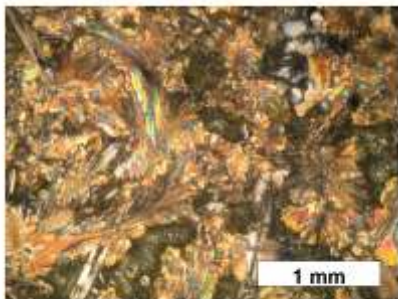
Roca hipocristalina (70% de minerales y un 30% de vidrio), hipidiomórfica, equigranular (1,5 mm). Hay un 30% de **plagioclasa** con un tamaño promedio de 2 mm, de textura ofítica, subofítica, intergranular, intersertal y poiquilítica (inclusiones de clpx), y se encuentra alterada a epidota. El 40% de **clinopiroxeno** (augita) se entremezcla con algunas plagioclasas, presentando una textura variolítica gruesa. Algunos piroxenos presentan extinción ondulosa y están cloritizados. Muy pocos se presentan en forma cristalina. El vidrio, se presenta relleno de cavidades y está recristalizado a clorita y en menor cantidad titanita fresca. La alteración afecta a un 35% de la roca y se da por minerales secundarios, que principalmente afecta al vidrio: clorita > titanita > epidota. En general los minerales primarios se presentan frescos.



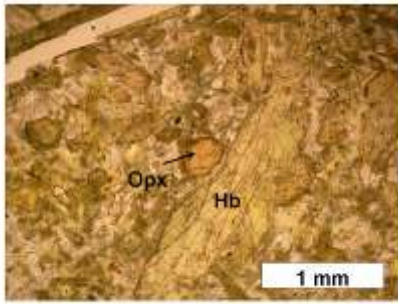
Muestra TN0712B
Ubicación: Seno Grandi
Nombre: Basalto



Roca hipocristalina (con un 85% de minerales y un 15% de vidrio y amígdalas recristalizado), hipidiomórfica, de grano medio a fino (0,3-2 mm, promedio 1,2 mm) con texturas predominante intersertal e intergranular. Entre la mineralogía primaria hay un 30% de **Plagioclasa**, con dos poblaciones: aciculares de tamaño 1,2 mm, sub-euhedrales con inclusiones de Clpx y las tabulares de tamaño 0,7 mm, extinción ondulosa, sub-anhedrales y se encuentra entre los piroxenos de textura variolítica fina ("branching"). Se altera a epidota, clorita y mica blanca, siendo las tabulares mucho más alteradas. El **clinopiroxeno** (40%) se presenta afectado por la textura "branching", ofítica y subofítica, siendo éstos últimos característicos de los Clpx granulares. Hay un 15% de **Olivino**, anhedral y granular, se encuentra completamente alterado por serpentina? y clorita. Presenta un tamaño de 0,3 mm. La alteración a serpentina es verde y fibrosa, y en menor proporción presenta titanita secundaria y calcita.

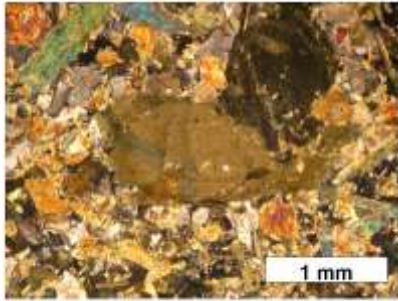


Las amígdalas tienen un tamaño promedio de 0,3 mm y están rellenas con clorita y esmectita. También hay espacios intersticiales rellenos con vidrio recristalizado a clorita y calcita, presentándose la calcita por el borde. La alteración afecta a un 40% de la roca, con mayor magnitud en ol y vidrio, y en general es clo > titanita > serpentina > mica blanca > epidota > esmectita > calcita.

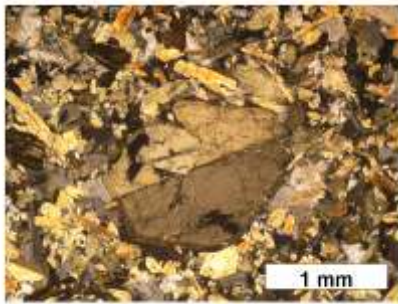


Muestra TN0713A
Ubicación: Seno Grandi
Nombre: Lamprófido

Roca holocristalina, fanerítica, porfírica. Fenocristales (40%, de tamaño 2 – 5,5 mm) corresponden a un 30% de **Hornblenda**, euhedrales, maclados y dispuestos al azar altera a actinolita en los bordes (zonación de anfíboles), un 7% de **Olivino** totalmente alterado a calcita, clorita y un 3% de **Ortopiroxeno** parcialmente alterado a los mismos. La masa fundamental (60% de tamaño 0,2 – 1 mm) corresponde a un 20% de **plagioclasa**, subhedral-anhedral, intensamente alterada a epidota y actinolita, un 35% de **Hornblenda** primaria, subhedral-euhedral alterado parcialmente por actinolita y por último un 5% de **Olivino** totalmente alterado a clorita, calcita. La roca presenta textura de filón, pues predominan fenocristales de anfíbol con anfíboles más pequeños y aciculares. La alteración afecta al 20% de la muestra, con actinolita > epidota > clorita > calcita > titanita.



Muestra TN0713C
Ubicación: Seno Grandi
Nombre: Lamprófido

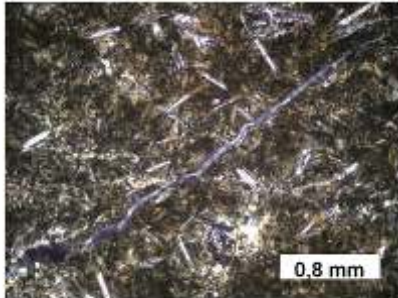
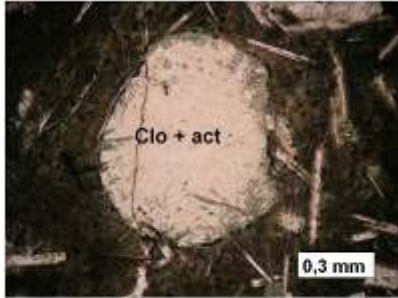


Roca holocristalina, fanerítica y porfírica. Los fenocristales (30% de tamaño 1 - 3,5 mm) son de **Plagioclasa** (5%) subhedral-euhedral muy albitizadas, **Hornblenda** (20%) euhedrales con maclas y algunas zonadas y **Clinopiroxeno** (5%). La masa fundamental (70% de tamaño menor a 1 mm) consiste en **plagioclasa** (40%) alteradas a actinolita y epidota, **Hornblenda** (25%) con leve actinolización y cristales completamente reemplazados por clorita que puede corresponder a **piroxeno** (5%). La mineralogía secundaria afecta al 15% de la muestra siendo actinolita > epidota > clorita > titanita.

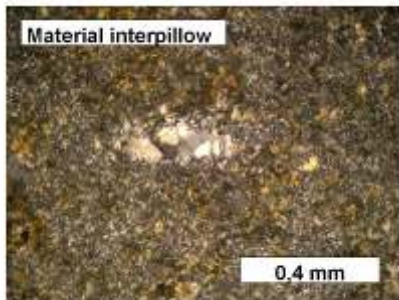
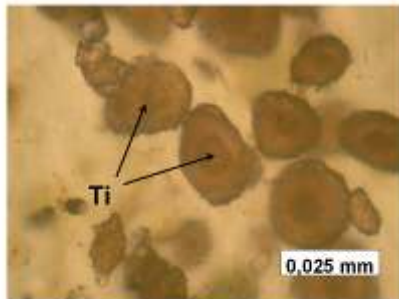
Muestra TN0715A

Ubicación: Seno Grandí, (islita al E de C° Tortuga)

Nombre: Basalto



Muestra extraída desde el borde de un basalto almohadillado. Roca hipocristalina, fanerítica y porfírica, con un 25 % de minerales, un 15% de vetillas y amígdalas y un 60% de vidrio en la masa fundamental. Entre los minerales primarios hay un 3% de **plagioclasas** porfíricas con un tamaño de 2,5 mm, sub-anhedrales y muy sericitizadas y con moscovita, clorita, epidota y titanita. Las **plagioclasas** más pequeñas (17%) tienen un tamaño de 0,4 mm y son euhedrales, tabulares con alteración a epidota, sericita y en menor cantidad titanita. Algunas se ven con textura esqueletal. Hay un 5% de **Clinopiroxeno**, con textura subofítica y ofítica, se presentan con un leve borde de reacción y en general se presentan poco alterados (principalmente a epidota). El **vidrio** está palagonitizado y presenta un color café oscuro. Las **vetillas** representan un 9% del corte, en general muestra muy fracturada de espesor 0,8 mm y rellenas principalmente de cuarzo, clorita, prehnita, epidota (algunas cristalinas), actinolita y titanita fresca. Las **amígdalas** (6%) tienen un diámetro de hasta 1 mm y están rellenas con clorita, epidota, actinolita y en menor cantidad titanita. La mineralogía secundaria afecta a un 90% de la roca, dado por su alto contenido en vidrio. Palagonita > clo > actinolita > epidota > mica blanca > titanita > prehnita



Muestra TN0715A*

Ubicación: Seno Grandi, (islita al E de C° Tortuga)

Nombre: Borde lava almohadillada + material intersticial

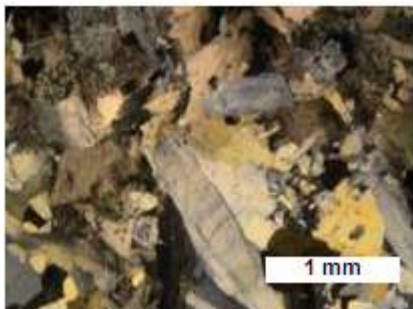
Roca de grano muy fino (0,01 mm) perteneciente al material intersticial entre los basaltos almohadillados (sedimento recristalizado). Está compuesta fundamentalmente por cuarzo > titanita > actinolita > epidota > clorita. El cuarzo se presenta en forma granular por toda la muestra y en agregados (mosaicos) junto a la actinolita. La epidota se presenta por toda la matriz de forma microcristalina y en agregados de 0,2 mm. Hay un par de cristales de pirita de tamaño 1,2 mm con los bordes oxidados, y otros cristales más finos de 0,4 mm, lo que representaría un 2% del total de la muestra.

