



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

**CONDICIONES DE FORMACIÓN DEL COMPLEJO METAMÓRFICO CORDILLERA  
DARWIN, AL SUR DE SENO ALMIRANTAZGO, REGIÓN DE MAGALLANES, CHILE**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

**MIGUEL ANDRÉS ORTIZ LABARCA**

**PROFESOR GUÍA:  
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
MAURICIO BELMAR URBINA  
ESTANISLAO GODOY PIRZIO-BIROLI**

**SANTIAGO DE CHILE  
ABRIL 2007**

## RESUMEN

Se analizaron 47 muestras de roca procedentes de la vertiente norte de Cordillera Darwin desde una perspectiva petrográfica y de geoquímica mineral. Por medio de estos procedimientos se concluye acerca de los grados metamórficos alcanzados y en especial de las trayectorias de presión-temperatura que siguieron las rocas del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin (CMCD) y de las rocas volcano-sedimentarias mesozoicas que le sobreyacen.

Tanto las observaciones petrográficas como los resultados de microsonda electrónica, son consistentes en indicar un metamorfismo regional prógrado, que varía desde el bajo grado hasta el grado medio en facie anfibolita en distintas zonas del CMCD. Los minerales diagnósticos de estos metamorfismos corresponden a clorita, mica blanca y epidota para el primer grupo, mientras que granate, anfíbola, mica blanca y biotita son minerales comunes para el segundo grupo de más alto grado metamórfico. Cálculos de presión y temperatura fueron realizados utilizando la química de minerales formados durante el *peak* metamórfico, así como de algunos minerales retrógrados, por medio de geotermobarómetros desarrollados por distintos autores. Estos resultados indican que el *peak* metamórfico se debió alcanzar al menos condiciones de 550 a 580°C y 5 a 5,4Kbar, mientras que cristales de clorita retrograda indican nuevas condiciones de metamorfismo alrededor de 370°C. Si bien estas condiciones son calculadas para un reducido grupo de rocas, es posible extender dichos resultados a otras localidades en base a consideraciones petrográficas y de química mineral.

Muestras procedentes de la cobertura volcano-sedimentaria, en especial de Formación Tobífera (Jurásico superior), presentan rasgos petrográficos indicativos de un metamorfismo deformativo de bajo grado con temperaturas máximas cercanas a unos 300°C, mientras que por medio de termometría de clorita se obtienen valores de 270°C en una muestra representativa.

Presiones de cristalización en hornblenda en rocas plutónicas cercanas indican valores de 5Kbar, muy cercanos a los estimados para el CMCD. Estos valores junto a relaciones de contacto en terreno, sugieren un emplazamiento y cristalización coetánea al *peak* metamórfico del complejo.

En base a estos datos y considerando una corteza granítica con gradientes de presión promedio, se estima un gradiente de temperatura de 32°C/Km para la corteza Jurásica en esta zona.

*A MIS PADRES Y HERMANA...*

## AGRADECIMIENTOS

La materialización de un trabajo de memoria como este, representa sin lugar a dudas, la culminación de una importante etapa en la vida de un estudiante. En lo personal, significa muchísimas cosas, entre ellas la gran satisfacción que siento de haber sido capaz de dirigir paso a paso este largo proceso de aprendizaje a un buen destino. Este sentimiento se profundiza más aún cuando reconozco las invaluable ganancias espirituales obtenidas a partir del grupo altamente humano con el que compartí. No es ponderación el decir que me he sentido desde entonces verdaderamente afortunado y agradecido de los acontecimientos que me han traído hoy hasta aquí.

Mi familia, Miguel, Sonia y Pauly, constituyen el pilar fundamental en mi desarrollo, realizando desde siempre todo tipo de esfuerzos para hacerme sentir cómodo, querido y acogido. Ellos comprendieron desde muy temprano mis inquietudes científicas, y desde entonces no han dejado de apoyarlas y motivarlas. Reconozco el importante sustento que han significado en mi desarrollo y agradezco profundamente la suerte de contar con ellos. La monotonía estalla y la infancia reaparece con la llegada de mis sobrinos Ignacio y Benjamín.

Agradezco por supuesto a mis amigos de siempre Arturo, Cristian, Pilón, Carola, Robinson, Paulina y Lucho por permanecer tanto tiempo cerca, creer en mí y haber compartido innumerables paseos en que llegamos a conocernos aún más, aguantando de paso tanta pela' de cable geológica que logro entablar a pito de na'.

Una de las cosas que agradeceré por siempre es la suerte que fue el encontrarme con tanta calidad humana, alegría y diversidad en mi curso, ahí mismo, sentados en clases opinando seriamente, trabajando comprometidos en terreno o bien, más frecuentemente, dando jugo en toda instancia, con algunas risas agudas, flautitas, tambores, asados y cocimientos. Angelo, Lordinario, Gabriel, Peleo, Mariana, Pita, Juice, Mauro, Pinky, Pancha, Pepo, Juguetín, Isa, Mi boina, Pandy, cuanta payasá no hicimos...¡hay si los cerros hablaran! Agrego de paso a la enorme cantidad de grandes personajes de nuestra activa comunidad geológica que he visto desfilar, pero que es imposible plasmar con nombres aquí.

A Carmina por su contagiosa alegría, profesionalismo e intenso amor que me entrega a diario. Por su admiración y respeto a la naturaleza que compartiremos siempre, su invaluable ayuda, apoyo e ideas que me ayudaron a culminar esta carrera con el mejor de los sentimientos de armonía y amor.

Agradezco a los excelentes profesores que nos hicieron clases, por su talento, pasión y disposición a explicar lo inexplicable, por hacernos divariar constantemente desde magnitudes astronómicas a atómicas, desde segundos a millones de años, en todo rango de presión, temperatura, stress y con cuanta lesera nos lavaron el cerebro. En especial, a Luisa Pinto por traspasarme una pequeña parte de sus conocimientos sobre orogénesis de Chile central y modelación analógica. A Mauricio Belmar por su grata ayuda durante las sesiones de microsonda, cuyos resultados constituyen parte importante de este trabajo. A Pancho, por su enorme voluntad, simpatía y sencillez que hacen de él una persona excepcional. En particular por la oportunidad de trabajar con él y sus oportunas sugerencias, sobre todo por haber iniciado sin querer queriendo aquello de "*Metamorphic Friends in Tanumé*". A Maria Rosa, Cristina, Alida y Vero, mi reconocimiento por sus difíciles trabajos que permiten que la cosa continúe girando. A los *Master Cheff* Quilo y Juanito por aquellas lentejas con longa y suculentas parrillas de final de campaña.

Agradezco y me alegro por la oportuna casualidad de haber nacido sobre esta cordillera, tan extensa como hermosa, que ha abierto mis ojos a un nuevo mundo de piedra, más dinámico que pasivo, que con sus misterios genera más preguntas que respuestas y mantiene viva en mí la capacidad de asombro y ansias de conocimiento.

...A todos ustedes, muchisisisísimas gracias y siéntanse partícipes de mi alegría. **Salud!!**

## ÍNDICE DE CONTENIDOS

<b>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1. Formulación del problema.....	1
1.2. Objetivos.....	2
1.2.1. Objetivo general.....	2
1.2.2. Objetivos específicos.....	2
1.3. Metodología.....	2
1.4. Ubicación y vías de acceso.....	3
1.5. Clima.....	3
1.6. Trabajos anteriores.....	5
<b>CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.....</b>	<b>7</b>
2.1. Morfoestructuras.....	7
2.2. Marco geotectónico.....	7
2.3. Marco geológico.....	9
2.3.1. Basamento metamórfico.....	9
2.3.2. Rocas estratificadas.....	11
2.3.3. Rocas intrusivas.....	12
2.3.4. Estructuras.....	13
2.4. Eventos geodinámicos.....	14
<b>CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO: GEOTERMOBAROMETRÍA .....</b>	<b>16</b>
3.1. El termómetro granate-biotita (GB) y el barómetro granate-aluminosilicato-plagioclasa (GASP).....	16
3.2. El termómetro granate-muscovita (GM) y el barómetro granate-muscovita-plagioclasa-cuarzo (GMPQ).....	18
3.3. El termómetro granate-biotita (GB) y el barómetro granate-biotita-plagioclasa-cuarzo (GBPQ).....	19
3.4. El termómetro de clorita.....	19
3.5. El barómetro de fengita.....	20
3.6. El barómetro de contenido de Al en anfíbola.....	21
<b>CAPÍTULO 4. GEOLOGÍA LOCAL.....</b>	<b>22</b>
4.1. Ubicación de muestras.....	22
4.2. Generalidades.....	22
4.3. Afloramientos y litologías.....	25
4.3.1. Complejo Metamórfico Cordillera Darwin.....	25
4.3.2. Cobertura volcano-sedimentaria mesozoica.....	27
4.3.3. Rocas intrusivas.....	29
4.3.4. Estructuras.....	30
4.4. Petrografía.....	31
4.4.1. Complejo Metamórfico Cordillera Darwin .....	31
4.4.2. Cobertura volcano-sedimentaria.....	36
4.4.3. Rocas intrusivas.....	38
<b>CAPÍTULO 5. QUÍMICA MINERAL.....</b>	<b>41</b>
5.1. Complejo Metamórfico Cordillera Darwin.....	42
5.2. Cobertura volcano-sedimentaria.....	52
5.3. Rocas intrusivas.....	54
<b>CAPÍTULO 6. GEOTERMOBAROMETRÍA.....</b>	<b>57</b>
6.1. Geotermómetro granate-biotita (GB).....	57
6.2. Geotermómetro granate-muscovita (GM).....	59
6.3. Geobarómetro granate-muscovita-plagioclasa-cuarzo (GMPQ).....	59

6.4. Geobarómetro granate-biotita-plagioclasa-cuarzo (GBPQ) y geotermómetro GB	60
6.5. Geotermómetro de clorita.....	62
6.5.1. Geotermometría de cloritas en esquistos del CMCD.....	62
6.5.2. Cloritas provenientes de la cobertura volcano-sedimentaria.....	64
6.5.3. Cloritas de rocas intrusivas.....	65
6.6. Geobarómetro de contenido de Al en anfíbola.....	65
<b>CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN.....</b>	<b>67</b>
7.1. Sobre el Complejo Metamórfico Cordillera Darwin.....	67
7.2. Sobre la cobertura volcano-sedimentaria.....	71
<b>CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES.....</b>	<b>72</b>
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>74</b>
<b>APÉNDICE A:</b> Abreviaciones	
<b>APÉNDICE B:</b> Ubicación muestras	
<b>APÉNDICE C:</b> Descripciones petrográficas	
<b>APÉNDICE D:</b> Análisis de microsonda	

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>FIGURA 1.1:</b> Ubicación y toponimia de Cordillera Darwin.....	4
<b>FIGURA 2.1:</b> Esquema tectónico del extremo sur de Patagonia y principales dominios tectonomorfológicos.....	8
<b>FIGURA 2.2:</b> Mapa geológico regional.....	10
<b>FIGURA 4.1:</b> Mapa geológico local.....	24
<b>FIGURA 4.2:</b> Rocas del CMCD.....	26
<b>FIGURA 4.3:</b> Rocas de cobertura volcano-sedimentaria.....	28
<b>FIGURA 4.4:</b> Rocas intrusivas en Fiordo Parry.....	29
<b>FIGURA 4.5:</b> Esquistos micáceos de granate-biotita-zoicita vistos en microscopio polarizado.....	32
<b>FIGURA 4.6:</b> Esquistos de anfíbola vistos en microscopio polarizado.....	34
<b>FIGURA 4.7:</b> Esquistos y filitas micáceos del 3 <sup>er</sup> grupo vistos en microscopio polarizado.....	35
<b>FIGURA 4.8:</b> Rocas metavolcano-sedimentarias vistas en microscopio polarizado.....	37
<b>FIGURA 4.9:</b> Rocas intrusivas vistas en microscopio polarizado (I parte).....	39
<b>FIGURA 4.10:</b> Rocas intrusivas vistas al microscopio polarizado (II parte).....	40
<b>FIGURA 5.1:</b> Composición de granates en esquistos de Fiordo Parry.....	42
<b>FIGURA 5.2:</b> Variación composicional de granates de esquistos de Fiordo Parry.....	43
<b>FIGURA 5.3:</b> Composición de biotitas del CMCD en sitio 4.....	44
<b>FIGURA 5.4:</b> Diagramas de discriminación para mica blanca del esquisto de granate FO-0511....	45
<b>FIGURA 5.5:</b> Diagrama de miembros extremos del grupo de los feldespatos.....	46
<b>FIGURA 5.6:</b> Diagrama de Leake (1997) para clasificación de anfíbola.....	47
<b>FIGURA 5.7:</b> Perfil composicional de anfíbola tschermakita.....	47
<b>FIGURA 5.8:</b> Diagramas de Schiffman & Fridleifsson (1991) para cloritas de 4 sitios distintos....	48
<b>FIGURA 5.9:</b> Diagrama de Hey (1954) para cloritas del CMCD.....	49
<b>FIGURA 5.10:</b> Diagrama de discriminación entre cloritas diagenéticas y metamórficas.....	50
<b>FIGURA 5.11:</b> Diagramas de Schiffman & Fridleifsson (1991) para cloritas de la cobertura volano-sedimentaria.....	52
<b>FIGURA 5.12:</b> Diagrama de Hey (1954) para cloritas de la cobertura volcano-sedimentaria.....	53
<b>FIGURA 5.13:</b> Espacio composicional de biotitas.....	54
<b>FIGURA 5.14:</b> Diagrama de clasificación de Leake (1997) para anfíbolos.....	54
<b>FIGURA 5.15:</b> Diagrama de miembros extremos del grupo de los feldespatos de rocas ígneas.....	55
<b>FIGURA 5.16:</b> Diagramas de Shiffman & Fridleifsson (1991) para cloritas de rocas intrusivas....	55
<b>FIGURA 5.17:</b> Diagrama de clasificación de Hey (1954) para cloritas de rocas ígneas	56
<b>FIGURA 6.1:</b> Temperaturas para FO-0510 y FO-0511 para cada par gt-bt según termómetro GB.	59
<b>FIGURA 6.2:</b> Histograma de contenido de Si en ‘fengitas’ del esquisto granatífero FO-0511.....	61
<b>FIGURA 6.3:</b> Síntesis y comparación de resultados PT para esquistos granatíferos.....	62
<b>FIGURA 6.4:</b> Temperaturas de cloritas para muestras del CMCD en espacio T v/s Xc.....	63
<b>FIGURA 6.5:</b> Temperaturas para las cloritas de la muestra FO-0525.....	64