En los bordes de los basaltos almohadillados la muestra se presenta mucho más cristalina, con plagioclasas tabulares con tamaño promedio 0,6 mm. Hay titanita de forma esferulítica y concéntricas de tamaño 0,05 mm, en ocasiones se presenta de forma enlazada y bordeando a cristales como plagioclasa y clinopiroxeno. Las actinolitas son de tamaño 0,03 mm promedio, llegando a alcanzar 0,5 mm y presentan un fuerte pleocroismo. Epidota es más escasa, y de forma granular, mientras la clorita se encuentra relleno de las vetillas. Los minerales secundarios serían clorita > titanita > actinolita > epidota.

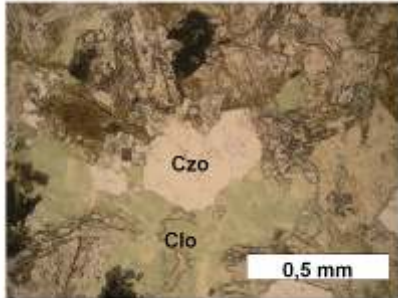
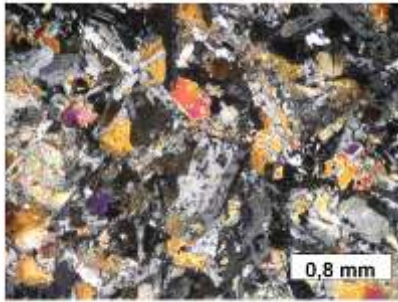
Muestra TN0716

Ubicación: Islita al oeste de C° Tortuga

Nombre: Diabasa gruesa, anfibolitizada



Roca completamente recristalizada, con escasas características primarias. Es de grano grueso (promedio 2 mm) Se puede reconocer una textura holocristalina, ofítica gruesa, en donde cristales de plagioclasa se entremezclan con clinopiroxenos. La roca presenta mucha alteración, en donde los minerales primarios están alterados y recristalizados a actinolita, epidota, prehnita, clorita y cuarzo. Entre los minerales primarios hay titanomagnetita bien preservadas. Presenta grandes vetillas rellenas de prehnita. La alteración secundaria afecta a un 80% de la muestra.

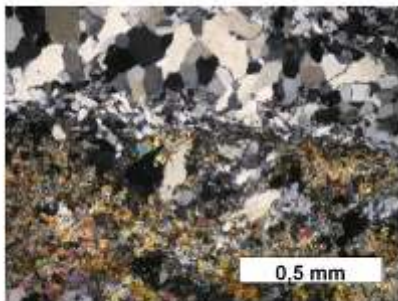


Muestra TN0717

Ubicación: Islita al oeste de C° Tortuga

Nombre: Diabasa fina

Roca holocristalina, fanerítica de grano fino (0,3 mm), alotriomórfica. Hay dos poblaciones de **plagioclasa** con un 15% de tamaños desde 1 – 1,5 mm subhedrales muy alteradas, presenta textura sieve con alteración a clorita y epidota y hay un 20% de plagioclasa de 0,5 mm. Hay un 15% de **clinopiroxeno** de 0,4 mm con textura subofítica, ofítica e intergranular y de extinción ondulosa. Hay un 10% de **titanomagnetita**, son subehedrales de color gris oscuro y algunas presentan clivaje. El resto (50%) corresponde a una **masa fundamental** recristalizada con minerales secundarios dados por cuarzo, clorita, prehnita, epidota y actinolita. La muestra se presenta muy alterada, afectando al 80% de la roca con clorita > cuarzo > titanita > actinolita > epidota > mica blanca. En partes hay hematita. La actinolita se encuentra asociada a la clorita y la mica blanca se encuentra alterando a minerales euhedrales asociadas a piroxeno. Hay una alteración cafésosa en forma de mancha que es titanita y proviene de la alteración de la titanomagnetita (leucoxeno), además hay titanita fresca. Hay una vetilla de 0,05 mm de espesor rellena con prehnita.

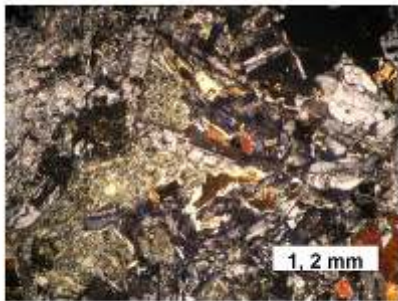
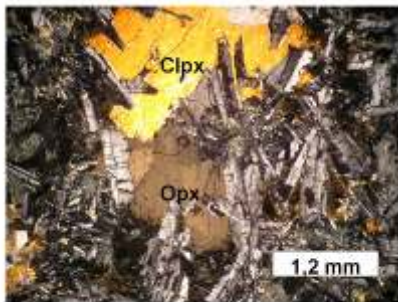


Muestra TN0718

Ubicación: Islita al oeste de C° Tortuga

Nombre: Veta de cuarzo y epidota

Muestra sacada desde una veta de TN0717, presenta bandas de cuarzo de distintos tamaños (desde microcristalino a 2 mm) y bandas de epidota, algunas más cristalinas y con manto de arlequín. Presenta titanita por toda la muestra y en partes se encuentra oxidada con minerales rojos (hematita?). Hay un 35% de cuarzo y un 65% de epidota.



Muestra TN0719A

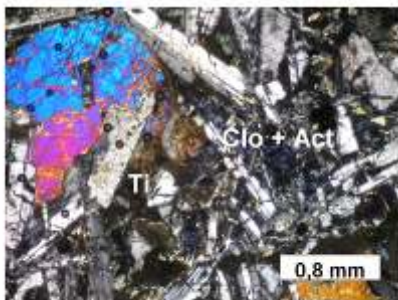
Ubicación: Costa oeste C° Tortuga

Nombre: Diabasa media

Roca holocristalina, hipidiomórfica, fanerítica de grano medio (promedio 0,5 – 1 mm) con texturas subofítica, ofítica, poiquilítica e intergranular. La mineralogía se caracteriza por presentar un 37% de **plagioclasa** de tamaño promedio 0,6 mm (hasta los 2 mm) sub-euhedrales y están alteradas a clorita, actinolita, mica blanca y epidota. Algunas presentan inclusiones de clinopiroxeno. Tiene un 33% de **clinopiroxeno** y 18% de **ortopiroxeno** de tamaño promedio 0,8 mm, incoloro algunos maclados y muy fracturados, se alteran a clorita y actinolita. Presentan inclusiones de plagioclasa las que sufren alteración a mica blanca y epidota. Hay un 2% de **opacos**. Hay un 10% de **titanomagnetita**

La roca presenta mucha alteración, afectando principalmente a las plagioclasas las que a veces se presenta sin relictos. En general hay dos tipos de alteración asociadas: 1) actinolita + clorita y 2) mica blanca + epidota.

Presenta algunas vetillas (2%) de espesor promedio 0,1 mm rellenas de clorita, epidota y óxidos. La alteración afecta al 60% de la muestra siendo actinolita ≥ clorita > mica blanca ≥ epidota » prehnita

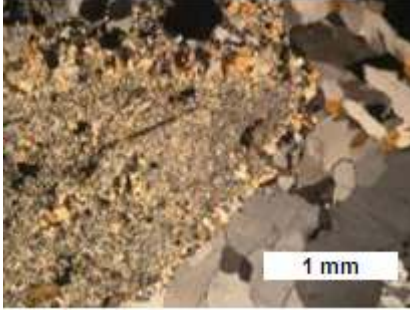


Muestra TN0719B

Ubicación: Costa oeste C° Tortuga

Nombre: Diabasa media

Roca holocristalina, fanerítica de grano medio (1 mm), en general textura seriada. Tiene un 40% de **plagioclasa** desde 0,2 – 4 mm de tamaño (1 mm promedio) eu-subhedrales, tabulares. Están muy sericitizadas y alteradas a clorita, actinolita y titanita. Hay un 33% de **clinopiroxeno** desde 0,3 – 3 mm (1,2 mm tamaño promedio) presenta leve pleocroismo y un 15% de **ortopiroxeno** con un leve pleocroismo de verde a rosado claro, subhedrales y presenta textura ofítica y subofítica. Clorita y actinolita alteran parcial o completamente al piroxeno. Algunos presentan bordes de reabsorción. Hay un 2% de opacos y un 10% de **titanomagnetita**. Entre la mineralogía secundaria la que afecta a un 40% de la muestra hay mica blanca > actinolita > clorita > epidota. La roca se presenta muy alterada y presenta una vetilla de cuarzo y prehnita



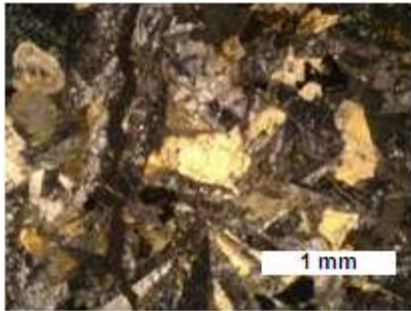
Muestra TN0719C

Ubicación: Costa W C° Tortuga

Nombre: Cuarzo, prehnita, epidota

Muestra sacada desde una vetilla cortando TN0719B. Roca holocrystalina, alotriomórfica, fanerítica e inequigranular de grano fino-grueso. Presenta un 68% de cuarzo anhedral, inequigranular (microcristalino – 2 mm), un 25% de prehnita, anhedral e inequigranular (microcristalina – 0,5 mm), 5% de epidota microcristalina y un 2% de opacos cúbicos de 0,2 mm.

Presenta un mineral primario totalmente alterado que puede ser piroxeno y se altera a clorita y epidota. Además aparecen bandas de más cuarzo y de mayor tamaño, y de más prehnita.

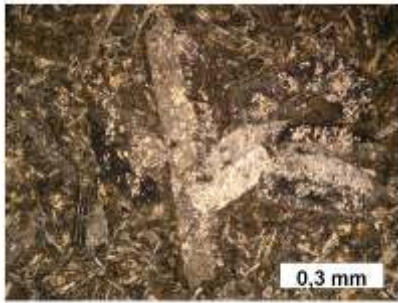


Muestra TN0720A

Ubicación: Costa W C° Tortuga

Nombre: Diabasa

Roca holocrystalina, de textura ofítica gruesa. Roca muy alterada por el intenso vetilleo que presenta. Dentro de los minerales primarios se puede reconocer un 50% de **plagioclasa** albitizada y alterada a sericita y epidota, de hasta 4 mm de tamaño. Un 30% de **clinopiroxeno** alterado a actinolita de 0,7 mm de tamaño, un 10% de titanomagnetita, La mineralogía secundaria afecta a un 70% de la muestra y hay actinolita, clorita, leucoxeno, mica blanca y mucha epidota, cuarzo y prehnita. Estas dos últimas se encuentran con mayor intensidad en las vetillas de 1 mm de espesor.

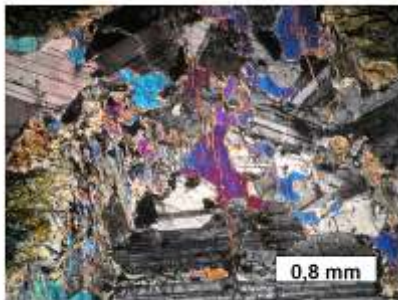
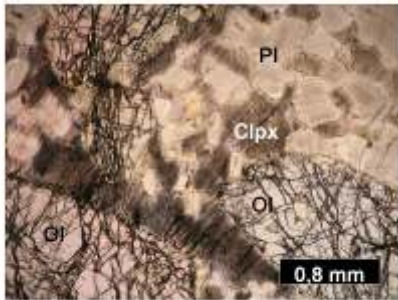


Muestra TN0720B

Ubicación: Costa W C° Tortuga

Nombre: Basalto Porfírico

Roca holocristalina, hipidiomórfica, fanerítica y porfídica con un 20% de fenocristales de **plagioclasa** de tamaño 0,7 – 5 mm, se presentan tabulares y subhedrales y muy alteradas a sericita, clorita, titanita, epidota, y actinolita subordinada. La **masa fundamental** (80%) es fanerítica, equigranular de grano muy fino (0,05 mm) se presenta muy alterada a titanita y clorita y corresponde a 40% de **plagioclasas** aciculares, 30% de **piroxeno**, anhedrales y entrecrecido con plagioclasa (textura variolítica media) y por último un 10% de **olivino** subhedral algunos alterados completamente a clorita. Presenta algunas vetillas de espesor menor a 0,15 mm rellenas de prehnita, clorita. La alteración secundaria afecta a un 60% de la muestra con clorita > titanita > mica blanca > epidota > actinolita. Formación de pirita



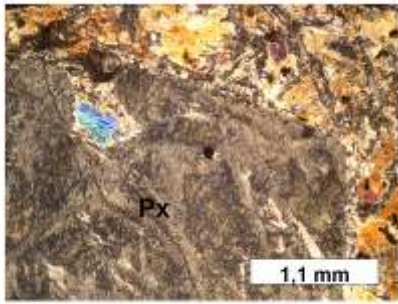
Muestra TN0722A

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Troctolita de clinopiroxeno

Roca holocristalina, de grano medio, alotriomórfica, inequigranular. Contiene un 53% de **Plagioclasa** (0,2 – 5 mm) de tamaño promedio 1,5 mm, cristales anhedrales. Se presenta en forma cumulada e interdigitada con otras plagioclasas, lo que indica el poco espacio que tuvieron para crecer en la cámara magmática. También presenta una textura poiquilítica e intergranular con minerales de Clpx. El **Olivino** (35%) presenta un tamaño promedio de 1,5 mm (0,5 – 3 mm) con cristales subhedrales en forma granular y cumulada. Textura coronítica, con cristales criptocristalinos de al parecer Clpx. Contiene cristales de Pl de forma poiquilítica. El **Clinopiroxeno** (12%) se presenta de forma intergranular e irregular ocupando los intersticios entre Pg y Ol. Su clivaje es bien marcado y presenta pleocroismo leve de verde a rosado claro. Textura ofítica.

En general, la roca está bien preservada, con minerales de alteración en Pl, de sericita, epidota, clinozoisita y titanita, en el Ol esmectita, talco, arcilla, actinolita y alteración iddingita y opacos en las fracturas. Clpx se altera actinolita. Titanita se presenta por toda la roca.



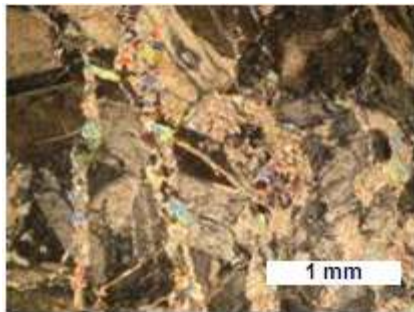
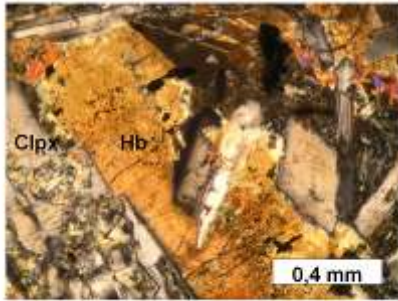
Muestra TN0722B

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Lamprófido

Roca holocristalina, hipidiomórfica, porfírica con un 10% de fenocristales, desde 1,2 – 5 mm de tamaño y un 90% de masa fundamental de tamaño promedio 1 mm. Presenta textura variolítica gruesa, subofítica y quelifítica. Los **fenocristales** son eu-subhedrales y se presentan totalmente alterados a micas fibrosas grises (serpentina?), y sin relictos. Presentan textura quelifítica, con corona de actinolita y algunos presentan embahamiento. El mineral alterado podría ser un piroxeno. La masa fundamental es equigranular y presenta textura variolítica gruesa, esto es, plagioclasa entrecrecida con clinopiroxeno que está casi completamente reemplazado por anfíbolos. Hay un 30% de **plagioclasa** tabulares y aciculares presentando las de mayor tamaño reabsorción, un 50% de **anfíbolos** alteradas parcialmente por actinolita. Presenta un 3% de **opacos**. Vetillas de espesor promedio 0,12 mm rellenas de clorita y epidota. En la matriz también hay alteración a serpentina.