<b>FIGURA 7.1:</b> Relación entre recristalización/formación de minerales y eventos deformativos D1 y D2 en el tiempo.....	68
<b>FIGURA 7.2:</b> Diagrama de Raase (1974).....	69
<b>FIGURA 7.3:</b> Distribución de los grados metamórficos del CMCD.....	71
<b>FIGURA 8.1:</b> Trayectoria PT para esquistos del CMCD.....	73

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>TABLA 4.1:</b> Ubicación, litología y asociación mineralógica para cada muestra colectada.....	23
<b>TABLA 4.2:</b> Disposición de foliaciones del CMCD medidas en terreno.....	30
<b>TABLA 4.3:</b> Variación en las asociaciones del 3 <sup>er</sup> grupo mineralógico del CMCD.....	33
<b>TABLA 5.1:</b> Resumen muestras analizadas con microsonda electrónica.....	41
<b>TABLA 5.2:</b> Análisis promedio de mica blanca.....	45
<b>TABLA 5.3:</b> Composición de epidotas de esquistos verde FO-0529 cercano a Puerto Vuelta (Sitio 11).....	51
<b>TABLA 6.1:</b> Métodos geotermobarométricos empleados.....	57
<b>TABLA 6.2:</b> Temperatura (°C) para pares granate-biotita calculadas con GB de Holdaway (2000).....	58
<b>TABLA 6.3:</b> Temperaturas y presiones para FO-0511, calculadas con GM-GMPQ y GB-GBPQ (Wu, 2004a,b; 2006).....	60
<b>TABLA 6.4:</b> Temperatura GB (Holdaway, 2000) recalculadas a partir de nuevas presiones.....	61
<b>TABLA 6.5:</b> Resumen de temperaturas (°C) para cloritas del CMCD.....	63
<b>TABLA 6.6:</b> Temperaturas para cloritas de FO-0525 de la cobertura volcánico-sedimentaria.....	64
<b>TABLA 6.7:</b> Temperaturas para cloritas del leucogranito FO-0503.....	65
<b>TABLA 6.8:</b> Presiones de magnesio-hornblenda de leucogranito en Sitio 2.....	66

# CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN

En esta memoria se estudia un conjunto de rocas extraídas de la vertiente norte de Cordillera Darwin, ubicada en el extremo sur de los Andes Patagónicos. En esta región aflora el Complejo Metamórfico Cordillera Darwin (CMCD), para el que se han estimado las condiciones de formación y metamorfismo a que las que fueron sometidas sus rocas.

De manera muy general, el sur de Chile se caracteriza por la ocurrencia de rocas metamórficas cuyas génesis han sido relacionadas a distintos procesos tectónicos de carácter regional, en ocasiones ligado a ambientes de subducción y desarrollo de distintos prismas acrecionarios. El mayor volumen de estas rocas fueron formadas durante eventos paleozoicos. La Cordillera Darwin por su parte, en el extremo sur occidental de la Isla Grande de Tierra del Fuego, expone en su núcleo rocas del CMCD, considerado estar en parte constituido por protolitos sedimentarios y en menor volumen volcánicos del paleozoico, metamorfizados en alto grado en distintos eventos cretácicos. Los modelos petrogenéticos propuestos para este complejo no han logrado establecer con claridad los mecanismos de formación y exhumación de dicho cuerpo. Aunque eventos extensivos y de compresión relacionados a la evolución de cuencas regionales (Cuenca Marginal de Rocas Verdes), mecanismos de *core-complex* y de escamas tectónicas han sido propuestas por distintos autores. Las condiciones de presión temperatura a las que se formaron estas rocas posee un buen control en especial en la porción sur del CMCD.

Bajo este contexto geológico general, se presentan e interpretan los resultados del los análisis realizados por el autor en muestras de la vertiente norte del CMCD desde una perspectiva petrográfica, química y termo-barométrica.

Se detalla en lo que resta de este capítulo, las bases metodológicas e hipotéticas fundamentales para el desarrollo de este tema de memoria de título.

## 1.1.- Formulación del Problema

Muchos trabajos relativamente recientes han sido realizados por distintos autores (Dalziel & Brown, 1989; Nelson, 1980; Hervé, 1981, Klepeis, 1994, Kohn, 1995) desde las primeras expediciones realizadas en el siglo XIX a la región patagónica, y aunque con ellos se ha logrado obtener un buen control litológico y petrogenético de su geología, existe interés en determinar de mejor manera las condiciones en que las rocas metamórficas de la Cordillera Darwin fueron formadas. En particular, con el fin de construir un mejor modelo de los eventos tectono-dinámicos ocurridos en la región durante el Mesozoico superior.

El núcleo de la Cordillera Darwin se compone por un basamento de rocas metamorfizadas previo al Jurásico tardío, principalmente esquistos y filitas de protolitos pelíticos paleozoicos, los que presentan diversos grados metamórficos en distintas áreas del macizo metamórfico, alcanzando incluso facies anfibolita. En los bordes de este núcleo metamórfico y sobreyaciendo en discordancia angular existen rocas estratificadas de diversos tipos tanto volcánicas como sedimentarias del Mesozoico superior (formación Tobífera, La Paciencia, Cerro Matrero). Esta cobertura volcano-sedimentaria se encuentran localmente deformada y metamorfizada en bajo grado. Por último, importantes volúmenes de rocas intrusivas Jurásicas y Cretácicas, las primeras transformadas en ortoneises, terminan por componer las principales litologías expuestas en Cordillera Darwin.

El restringido acceso a los afloramientos debido a la abrupta geografía del lugar y al hecho de que las cumbres de esta cordillera se encuentran cubiertas por glaciares, ha imposibilitado el trazado de isógradas metamórficas que permitan acotar y modelar las zonas de distinto grado metamórfico. Pese a estas

dificultades en el mapeo, se ha generado cierto consenso por diversos autores en torno a su génesis y a la existencia de heterogeneidades en el grado metamórfico alcanzado. En Cordillera Darwin se ha reconocido más de un evento metamórfico-deformativo, el primero de estos involucra únicamente al basamento y al menos otros tres eventos posteriores, que afectan tanto al basamento como a su cobertura volcano-sedimentaria. Otra característica particular de este complejo es el aparente gradiente metamórfico en sentido norte-sur. De esta manera la vertiente norte de Cordillera Darwin (zona de estudio) registra menor grado metamórfico que su contraparte austral, presentando además importantes rasgos estructurales.