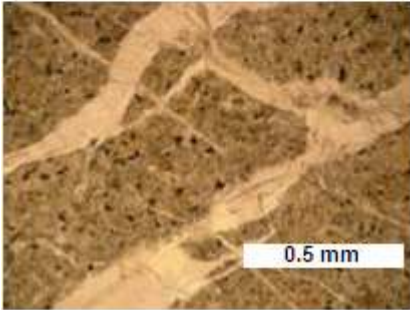
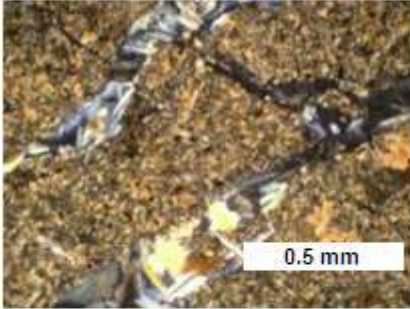
En general, la alteración secundaria afecta a un 40% de la muestra con actinolita >titanita > serpentina > clorita > epidota



Muestra TN0722C

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Muestra extraída desde una falla, cortando los gabros. Roca muy vetillada y alterada a epidota, clorita, prehnita, actinolita y calcita. Es posible reconocer clinopiroxenos y plagioclasa muy alteradas



Muestra TN0722E

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

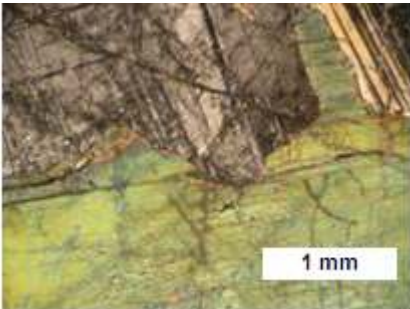
Nombre: Dique máfico afanítico

Dique intruyendo a gabros. Roca holocristalina, afanítica, porfírica, melanocrática. Presenta muchas vetillas (10%) de espesor 0,01 – 0,5 mm rellenas de epidota, clinozoisita, óxidos y mica blanca. Presenta un 25% de fenocristales de dos poblaciones de tamaño, de 2-4mm y de 0,2 mm. Ortopiroxeno (5%, 3 – 4 mm) presenta muchas inclusiones de minerales presentes en la masa fundamental y se altera a óxidos. Plagioclasa (3% 2 – 4 mm) se altera a sericita, clinozoisita y prehnita. Olivino (1%, tamaño 0,2 mm) parcialmente reemplazado por actinolita en los bordes. Clinopiroxeno (16%, tamaño 0,2 mm), presenta la misma alteración que la masa fundamental, confundiendo con ésta. La masa fundamental (65%) es afanítica de grano muy fino reconociéndose en ésta plagioclasa, mucha biotita de pleocroismo verde a café claro presentándose en escamas las que alteran a anfíboles primarios maclados. Hay gran cantidad de opacos (15%), y se presenta oxidada (aspecto anaranjado). Vetillas de mica blanca hace evidente una entrada de gran cantidad de K.

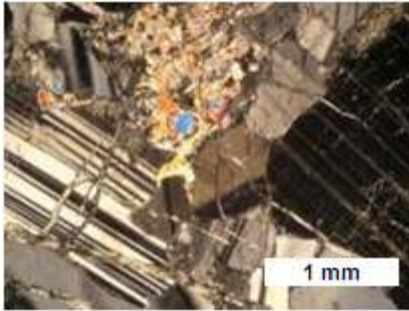
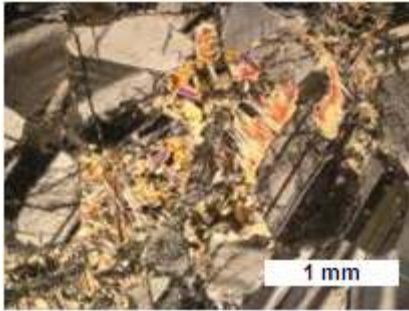
Muestra TN0722F

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Gabro



Roca holocristalina, de grano grueso – muy grueso, alotriomórfica, inequigranular. Hay un 60% de **Plagioclasa** (0,5 – 5 mm). Cristales anhedrales y presenta inclusiones de Clpx con alteración. Texturas intergranular, con Clpx en los intersticios. Presenta alteración principalmente a titanita, epidota, y en menor cantidad prehnita y clinozoisita. El **Clinopiroxeno** (30%) presenta un color gris dado por el intenso clivaje y se encuentra cristalizando a la par con la PI y envolviendo a éstas. Toda la muestra tiene pequeñas vetillas (< 0,1 mm) rellenas por clorita incolora, y titanita. La textura de esta roca indica muchos núcleos de PI y pocos de Clpx, con tasa de crecimiento mucho mayor a la de PI envolviendo a éstas. En general, roca bien preservada, sin alteración ni afectada por metamorfismo hidrotermal.

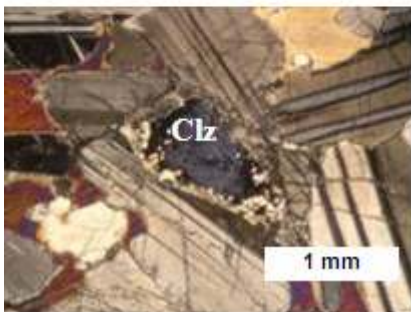
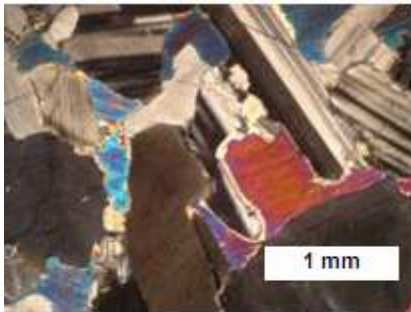


Muestra TN0723A

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Gabro de ortopiroxeno

Roca fanerítica de grano medio, alotriomórfica e inequigranular compuesta principalmente por **plagioclasa** (70%) con cristales anhedrales y cumulados que varían en tamaño desde 0,5 – 7 mm (promedio 1,5 mm), presentando inclusiones de Clpx. El **Clinopiroxeno** (20%) se presenta en los intersticios de las Pl y de forma anhedral con tamaños desde 0,5 – 8 mm (promedio 2 mm). La facie esquistos verde se hace presente en esta roca porque el Clpx está completamente reemplazado por actinolita, clorita (serpentina?) y en menor cantidad epidota y titanita. Los cristales de Plagioclasa presentan alteración a epidota y titanita, con fracturas de clorita blanquecina (muy magnéticas). Óxidos, clorita y clinozoisita se encuentran principalmente en vetillas, las que son numerosas en toda la muestra. **Ortopiroxeno** (5%) de 0,8 mm es euahedral-subhedral con alteración a epidota. La alteración afecta a un 30% de la muestra y está dada por titanita > mica blanca > epidota > clorita



Muestra TN0723B

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

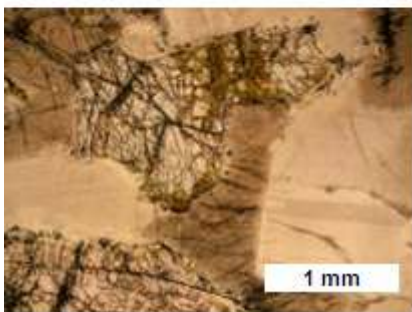
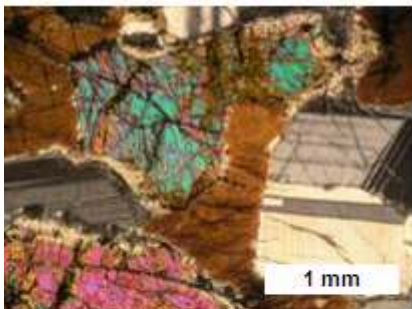
Nombre: Gabro

Roca fanerítica, de grano medio-grueso, inequigranular. Los cristales de **plagioclasa** (70%) tienen un tamaño promedio de 2 mm (1-6 mm), con textura de embahiamiento e inclusiones de Clpx, se altera a epidota y mica blanca. El **clinopiroxeno** (25%) se presenta entre los cristales de Pl (textura intergranular), y en ocasiones presenta textura ofítica. Aunque la mayoría se encuentra fresco, algunos piroxenos aislados presentan alteración a actinolita, y en ocasiones clinozoisita. Presenta un color opaco dado por el clivaje y presenta leve pleocroismo a rojizo claro. No hay gran cantidad de opacos (2%). La muestra tiene algunas vetillas (< 0,1 mm) rellenas de titanita y sepentina. En general, esta roca se presenta relativamente fresca.

Muestra TN0723C

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Troctolita de clinopiroxeno

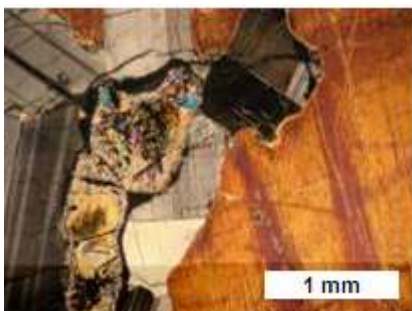


Roca fanerítica de grano medio-grueso, inequigranular. **Plagioclasa** (40%) de grano medio, con un tamaño promedio de 2-3 mm, se presenta anhedral, granular con textura cumular y presenta inclusiones de Clpx. El **Olivino** (30%) presenta un tamaño promedio de 4 mm (0,5 -10 mm) y los cristales son subhedrales-anhedrales. Se presenta en forma granular y cumular y presenta una intensa fracturación. El **Clinopiroxeno** (20%) presenta un leve pleocroismo verde-rosado claro. es de hacer notar de piroxenos con extinción de 15°, el cual podría ser pigeonita. Los opacos representan un 8% y se presentan en las fracturas del Ol. La PI presenta vetillas (espesor 0,1-0,4 mm) rellena con epidota y actinolita, los Ol están alterados a iddingita, talco y presentan una corona de alteración con minerales afaníticos. Hay tres bandas de alteración de color verde con minerales de actinolita, serpentina, epidota, óxidos y titanita alterando con mayor intensidad al Clpx.

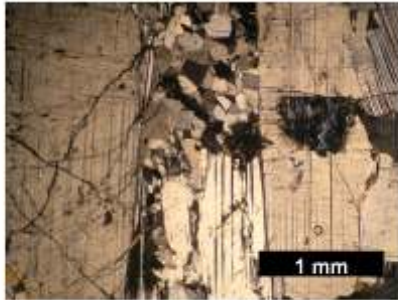
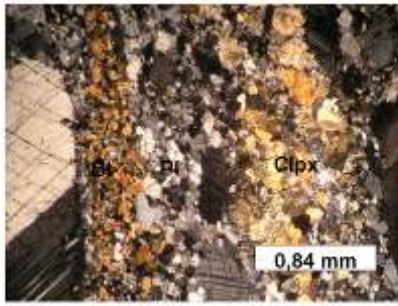
Muestra TN0724A

Ubicación: Puntita en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Gabro de olivino y ortopiroxeno



Roca holocristalina de grano grueso, inequigranular. Presenta un 40% de **Plagioclasa**, con un tamaño promedio de 3 mm (0,5 – 15 mm). Cristales anhedrales con textura cumulada, poikilitica (envolviendo a Ol subhedral), y presenta alteración a epidota. Hay un 5% de **Olivino** de (0,3 – 4 mm). Se presenta muy alterado principalmente a antigorita, talco esmectita, óxidos y actinolina, comenzando la alteración desde los bordes y generalmente preservado en el centro. **Clinopiroxeno** (40%) se presenta en forma intersticial entre las PI, con clivaje bien marcado en ambas direcciones, y algunos están maclados. Textura poikilitica con inclusiones de PI. Hay una cantidad subordinada de **Ortopiroxeno** (3%). Titanita y Epidota se encuentra por toda la roca en forma de agregados microcristalinos. Hay vetillas (< 0,2 mm) rellenas con clorita, epidota y actinolita que afectan principalmente a las PI.

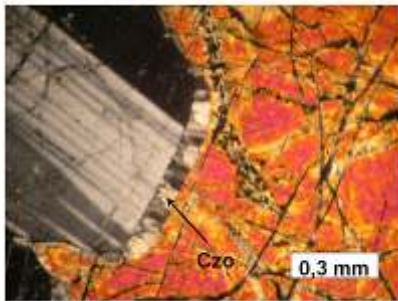
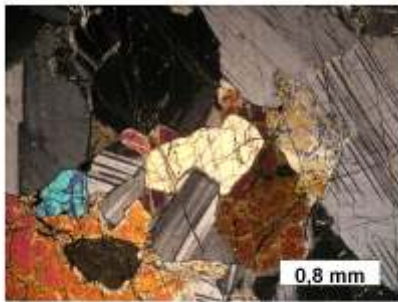


Muestra TN0725A

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Gabro de olivino cornificado

Roca holocristalina, fanerítica, alotriomórfica de grano medio, con bandas de biotita, piroxeno y plagioclasa en pequeños mosaicos. Presenta textura granoblástica, poiquilítica, ofítica, subofítica, intergranular, cumulada. La mineralogía primaria, consiste en 50% de **plagioclasa** desde 0,25 – 5 mm (promedio 2 mm) alterándose a clinzoisita, sericita, epidota. Se presenta en ocasiones recristalizadas a plagioclasas más pequeñas, un 10% de **clinopiroxeno**, alterándose a biotita en los bordes y otros se alteran completamente a muscovita y un 20% de **olivino**, presentándose parcialmente frescos con alteraciones a bowlingita y esmectita y otros completamente alterados a talco, óxidos (serpentina?). La mineralogía en bandas o recristalizada (20%) tiene un tamaño de grano de 0,25 mm y consiste en un 8% de plagioclasa, 10% de biotita y 2% de clinopiroxeno. Minerales secundarios se encuentran en pequeñas vetillas rellenas de clorita, epidota óxidos y serpentina?



Muestra TN0725B

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Gabro de olivino y ortopiroxeno

Roca holocristalina, panidiomórfica inequigranular. Presenta textura cumulada, intergranular, poiquilítica y queilifítica. Hay un 65% de **plagioclasa** de tamaño promedio 2 mm (0,2 – 6 mm) en partes se presentan muy alteradas a sericita, muscovita, epidota en menor grado y clinzoisita, afectando casi en su totalidad al cristal. **Olivino** (15%) no presenta mayor alteración, siendo a esmectita, bowlingita, iddingita. Algunos se encuentran zonados y con inclusiones de plagioclasa. **Clinopiroxeno** (5%) se encuentra de forma subordinada y se presenta muy alterado a muscovita y con coronas de alteración de biotita. **Ortopiroxeno** (8%) está en contacto con el olivino y presenta alteración a muscovita y biotita. Opacos (2%) se encuentra entre las fracturas del olivino y cuarzo (menor al 1%) se presenta en contacto con olivino y plagioclasa. Hay zonas como manchas en las que se concentra una mayor alteración afectando principalmente a la plagioclasa.

Muestra TN0725C

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Dique máfico afanítico

Roca holocristalina, hipidiomórfica y porfírica. Los fenocristales corresponden a **plagioclasa** orientadas (20%) variando en tamaño de 0,2 – 0,8 mm (promedio 0,4 mm). Presentan extinción ondulosa y se alteran a epidota. La masa fundamental (70%) es afanítica y se reconoce **plagioclasa** (30%), **piroxeno** de color verdoso (diópsido, 25%) y **opacos** (15%). El 10% restante son vetillas de espesores 0,1 – 0,4 mm rellenas de epidota, calcita, mica blanca y actinolita, en general varían en espesor y mineralogía.

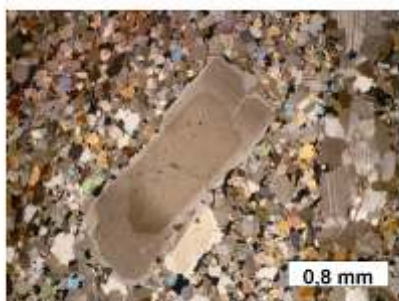


Muestra TN0725D

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Gabro cornificado

Roca holocristalina, hipidiomórfica, granoblástica, porfírica con fenocristales (25%) de **plagioclasa** (20%) subhedrales, de tamaños 0,4 – 5 mm (promedio 3 mm), alterándose a epidota, algunos cristales se presentan zonados y reabsorbidos y con inclusiones de clinopiroxeno. El 5% restante corresponde a **clinopiroxenos** de 0,4 mm muy alterados a opacos y epidota. La masa fundamental (75%) es afanítica, equigranular de tamaño promedio 0,025 mm. El **clinopiroxeno** (20%) presenta corona de reacción, la **plagioclasa** (30%) están recristalizadas incluso perdiendo en algunos casos el clivaje, hay un 10% de **opacos** y la **biotita** (10%) se presenta en mosaicos en contacto con plagioclasa, opacos y clinopiroxeno. Roca muy epidotizada.

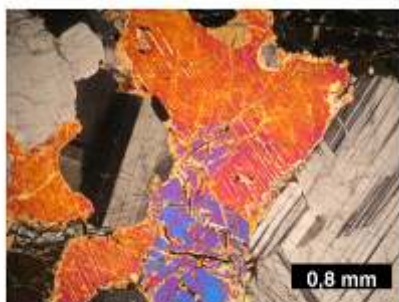
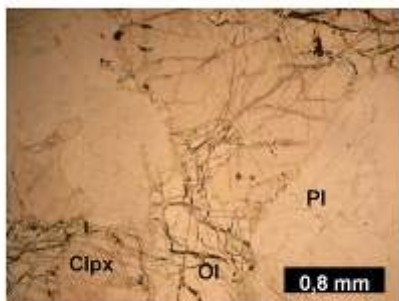


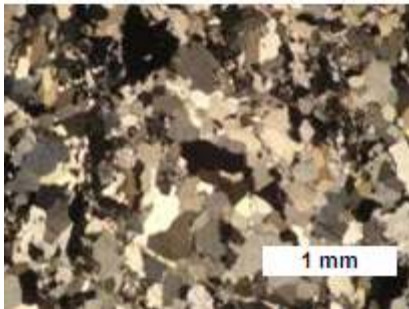
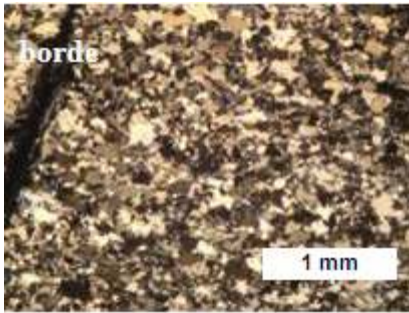
Muestra TN0725E

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Gabro de olivino

Roca holocristalina, panidiomórfica, fanerítica de grano grueso (promedio 2,5 mm), inequigranular. Presenta textura cumulada, intergranular, poiquilitica, coronítica y ofítica. Presenta 55% de **plagioclasa** desde 0,2 – 5 mm de tamaño alterándose a sericita, clinozoisita, presenta inclusiones de Olivino y están fracturadas. Hay un 25% de **Olivino**, de 0,1 – 4 mm de tamaño, se encuentra muy fracturado relleno de opacos y antigorita? se altera a óxidos, bowlingita, iddingita, talco. Al parecer presenta inclusiones fundidas. Un 15% de **clinopiroxeno**, presentando alteración de biotita en los bordes, se encuentra intersertal y asociado al olivino, algunos presentan textura de exsolución y zonación. Hay un 5% de clinozoisita alterando a la plagioclasa y un 5% de opacos.