El principal aporte de este trabajo al conocimiento del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin, se centra en las condiciones del metamorfismo, en particular de las variables intensivas como presión y temperatura de formación, tanto para los esquistos del basamento como para las rocas de su cobertura volcano-sedimentaria en los afloramientos de la ribera sur del Seno Almirantazgo en la vertiente norte de la cordillera.

## **1.2. Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo General**

Determinar la naturaleza del metamorfismo a las que fueron sometidas las rocas que hoy afloran en la vertiente norte de la Cordillera Darwin a lo largo del Seno Almirantazgo y sus fiordos tributarios, entre Cabo Rowlet y Caleta Maria.

### **1.2.2 Objetivos Específicos**

- a) Determinar las condiciones de presión y temperatura del *peak* metamórfico de las rocas del basamento pre-Jurásico tardío mediante el estudio de las asociaciones mineralógicas en equilibrio.
- b) Determinar las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo registrado en las rocas de la cobertura volcano-sedimentaria.
- c) Determinar aspectos de la deformación registrada en minerales, relacionándolos a distintas etapas de deformación y las condiciones de presión-temperatura
- d) Establecer en lo posible relaciones petrogenéticas de los eventos metamórficos que afectan tanto al CMCD, cobertura volcano-sedimentaria y rocas intrusivas.

## **1.3. Metodologías**

Las muestras estudiadas en esta memoria fueron recolectadas durante la campaña de terreno realizada al Seno Almirantazgo y sus fiordos tributarios, ubicados al norte de Cordillera Darwin, en noviembre del 2005, integrado por F. Hervé, K. Klepeis, A. Sánchez, entre otros investigadores, dentro del proyecto “*Provenance of the metasedimentary complexes of the Patagonian and Fuegan Andes: Identification of magmatic arc sources.*” Dichas muestras fueron puestas a disposición del autor y el presente estudio para su análisis e interpretación de resultados.

Con el fin de caracterizar el metamorfismo de las distintas unidades, se realizaron los siguientes pasos:

1°.- Descripción petrográfica de secciones transparentes de 59 muestras extraídas tanto del basamento metapelítico, como de las rocas volcánico-sedimentarias de la formaciones jurásicas que le sobreyace (Formaciones. Tobífera y La Paciencia).

2°.- Análisis químico mediante microsonda electrónica de minerales metamórficos, con el fin de realizar una caracterización y clasificación de éstos según su química mineral, permitiendo además la interpretación de grados metamórficos y cálculos de presión/temperatura. Para cada mineral estudiado se midieron concentraciones de los 9 óxidos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{NaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ).

3°.- Cálculo de la temperatura de formación de determinados minerales a través de los geotermómetros granate-biotita, granate-muscovita, y en cloritas con geotermómetro de Cathelineau.

4°.- Cálculo de las presiones de formación de determinados minerales metamórficos a través de geobarómetro de granate-muscovita-plagioclasa-cuarzo, granate-biotita-plagioclasa-cuarzo y en micas blancas (fengitas) y contenido de Al en hornblendas.

5°.- Descripción de 11 cortes transparentes orientados extraídos de zonas de falla entre los fiordos Parry y Ainsworth, para determinar sus condiciones de deformación y cinemática.

#### **1.4. Ubicación y Vías de Acceso**

Cordillera Darwin se ubica en la XII Región de Magallanes, al sur oeste de la isla de Tierra del Fuego. Esta cordillera es un orógeno de extensión este-oeste que alcanza alturas máximas de 2488 m.s.n.m. (Monte Darwin). En su vertiente meridional este orógeno limita con el Seno Almirantazgo, mientras que el Canal de Beagle constituye el límite en la vertiente septentrional (ver Fig 1).

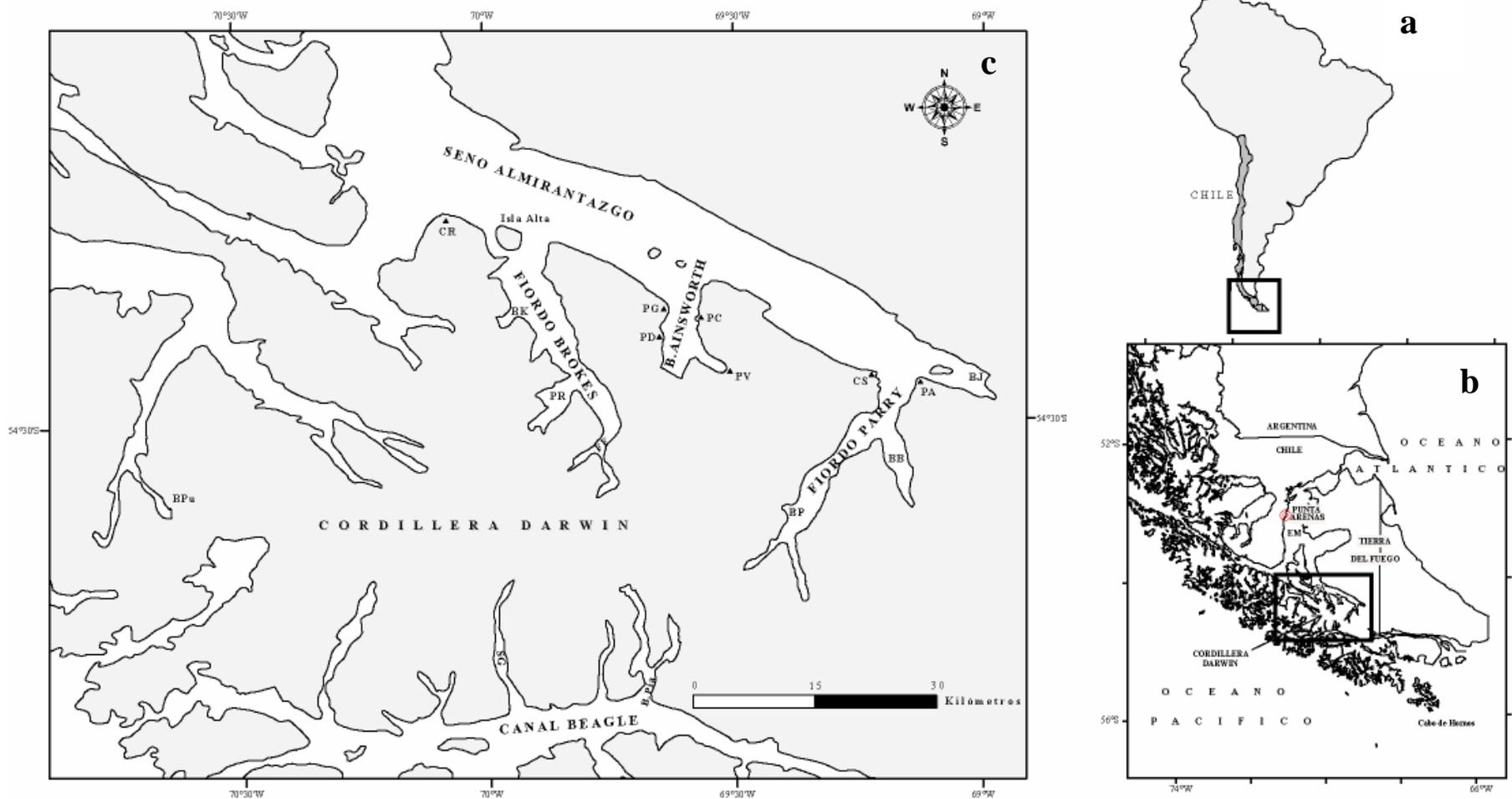
La zona de estudio se ubica en el flanco norte de Cordillera Darwin entre las coordenadas geográficas  $54^{\circ}15' - 54^{\circ}45' \text{ S}$  y los  $70^{\circ} - 69^{\circ} \text{ W}$ . Esta zona comprende los afloramientos expuestos en fiordo Brookes, Bahía Ainsworth, y Fiordo Parry.