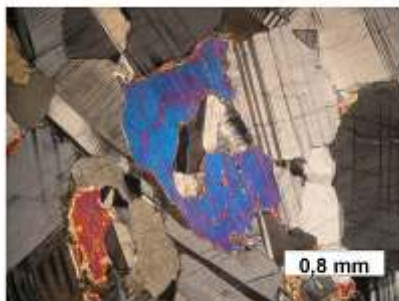
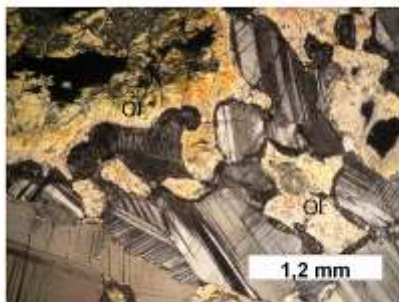


Muestra TN0725F

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Anfibolita

Esta muestra fue tomada desde un dique con borde de enfriamiento. Roca holocristalina, panidiomórfica y afanítica. La zona del borde de enfriamiento es equigranular, de grano fino (< 0,2 mm) compuesto por un 80% de anfíbola tremolítica, de color café muy claro y un 20% de cuarzo recristalizado. Presenta pequeñas vetillas de 0,025 mm rellenas de clinozoisita y epidota. Hacia el centro del dique, el tamaño de grano se va haciendo más grueso. La zona del dique es inequigranular con un 17% de plagioclasa de 0,2 mm, un 70% de anfíbola (tipo tremolita, por su bajo pleocroísmo) de 0,4 mm y un 3% de cuarzo de 0,1 mm y hay pequeñas vetillas de epidota.

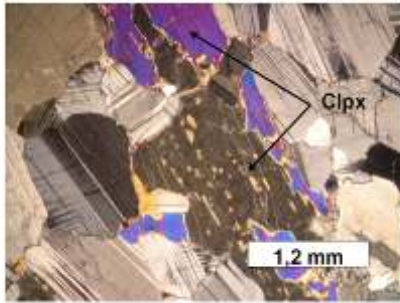
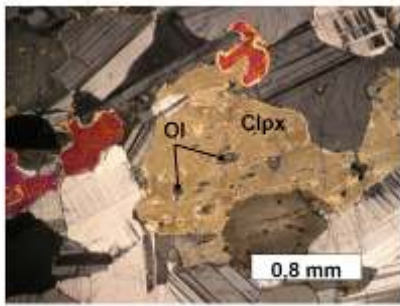


Muestra TN0725GL

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Gabro de ortopiroxeno y olivino

Holocristalina, alotriomórfica, fanerítica de grano medio-grueso (promedio 2,5 mm). Presenta textura ofítica, subofítica, cumulada, coronítica e intergranular. Hay un 60% de **plagioclasa**, variando mucho en su tamaño (microlitos – 6 mm), y se altera a sericita. 30% de **clinopiroxeno** (promedio 2,5 mm) y presentan alteración a biotita en los bordes. Algunos están maclados, zonados y con un clivaje bien marcado. Hay un 7% de **Ortopiroxeno** (promedio 2 mm) de clivaje poco marcado y en los bordes alterado a biotita y un 3% de **Olivino**, alterado completamente a talco en los bordes (textura quelifítica) y bowlingita. Piroxeno y olivino se encuentra de forma intergranular. Hay pequeñas vetillas rellenas de pumpellyita?, que son las zonas en donde más se altera la roca (afectando al 8% de la roca).



Muestra TN0725GM

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

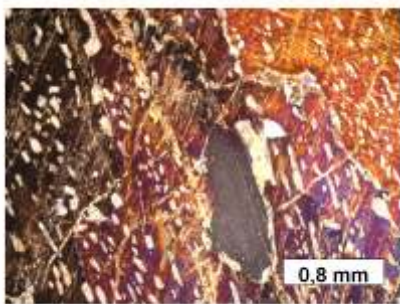
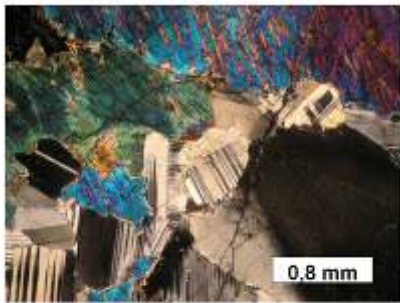
Nombre: Gabro de ortopiroxeno y olivino

Holocristalina, alotriomórfica, fanerítica de grano medio (promedio 2,5 mm). Presenta textura ofítica, subofítica, cumulada, coronítica e intergranular. Hay un 50% de **plagioclasa**, algunas con zonación y alteradas a sericita y clinozoicita. El **clinopiroxeno** representa el 30% y llega a tamaños de 6 mm (promedio 2,5 mm), presentan zonación y maclas, y algunos son poiquilíticos con inclusiones de Olivino, además se observa exsolución a ortopiroxeno. El clinopiroxeno junto con el **ortopiroxeno** (15%) presentan sus bordes alterados a actinolita. Hay un 3% de **Olivino**, alterado en el centro a talco y en el borde a actinolita. Y un 2% de opacos. La muestra presenta fracturas en donde se concentra la mayor alteración, rellenas de clorita incolora

Muestra TN0725H

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Gabro

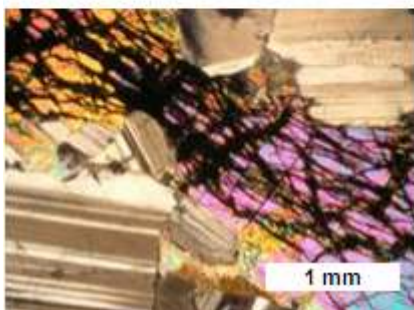
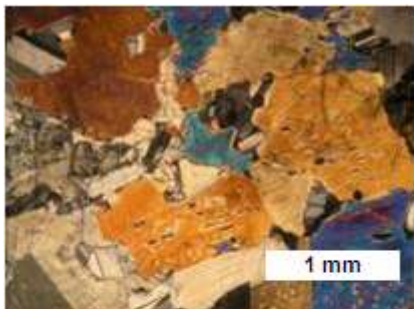


Roca holocristalina, de grano grueso, inequigranular. Presenta texturas panidiomórfica, ofítica, subofítica, intergranular, cumulada. Presenta un 60% de **clinopiroxeno** (0,1 – 30 mm) con muy poca alteración a biotita. Y hay un 40% de **plagioclasa** (0,1 – 8 mm), anhedrales y presenta poca alteración a clinozoicita y mica blanca (sericita). Hay una exsolución del clinopiroxeno (augita) a ortopiroxeno, que se observa en gran parte de la muestra, que indica un enfriamiento lento. Hay un entrecrecimiento entre clinopiroxeno y plagioclasa, se observa una cristalización temprana de la plagioclasa, en la que después el líquido residual cristaliza augita y plagioclasa. Los minerales secundarios afectan solo al 10% de la muestra. Presencia de vetillas dentro de las plagioclasas, en donde se concentra la mayor alteración, y están ricas en epidota, mica blanca y opacos.

Muestra TN0726A

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Gabro de olivino

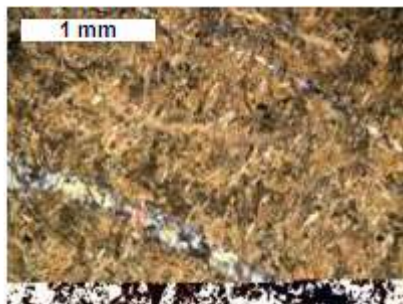


Roca holocristalina, fanerítica de grano medio, inequigranular (0,2 – 5 mm, promedio 2 mm). Hay un 55% de **plagioclasa**, de variados tamaños, presenta textura cumulada y concertal, cristales anhedrales. En lugares localizados (presencia de veta) se presenta alterado a mica blanca, y por todo el resto del corte tiene alteración a titanita y epidota. Hay un 30% de **clinopiroxeno** con textura ofítica e intergranular. Es anhedral y se presenta rellenando los espacios entre las Pl. Presenta pleocroísmo de naranja claro-azul claro. Algunos están maclados y con inclusiones de otros Px. El resto (15%) corresponde a **Olivino**, y se presenta principalmente en una banda. Presenta textura cumulada e intersertal en el resto del corte. Presenta pleocroísmo de rosado-verde claro, con intenso fracturamiento. La alteración corresponde a iddingita y bowlingita. Presenta inclusiones de Pl. La alteración afecta a un 20% de la muestra y se presenta con mayor intensidad en el olivino. Hay una vetilla rellena de clorita, en donde afecta principalmente a las pl alterándolas a mica blanca, es irregular y de ancho 0,1 mm

Muestra TN0726B

Ubicación: Islitas en costa W de Isla Milne Edwards

Nombre: Diabasa fina



Roca holocristalina, panidiomórfica, afanítica, equigranular (promedio de 0,2 – 0,5 mm). Se presenta muy alterada y entre los minerales que se pueden reconocer esta **Plagioclasa**, con un 30%, acicular y tabular y **clinopiroxeno**, con un 60% en los cuales se observa un entrecrecimiento continuo (variolítica fina). El Clpx se encuentra actinizado, presentando un color verde. Y por último presenta un 10% de opacos. La roca se encuentra muy vetillada alcanzando espesores de 0,25 mm y rellenas de calcita y epidota, minerales que también se deberían encontrar en la masa fundamental de forma microcristalina. En general la roca se encuentra muy oxidada, con alteración secundaria afectándola en un 30%.