Cordillera Darwin es una zona deshabitada y desprovista de caminos, por lo que su acceso se realiza desde Punta Arenas vía marítima (en bote) por los distintos fiordos..

#### **1.5.- Clima**

El clima en Tierra del Fuego posee una fuerte influencia marítima y producto de la alta latitud a la que se encuentra hace de ésta una región fría y lluviosa. Las lluvias más persistentes se concentran en los meses de mayo a septiembre. Fuertes vientos son característicos la mayor parte del año.

En las altas cumbres se desarrolla un sistema de glaciares que descienden por algunos valles hasta los fiordos adyacentes en todas direcciones.



**Fig. 1.1.** Ubicación y toponimia de Cordillera Darwin. **a)** Esquema de América del Sur mostrando ubicación del inserto **b)**. **b)** Esquema del extremo sur de América del Sur mostrando ubicación de Cordillera Darwin (recuadro negro). EM: Estrecho de Magallanes **c)** Esquema de la zona de estudio en Cordillera Darwin, en la rivera sur del Seno Almirantazgo y fiordos principales. BB: Bahía Blanca, BJ: Bahía Jackson, BK: Bahía Kairamo, BP: Bahía Parry, B.Pia: Bahía Pía, BPu: Bahía Plüschow, CR: Cabo Rowlet, FF: Fiordo Finlandia, PA: Punta Amarilla, PC: Punta Caimán, PD: Puerto Demonio, PG: Punta Guesa, PR: Fiordo Presidente Relander, SG: Seno Garibaldi.

## 1.6. Trabajos Anteriores

Se presenta a continuación una síntesis de algunos de los trabajos relevantes sobre la geología de Cordillera Darwin y sectores adyacentes en orden cronológico.

**Darwin, 1846.** Corresponde a las primeras publicaciones sobre geología en el extremo patagónico de América del Sur. Las observaciones geológicas se realizaron durante su viaje en el V.H.S. Beagle durante 1832. Darwin es el primero en documentar la existencia de rocas metamórficas en la cordillera que posteriormente llevaría su nombre.

**Nelson et al., 1980.** Describe la geología en ambas vertientes de Cordillera Darwin y describe detalladamente la geología estructural del basamento y la cobertura volcano-sedimentaria identificando cuatro eventos deformativos, siendo el primero exclusivo del basamento y los otros tres afectando tanto al basamento como a la cobertura hacia el Cretácico tardío. Presenta un mapa de esta cordillera con la orientación de los distintos eventos deformativos. A diferencia de otros autores (e.g. Johnson, 1990), Nelson et al. no reconoce en la vertiente norte un contacto tectónico entre la cobertura y el basamento. Finalmente integra estos datos estructurales a la tectónica global y si bien descarta un origen de tectónica colisional, si relaciona esta deformación localizada a un mecanismo de *core-complex*.

**Nelson, 1982.** Presenta un modelo cronológico para la exhumación del basamento utilizando trazas de fisión y datos de K-Ar y Rb-Sr. Concluye que el alzamiento ocurre conjunto con la deformación pero que luego de ésta, el alzamiento es más importante y rápido (0.5-1.5mm/a) comenzando primero en la Cuenca Marginal de Rocas Verdes y luego en el basamento siendo en esta última de mayor magnitud. Además el mayor alzamiento de Cordillera Darwin ocurre a bajas tasas (0.05-0.2mm/a) y es coincidente con los potentes depósitos encontrados para este tiempo en el antepaís.

**Godoy, 1986.** Publica resultados químicos de roca total de elementos mayores y tierras raras para esquistos verdes de Fiordo Parry, interpretando un origen sedimentario para los protolitos de estas rocas, comparándolas con otras rocas de la Patagonia chilena.

**Hervé et al, 1981.** Publican edades Rb/Sr para rocas intrusivas pretectónicas (157Ma) y para esquistos pertenecientes al CMCD en el sector de Bahía Pluschow (240Ma). Concluye situando el tectonismo Andino temprano entre 100 y 84 Ma.

**Hervé et al., 1984.** Publican un trabajo acerca del Batolito Patagónico al sur del canal Beagle, presentando 49 edades Ar/Ar y Rb/Sr para rocas intrusivas (desde 141 a 34Ma) además de sus litologías y cronología para su emplazamiento y deformación.

**Johnson, 1990.** Presenta un mapeo litológico 1:100.000 de la ribera sur del seno Almirantazgo entre el fiordo Brookes y fiordo Parry, levantando además la estratigrafía de las unidades involucradas (notar que esta zona de trabajo corresponde a la misma que la de este estudio). Presenta además datos químicos para el basamento metamórfico comparándolo con otros cuerpos en los Andes (C.M. El Tránsito, interior de Vallenar y C.M. de Limón Verde, sur de Calama). Además levanta un perfil estructural a lo largo del Fiordo Brookes el que es integrado con datos de gravimetría disponible. Concluye sobre el ambiente de depositación de las formaciones y acerca del desarrollo de fallas inversas que cabalgan el basamento sobre la cobertura y la atenuación de la deformación al alejarse del núcleo de la Cordillera Darwin hacia el norte.

**Cunningham, 1993.** Este autor presenta un modelo para geología estructural de Tierra del Fuego, principalmente con datos obtenidos a lo largo del canal Beagle, inmediatamente al sur de Cordillera Darwin. Sus resultados muestran una buena correlación con modelos transcurrentes clásicos como

el de Riedel interpretando la mayoría de las fallas como sintéticas y sinestrales a la falla principal que correría a lo largo del Canal Beagle. Estos datos de terreno son integrados con fotolineamientos y con la tectónica regional. Por último propone un modelo basado principalmente en fallas sinestrales para explicar la actual configuración del Oroclino Patagónico.

**Klepeis, 1994.** Presenta un modelo estructural evolutivo mediante una sección continua desde el basamento metamórfico hasta la Faja Plegada y Corrida de Magallanes a la longitud de los 68°30' aproximadamente (entre seno Almirantazgo y el Lago Fagnano).

**Cunningham, 1995.** A partir de datos estructurales obtenidos en el Canal Beagle, explica la orogénesis Andina en esta región mediante un modelo transpresivo el que además de aportar compresión contribuiría al alzamiento de bloques del basamento.

**Kohn et al., 1995.** Publican un modelo P-T-t para el Complejo Metamórfico de Cordillera Darwin, mediante geocronología de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en distintos minerales. Estos datos muestran dos episodios de rápido enfriamiento a tasas mayores que 25°C/Ma. Se propone además un modelo de “*wedge extrusion*” en que la parte austral del basamento se exhuma mediante extensión al mismo tiempo en que más al norte se desarrollan corrimientos hacia el continente. Sus resultados muestran que las rocas que portan estaurilita se exhumaron más rápido que aquellas portadoras de cianita y silimanita.

**Klepeis, 1997.** Integra datos estructurales con perfiles de refracción sísmica a lo largo de la porción nortesur del Estrecho de Magallanes y otra en tierra entre el Seno Almirantazgo y el Lago Fagnano. Concluye que esta región de los Andes estuvo bajo contracción durante el rápido enfriamiento y alzamiento de la Cordillera Darwin y que la exhumación final del basamento ocurre durante el cambio de un ambiente compresivo a uno transtensivo durante el Terciario tardío.

**Kraemer, 2003.** Mediante un mapeo geológico estructural en Tierra del Fuego, Kraemer presenta secciones transversales norte sur, desde el extremo este del CMCD hasta la pampa de Magallanes. Reporta en él numerosos corrimientos de vergencia al noreste y algunos retrocorrimientos al suroeste. Tras un balanceo de sus secciones postula un acortamiento total de entre 300 a 600Km para esta parte del Oroclino Patagónico repartidos en la siguiente forma: 430Km durante el Cretácico medio en la zona de estudio, 40Km durante el Cretácico tardío, 50Km durante el Paleógeno, 80Km en eventos durante el Neógeno. En su modelo postula además, que para tal acortamiento se produzca, es necesario que la corteza oceánica producida en la Cuenca Marginal de Rocas Verdes sea consumida en una retrosubducción. Finalmente presenta una reconstrucción palinespática para Sudamérica, Antártica y Scotia a partir del Jurásico tardío.

**Stern & De Witt, 2003.** Hace una revisión de evidencias petrológicas y geoquímicas de las rocas máficas que constituyeron el piso de la Cuenca Marginal de Rocas Verdes en los complejos Sarmiento y Tortuga, características que unifica en un modelo tectónico global generador de una cuenca de trasarco marginal, explicando su formación y posterior clausura y deformación.

## **CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES GEOLÓGICOS**

### **2.1. Morfoestructuras**

A escala continental, el principal rasgo de los Andes más australes, lo constituye el Oroclino de los Andes Patagónicos. En este último segmento, la cadena andina se curva progresivamente hacia el este a latitudes cada vez más altas, llegando a levantar un orógeno de disposición este-oeste, como es el caso de la Cordillera Darwin.

En esta región es posible reconocer al menos cinco dominios tectónico-morfológicos los que se extienden como franjas paralelas entre si y que se curvan hacia el este de manera solidaria al flexuramiento del oroclino (Fig. 2.1). La primera unidad, la más externa u occidental, está representada por una franja de archipiélagos y fiordos debido a la intensa erosión glacial modeladora de los valles de esta región, la que se compone principalmente de rocas intrusivas pertenecientes al Batolito Patagónico (dominio E en Fig. 2.1). Más al interior, encontramos la Cordillera Magallánica, orógeno que alberga tres dominios tectónicos importantes: Los terrenos de la Cuenca Marginal de Rocas Verdes (dominio D), más al oriente, la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (dominio B) y entre ellas y de manera muy localizada el núcleo metamórfico de Cordillera Darwin (dominio C), es en estos dominios que la Cordillera Magallánica alcanzan las máximas elevaciones. Las litologías de estas zonas corresponden principalmente a granitoides y rocas mesozoicas fuertemente falladas. Más al oriente la gran cordillera pierde fuerzas dando paso a la Precordillera Patagónica,alzada principalmente por los corrimientos más distales de la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (dominio B). Por último, el quinto dominio corresponde a la gran extensión de la Pampa Magallánica, depocentro de antepaís Cenozoico de escasa deformación en la vertiente oriental de la Cordillera Patagónica.

La Cordillera Darwin, ubicada en el segundo dominio morfológico y (dominio C) estructural, posee alturas que sobrepasan los 2000m.s.n.m. (2488m en monte Darwin) lo que la convierte en el macizo más elevado de la región superando a otras cumbres en un promedio de 1000m. Las elevaciones alcanzadas hacia el núcleo de esta cordillera junto a las altas latitudes en que se ubica, permiten la existencia de una cobertura glacial permanente que obscurece su naturaleza geológica en ésta área.