Anexo 2: Análisis Geoquímico de Roca Total

Análisis Geoquímico de Roca Total para óxidos

	TN0706B	TN0716	TN0717	TN0713C	TN0722B	TN0725C	TN0722E	TN0726B1	TN0722A	TN0722F	TN0723B	TN0725E	TN0725GL	TN0725H	TN0726A1	TN0726B	TN0726E
SiO2	47.41	49.64	46.63	46.84	45.61	45.97	48.10	47.51	44.05	48.81	48.64	43.67	46.92	49.04	46.76	46.74	51.47
TiO2	0.91	1.11	0.92	0.93	1.40	1.38	1.95	1.02	0.07	0.26	0.17	0.09	0.21	0.48	0.17	0.73	0.93
Al2O3	17.80	15.60	17.62	15.94	14.28	17.22	15.42	15.05	19.16	21.98	24.10	18.63	24.38	15.31	20.21	15.55	14.57
Fe2O3	1.43	1.60	1.75	3.79	1.09	2.74	1.93	1.29	2.01	0.62	0.62	1.97	0.43	1.22	0.95	3.01	5.51
FeO	8.05	8.02	8.19	5.92	9.80	8.26	9.80	8.51	6.50	2.69	2.70	6.38	2.23	4.02	4.15	7.21	2.58
MnO	0.19	0.12	0.19	0.17	0.19	0.17	0.20	0.15	0.11	0.07	0.07	0.12	0.06	0.11	0.09	0.19	0.17
MgO	9.97	9.44	10.09	11.62	13.61	8.76	8.11	13.92	16.37	6.42	5.69	16.82	5.87	10.48	11.77	13.79	3.31
CaO	11.35	11.47	11.80	9.73	11.54	12.60	11.17	10.28	9.99	16.97	15.25	10.74	17.79	17.84	14.33	10.25	14.98
Na2O	2.60	2.82	2.64	3.41	2.25	2.82	3.42	2.12	1.65	2.08	2.64	1.48	2.04	1.45	1.48	2.11	4.50
K2O	0.19	0.06	0.18	1.24	0.07	0.06	0.08	0.05	0.02	0.05	0.07	0.04	0.03	0.02	0.05	0.27	1.79
P2O5	0.09	0.11	0.09	0.41	0.16	0.12	0.21	0.11	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.13	0.19
FeO*	9.34	9.46	9.76	9.33	10.79	10.73	11.16	9.67	8.31	3.25	3.26	8.15	2.62	5.11	5.00	9.93	7.54
Na2O+K2O	2.79	2.88	2.82	4.66	2.33	2.88	3.61	2.17	1.67	2.13	2.72	1.62	2.07	1.47	1.53	2.38	6.39
LOI	4.97	3.01	5.06	3.04	1.32	1.10	2.62	1.32	3.61	1.50	1.79	1.32	1.32	0.96	1.32	7.02	1.32
FeO/MgO(ref)	0.94	1.00	0.97	0.80	0.793	1.23	1.37	0.695	0.51	0.51	0.57	0.485	0.45	0.49	0.425	0.72	2.276
[m.g.]	84.39	82.07	81.72	70.43	90.607	71.24	77.48	89.354	86.34	88.92	87.63	86.911	91.44	86.98	90.552	78.03	31.802

Análisis Geoquímico de Roca Total para Elementos Trazas

E.TRAZAS	TN0706B	TN0746	TN0747	TN0743C	TN0722B	TN0725C	TN0722E	TN0726B1	TN0722A	TN0722F	TN0722B	TN0725E	TN0725GL	TN0725H	TN0726A1	TN0726B	TN0726E
Ba	53.00	10.00	50.00	390.00	8	8.00	15.00	7	3.00	7.00	8.00	5	5.00	3.00	3	47.00	280
Th	0.14	0.25	0.10	5.92	0.15	0.10	0.36	0.10	<0.05	<0.05	<0.05	0.04	<0.05	<0.05	0.04	0.57	0.77
Ta	<0.05	<0.05	0.05	0.37	0.14	0.06	0.20	0.10	<0.05	<0.05	<0.05	0.04	<0.05	<0.05	0.04	0.07	0.09
Nb	1.36	0.94	0.80	8.44	1.88	1.21	4.80	1.32	<0.1	<0.1	<0.1	0.09	<0.1	0.17	0.33	1.31	1.89
Sr	155	96	156	645	91	127	152	118	89	119	125	68	91	57	50	198	510
Zr	39	48	38	58	60	64	110	43	4	7	3	4	5	14	4	25	34
Y	25	21	21	21	27	31	43	16	1	7	5	2.1	5	15	3.6	14	14
Cr	297	290	260	400	380	300	200	640	52	590	410	110	590	1400	641	560	184
V	210	215	209	249	220	251	290	150	17	128	75	30	101	225	85	215	200
Ni	187	105	180	196	276	105	64	407	482	85	87	424	81	136	280	263	89
Co	32	31	33	36	42	38	37	39	40	14	14	40	9	23	26	36	25
Sc	48	43	43	38	39	48	52	26	5	36	22	8.8	27	66	20	35	27
Cu	79	2	82	62	36	105	91	55	87	56	30	80	33	63	90	80	38
Zn	75	41	76	81	79	83	72	81	55	20	22	50	17	32	29	76	81
Hf	2.10	2.20	1.90	4.20	2.2	3.30	3.90	1.4	0.87	1.00	1.00	1.3	1.60	1.80	1.8	2.10	0.73

Análisis Geoquímico de Roca Total para Tierras Raras

REE	TN0706B	TN0716	TN0717	TN0713C	TN0722B	TN0725C	TN0722E	TN0726B1	TN0722A	TN0722F	TN0723B	TN0725E	TN0726GL	TN0725H	TN0726A1	TN0726B	TN0726E
La	2,2	1,7	1,2	25,0	3,2	2,7	6,5	2,0	0,1	0,2	0,3	0,41	0,2	0,4	0,25	3,3	4,6
Ce	9,4	9,0	7,8	52,0	10,0	12,0	18,0	6,7	1,2	2,1	2,2	0,99	1,0	3,0	0,69	10,0	9,6
Nd	8,1	7,0	6,9	29,0	3,0	10,0	15,0	6,4	1,4	2,0	1,8	0,47	1,5	4,0	0,61	8,1	9,7
Sm	2,34	2,10	2,14	5,53	3,22	3,15	3,85	1,99	0,46	0,66	0,60	0,16	0,49	1,41	0,25	2,09	2,47
Eu	0,89	0,65	0,76	1,60	1,08	1,23	1,50	0,84	0,17	0,25	0,31	0,17	0,20	0,45	0,18	0,69	0,81
Gd	3,31	2,80	2,88	3,86	4,13	4,48	5,29	2,75	0,56	0,88	0,75	0,25	0,70	1,95	0,36	2,63	2,87
Dy	4,17	3,50	3,65	3,33	4,87	5,40	5,82	3,28	0,69	1,12	0,97	0,33	0,90	2,49	0,60	2,49	2,67
Hc	0,91	0,80	0,85	0,65	1,02	1,21	1,25	0,70	0,15	0,25	0,22	0,09	0,20	0,53	0,13	0,53	0,59
Er	2,68	2,28	2,47	1,57	2,96	3,24	3,40	1,70	0,37	0,75	0,63	0,25	0,58	1,65	0,38	1,55	1,64
Yb	2,70	2,35	2,43	1,61	2,98	3,24	3,45	1,71	0,36	0,70	0,56	0,25	0,56	1,65	0,37	1,43	1,61
Lu	0,39	0,37	0,36	0,25	0,47	0,49	0,46	0,27	0,07	0,11	0,09	0,043	0,09	0,25	0,060	0,21	0,25
SREE	37,09	32,55	31,44	124,40	42,9	47,14	64,52	28,3	5,53	8,97	8,43	3,4	6,42	17,84	3,9	33,03	36,8
K ppm	1571,60	513,90	1487,07	10293,87	605,05	603,70	681,88	430	172,64	421,84	592,51	341	252,62	168,15	430	2238,35	14840
Ti ppm	5429,91	6627,39	5503,48	5683,09	8376,87	8256,41	11773,03	6097	436,95	1586,30	1040,69	565	1278,77	2857,65	994	4402,85	4999
P ppm	413,27	495,51	414,06	1804,54	682	529,82	896,57	498	272,39	221,86	178,07	224	177,15	176,83	136	565,07	824
Ti1000	5,43	6,63	5,50	5,58	8	8,26	11,77	6	0,44	1,59	1,04	1	1,28	2,85	1	4,49	5
V	210,00	215,00	209,00	249,00	220	251,00	290,00	150	17,00	128,00	75,00	30	101,00	225,00	85	215,00	200

Anexo 3: Análisis de microsonda
muestra TN0722A

Composición química y fórmula estructural para olivino

Punto	1	6	13	16	18	27	41	44
SiO2	39,69	39,67	40,34	39,43	39,77	39,17	39,23	39,33
Al2O3	0,00	0,01	0,12	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
FeO	19,95	19,72	19,89	20,22	19,62	20,64	19,78	20,36
MnO	0,35	0,30	0,30	0,35	0,34	0,33	0,31	0,32
MgO	39,60	40,30	37,37	39,90	40,20	39,98	40,10	39,84
CaO	0,02	0,02	2,17	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02
Na2O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
K2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
TiO2	0,01	0,01	0,07	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
NiO	0,13	0,14	0,13	0,13	0,15	0,14	0,13	0,14
Total	99,76	100,18	100,43	100,06	100,12	100,34	99,64	100,03
Fórmula estructural calculado sobre la base de 4 oxígenos								
Si	1,021	1,015	1,034	1,013	1,018	1,006	1,011	1,012
Al	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Fet	0,429	0,422	0,426	0,434	0,420	0,444	0,426	0,438
Mn	0,008	0,007	0,007	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007
Mg	1,518	1,537	1,428	1,528	1,533	1,531	1,540	1,528
Ca	0,001	0,001	0,060	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ni	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Total	2,979	2,985	2,963	2,987	2,982	2,993	2,989	2,988
Fo	77,97	78,45	77,01	77,86	78,50	77,54	78,32	77,72