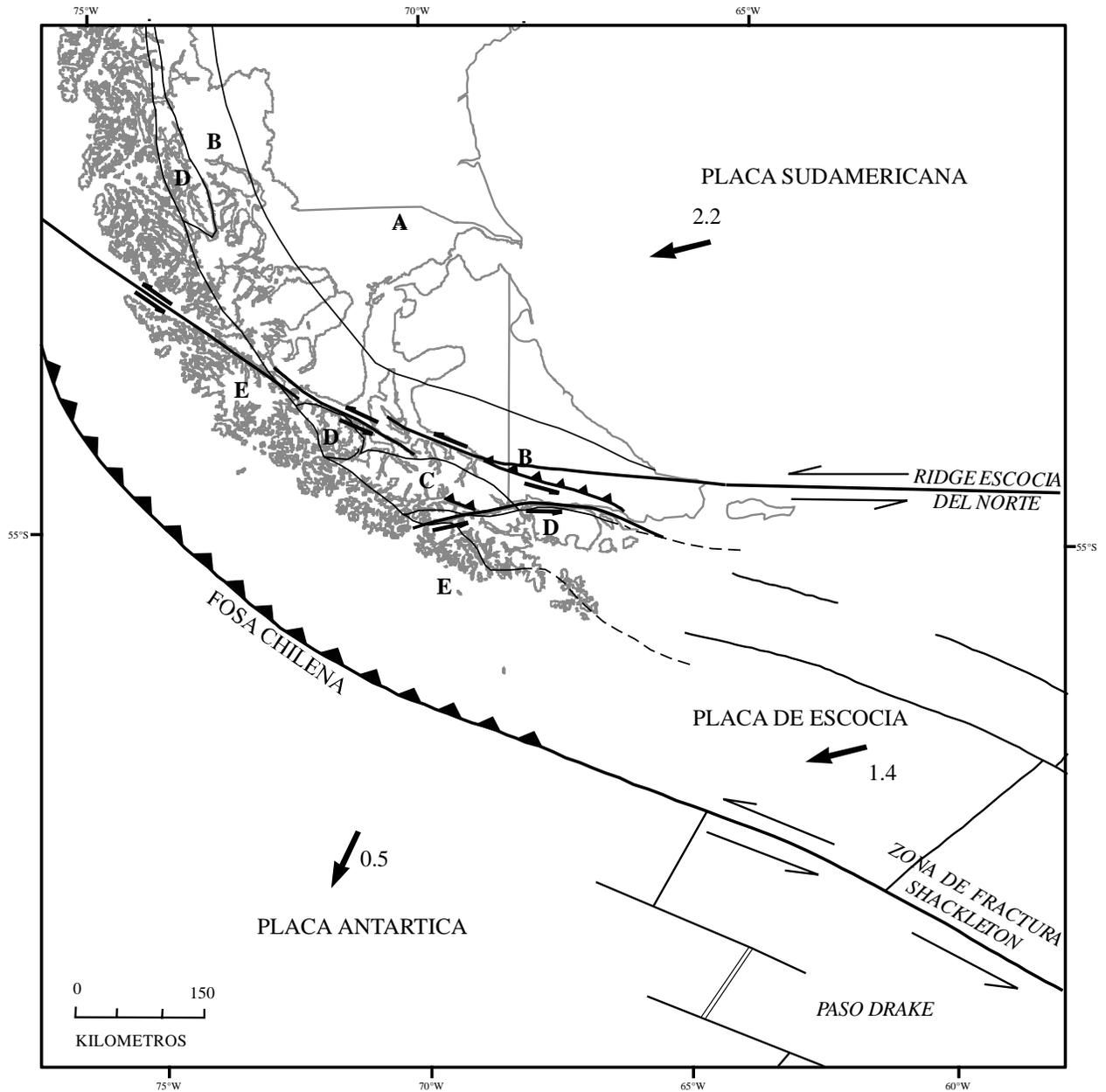
Este gran macizo se encuentra acotado por dos fiordos mayores de orientación aproximada este-oeste: el Seno Almirantazgo por el norte y el Canal de Beagle por el sur (Fig. 1.1). Como se discutirá más adelante, dichos fiordos poseen un importante control estructural y en algunos casos constituyen límites litológicos (ver estructuras).

### **2.2. Marco geotectónico**

La Cordillera Darwin se ubica sobre la Placa de Scotia inmediatamente al sur de su borde septentrional que la pone en contacto con el extremo sur de la Placa Sudamericana. Este margen tectónico, de tipo transformante conocido como el Ridge Norte de Scotia, posee su prolongación continental denominada zona de Falla de Magallanes-Fagnano (Rossello, 2005; entre otros), la que corre a lo largo del Seno Almirantazgo y del Lago Fagnano. Esta zona de falla acomodaría de manera sinistral la deformación en dicha zona según diversos autores (Rossello, 2005; Cunningham, 1993).

Por otro lado, el extremo sur occidental de la microplaca de Scotia corresponde a un margen convergente contra la Placa Antártica siendo esta última subductada en la Fosa Chile (Fig. 2.1).

En la Figura 2.1 se muestran las principales características geométricas y cinemáticas de la configuración actual de placas tectónicas involucradas en estas latitudes.



**Fig. 2.1.** Esquema tectónico del extremo sur de Patagonia y principales dominios tectomorfológicos. Flechas negras indican movimiento absoluto de las placas tectónicas y valor promedio en cm/año. Las letras mayúsculas representan distintos dominios tectomorfológicos. A: Cuenca de Antepaís Magallánica, B: Faja Plegada y Corrida de Magallanes, C: Núcleo Metamórfico de Cordillera Darwin, D: Terrenos de la Cuenca Marginal de Rocas Verdes, E: Batolito Patagónico y arco Magmático. Vectores de desplazamiento tomados de Cunningham (1993), estructuras modificadas de Cunningham (1993) y Diraison et al. (1997). Dominios tectomorfológicos modificados de Klepeis (1994) y Stern & DeWit (2003).

## 2.3. Marco geológico

La contribución al conocimiento geológico por parte de innumerables autores, ha permitido alcanzar un control litológico de detallada escala para la Patagonia de América del Sur. El inicio de las expediciones a estas regiones se remonta a los primeros viajes emprendidos por el Capitán Parker King en 1827(sin ref.) comandante del H.M.S. Adventure, quien describe la morfología y litologías de la zona patagónica. A esta expedición le seguiría un segundo viaje realizado por el H.M.S. Beagle en 1833, en el cual Charles Darwin (Darwin, 1846) reconoce, en la cordillera que posteriormente llevara su nombre, rocas metamórficas principalmente de tipo esquistos a los que posteriormente (casi un siglo después) Kranck (1932) les llamara los “esquistos centrales” de Cordillera Darwin.

El trabajo sistemático en la región ha permitido comprender el contexto geodinámico en que las rocas patagónicas se han originado. Trabajos de carácter estratigráficos, estructurales y petrológicos, como los publicados por Cunningham (1995), Johnson (1990), Hervé et al. (1981, 1984), Klepeis (1994, 1997), Kraemer (2003), Nelson (1982), Kohn et al. (1995), por nombrar sólo algunos autores, han realizado un importante aporte y contribuido notablemente al conocimiento de las distintas unidades geológicas.

La geología de la Patagonia y en particular de Cordillera Darwin, está bien caracterizada a escala regional. La mayoría de los autores describen dos grupos principales de rocas: Un basamento pre-Jurásico principalmente metapelítico y una cobertura volcano-sedimentaria Jurásica tardía a fini-Cretácica deformada, que le sobreyace en discordancia.

Revisaremos aquí la geología que guarda directa relación a la zona de estudio (ver Fig. 2.2).

### 2.3.1. Basamento metamórfico.

En general los afloramientos metamórficos en el sur de Chile afloran desde los 46°S en una franja semi continua hasta los 55°S. La principal diferencia del grueso de los afloramientos metamórficos con respecto a los expuestos en Cordillera Darwin, corresponde a la edad de metamorfismo. La interpretación clásica propone que las rocas de las series metamórficas al norte del CMCD fueron acrecionadas al continente en un prisma relacionado a subducción, proceso mediante el cual los sedimentos marinos, turbidíticos y pelíticos en su mayoría y rocas volcánicas asociadas a la corteza oceánica, sufrieron un metamorfismo regional en distintos grados durante el paleozoico. A diferencia de estas rocas, el metamorfismo del CMCD se ha relacionado con eventos metamórficos sobreimpuestos asociados al cierre de la cuenca marginal de Rocas Verdes hacia el Cretácico “medio” (Nelson et al., 1980; Hervé, 1981; Nelson 1982; Kohn, 1991).