Composición química y fórmula estructural para piroxeno

Punto	4	5	9	12	19	20	21	22	24	25	35	36	38	40	46
SiO ₂	51,93	51,99	52,50	52,57	51,82	55,77	52,26	55,99	52,26	51,95	51,96	50,04	52,32	55,76	50,37
Al ₂ O ₃	2,71	2,65	2,70	2,56	2,64	1,53	2,73	1,51	2,73	2,81	2,62	2,80	2,82	1,51	2,28
FeO	5,35	5,00	5,19	7,08	5,33	13,00	5,60	12,54	5,48	5,40	5,73	9,64	5,05	12,76	8,87
MnO	0,20	0,17	0,19	0,24	0,19	0,32	0,18	0,32	0,18	0,17	0,19	0,18	0,17	0,34	0,20
MgO	15,53	16,42	15,30	17,14	15,33	28,17	15,65	28,31	15,44	15,33	15,62	15,53	15,44	28,92	18,28
CaO	22,90	20,57	22,97	19,57	22,70	0,95	22,50	1,59	22,41	22,79	22,13	20,93	22,93	0,83	17,41
Na ₂ O	0,30	0,36	0,34	0,31	0,35	0,00	0,36	0,03	0,38	0,40	0,36	0,35	0,34	0,02	0,27
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
TiO ₂	0,83	0,84	0,81	0,70	0,79	0,38	0,82	0,46	0,86	0,86	0,78	1,16	0,79	0,25	0,81
Cr ₂ O ₃	0,22	0,28	0,33	0,22	0,22	0,12	0,23	0,11	0,27	0,26	0,31	0,33	0,28	0,09	0,39
NiO	0,01	-0,01	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	-0,02	0,02	0,02
Total	99,99	99,26	100,36	99,43	99,37	100,28	100,34	100,78	100,02	99,98	99,73	101,01	100,11	100,50	98,91
Formula estructural calculado sobre la base de 6 oxigenos															
Si	1,914	1,922	1,925	1,937	1,921	1,979	1,918	1,973	1,923	1,915	1,920	1,861	1,921	1,972	1,887
AlIV	0,086	0,078	0,075	0,063	0,079	0,021	0,082	0,027	0,077	0,085	0,080	0,123	0,079	0,028	0,101
AlVI	0,032	0,038	0,042	0,048	0,036	0,043	0,036	0,036	0,041	0,037	0,034	0,000	0,043	0,035	0,000
Fe ²⁺	0,165	0,186	0,159	0,218	0,165	0,386	0,172	0,370	0,169	0,166	0,177	0,300	0,155	0,377	0,278
Mn	0,006	0,005	0,005	0,007	0,006	0,010	0,005	0,010	0,006	0,005	0,006	0,006	0,005	0,010	0,006
Mg	0,863	0,905	0,836	0,941	0,847	1,490	0,866	1,490	0,847	0,842	0,860	0,861	0,845	1,525	1,020
Ca	0,904	0,815	0,902	0,793	0,901	0,036	0,885	0,060	0,883	0,900	0,876	0,834	0,902	0,031	0,699
Na	0,021	0,026	0,024	0,022	0,025	0,000	0,026	0,002	0,027	0,029	0,026	0,025	0,024	0,001	0,020
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,023	0,023	0,022	0,019	0,022	0,010	0,023	0,012	0,024	0,024	0,022	0,032	0,022	0,007	0,023
Cr	0,006	0,008	0,010	0,006	0,006	0,003	0,007	0,003	0,008	0,008	0,009	0,010	0,008	0,003	0,012
total	4,010	4,006	4,001	3,994	4,008	3,979	4,011	3,983	4,005	4,011	4,010	4,052	4,004	3,989	4,046
Punto	4	5	9	12	19	20	21	22	24	25	35	36	38	40	46
Wo	46,89	42,65	47,4	38,58	46,96	1,88	46,12	3,12	46,39	47,02	45,65	41,69	47,29	1,62	34,87
En	44,24	47,36	43,93	49,54	44,12	77,54	44,63	77,2	44,46	44	44,82	43,04	44,3	78,44	50,94
Fs	8,87	9,99	8,67	11,88	8,92	20,58	9,25	19,88	9,15	8,97	9,63	15,27	8,41	19,94	14,19

Composición química y fórmula estructural para plagioclasa

Punto	2	10	11	17	26	28	32	33	34	37	45
SiO2	46,83	49,19	49,87	49,44	49,62	49,26	49,33	49,02	49,46	49,24	49,40
Al2O3	32,25	32,35	31,84	32,17	31,92	31,19	31,91	32,19	31,26	32,43	31,84
FeO	0,32	0,14	0,30	0,14	0,18	0,78	0,22	0,24	0,19	0,16	0,18
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
MgO	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00
CaO	17,28	15,72	15,12	15,42	15,46	16,19	15,51	15,69	15,11	15,82	15,28
Na2O	2,23	2,93	3,25	3,11	3,12	2,73	3,07	2,86	3,26	2,83	3,09
K2O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02
TiO2	0,05	0,00	0,05	0,00	0,01	0,08	0,05	0,06	0,05	0,02	0,03
Total	99,15	100,29	100,42	100,26	100,36	100,70	100,15	100,13	99,37	100,50	99,84
Fórmula estructural calculado sobre la base de 8 oxígenos											
Si	2,178	2,244	2,271	2,255	2,263	2,250	2,256	2,242	2,276	2,242	2,263
Al	1,768	1,739	1,708	1,729	1,715	1,679	1,720	1,735	1,696	1,740	1,719
Fet	0,012	0,005	0,011	0,005	0,007	0,030	0,009	0,009	0,007	0,006	0,007
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000
Ca	0,861	0,768	0,737	0,754	0,756	0,792	0,760	0,769	0,745	0,772	0,750
Na	0,201	0,259	0,287	0,275	0,276	0,242	0,272	0,254	0,291	0,250	0,274
K	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Ti	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001
total	5,037	5,016	5,017	5,018	5,017	5,029	5,019	5,015	5,020	5,012	5,014
punto	2	10	11	17	26	28	32	33	34	37	45
An	80,983	74,747	71,942	73,230	73,227	76,579	73,562	75,101	71,856	75,520	73,177
Ab	18,943	25,243	27,963	26,704	26,704	23,380	26,349	24,814	28,062	24,455	26,736
Or	0,074	0,010	0,095	0,067	0,069	0,041	0,089	0,086	0,082	0,025	0,088

Anexo 4: Datación Titanita TN0715A-2
(LA-MC-ICP-MS)

	Spot size	206Pb cps	206Pb 238U measured	206Pb 238U	207Pb 206Pb	2s error	%Rad. 206Pb	206Pb 238U corrected	2s error	Age (Ma)	2s error
Analysis #	um										
1A	40	30597	0,1124	0,0052	0,7083	0,0095	17,6	0,01975	0,00091	126,1	5,8
1B-1	40	26366	0,1182	0,0049	0,7130	0,0087	17,0	0,02008	0,00084	128,2	5,3
1B-2	40	18704	0,0787	0,0025	0,6575	0,0081	23,9	0,01882	0,00059	120,2	3,8
2A	40	20523	0,1056	0,0049	0,7134	0,0102	16,9	0,01789	0,00084	114,3	5,3
2B	40	18001	0,1055	0,0045	0,7170	0,0101	16,5	0,01740	0,00075	111,2	4,8
3-1	40	12286	0,1955	0,0125	0,7708	0,0092	9,8	0,01910	0,00122	122,0	7,8
3-2	40	10134	0,1454	0,0064	0,7475	0,0102	12,7	0,01842	0,00081	117,7	5,2
3-3	40	12486	0,1845	0,0069	0,7640	0,0090	10,6	0,01959	0,00073	125,1	4,7
4-1	40	36893	0,2113	0,0098	0,7837	0,0085	8,2	0,01724	0,00080	110,2	5,1
4-2	40	30367	0,1963	0,0087	0,7778	0,0091	8,9	0,01746	0,00078	111,6	5,0
5-1	40	24018	0,0773	0,0027	0,6696	0,0084	22,4	0,01732	0,00060	110,7	3,8
5-2	40	17793	0,0850	0,0028	0,6741	0,0078	21,8	0,01856	0,00061	118,5	3,9
5-3	40	26113	0,1307	0,0048	0,7278	0,0085	15,1	0,01979	0,00073	126,3	4,7
6-1	40	11865	0,1181	0,0043	0,7271	0,0088	15,2	0,01797	0,00065	114,8	4,2
6-2	40	10440	0,1107	0,0065	0,6992	0,0090	18,7	0,02071	0,00122	132,1	7,8
6-3	40	11096	0,1225	0,0085	0,7232	0,0085	15,7	0,01924	0,00134	122,9	8,5