Dentro de los 5000 m<sup>2</sup> de superficie en que se exponen las rocas del basamento metamórfico en Cordillera Darwin, se han reportado protolitos polideformados tales como pelitas, arenitas y en menor proporción volcanitas transformadas en filitas y esquistos que en algunos casos han alcanzado los grados de alta anfibolita. Según algunos autores, este complejo registra uno de los mayores grados metamórficos descritos en los Andes al sur del Ecuador (Cunningham, 1995). Hervé et al., 1981 obtienen datas de 240 ± 40 Ma en Rb/Sr roca total en esquisto de Bahía Pluschow y Pía al oeste y al sur del área de estudio respectivamente (ver Fig. 1.1). Por otro lado Kohn (1995) obtiene edades de 68-90,5Ma en Ar/Ar, la que interpreta como una edad de recalentamiento del complejo metamórfico. Por otro lado esta unidad se encuentra intruída por neises datados en 157±8 Ma Rb/Sr en roca total y 164,1±1,7 Ma U-Pb en circones (Mukasa y Dalziel, 1996). Con estos datos más las relaciones de terreno con la cobertura, es posible acotar al basamento entre el Paleozoico Superior y el pre-Jurásico medio.

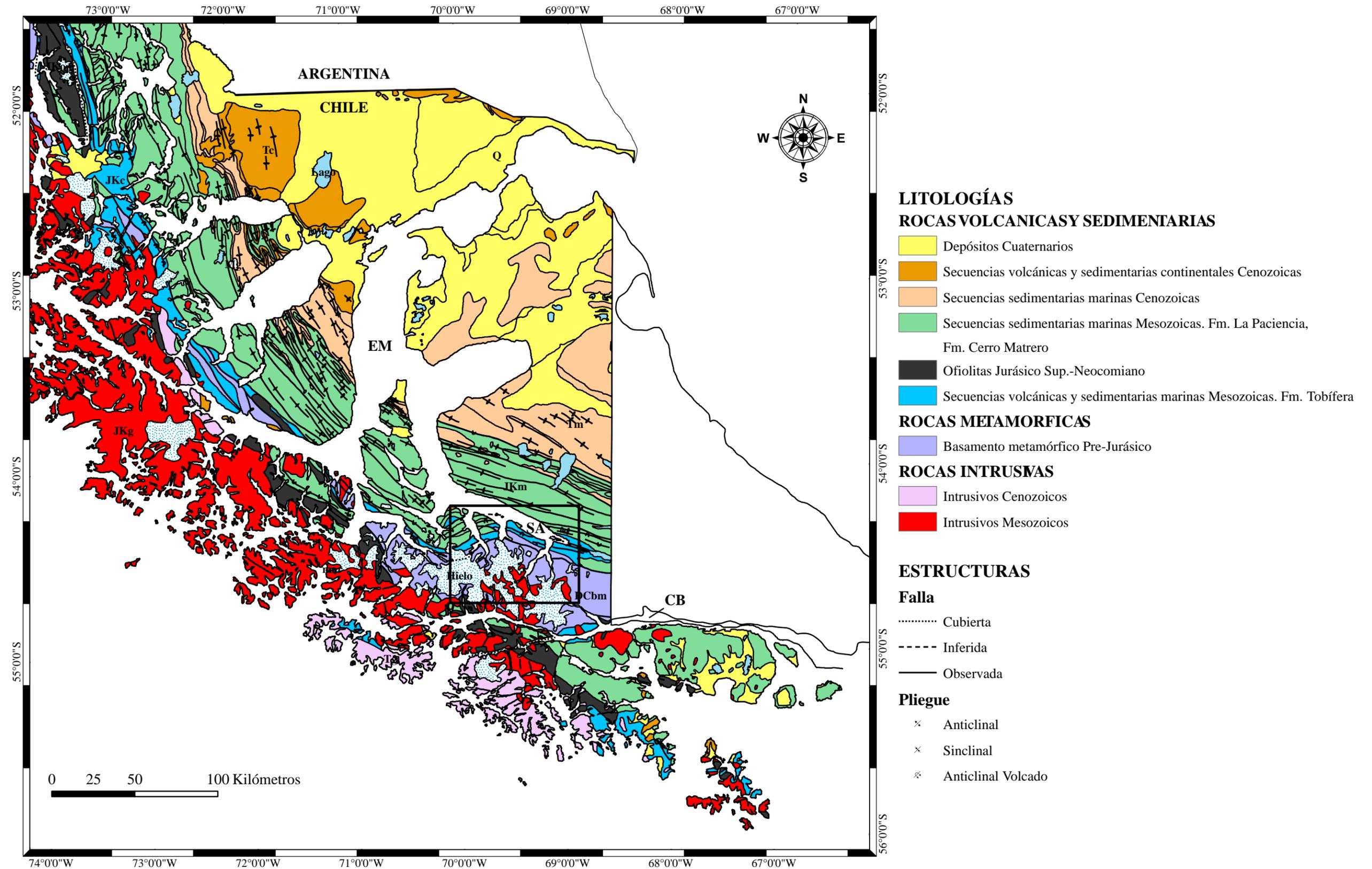


Fig. 2.2. Mapa geológico regional. El cuadro negro destaca la zona de estudio en el flanco norte de Cordillera Darwin. EM: Estrecho de Magallanes; SA: Seno Almirantazgo; CB: Canal Beagle. Modificado de SERNAGEOMIN 2002.

### **2.3.2. Rocas estratificadas**

Las rocas estratificadas que afloran en los Andes Patagónicos se disponen en franjas de gran extensión, aproximadamente N-S, las que varían a WNW-ESE solidariamente al Oroclino Patagónico. Debido a las grandes variaciones laterales que esto supone es que estas unidades se revisarán de manera sintética y con especial énfasis en las facies expuestas en Cordillera Darwin.

#### **Formación Tobífera (Jurásico medio a Cretácico inferior)**

Esta formación es definida por Thomas (1949). Se distribuye en la región de Magallanes como una franja paralela al oroclino desde los 51°S hasta Tierra del Fuego (SERNAGEOMIN, 2002). En la región de estudio aflora al sur del Seno Almirantazgo y del lago Fagnano. (Fig. 2.2).

Esta formación se dispone en disconformidad sobre el CMCD. Corresponde principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas de carácter ácido depositadas en un ambiente submarino. La componen rocas piroclásticas, lavas, pórfidos y sedimentos finos (lutitas). Localmente, esta secuencia posee en su base un nivel conglomerádico con clastos ígneos y metamórficos grises. A esta potente secuencia, en la región de estudio, se le sobrepone un metamorfismo grado bajo a medio que en el flanco sur de Cordillera Darwin alcanza facies de alta anfibolita. Posee además numerosas zonas de cizalle de carácter milonítico.

La edad de esta formación se ha determinado a partir de dataciones radiométricas que la sitúan en el rango entre los 160 a 150 Ma, es decir, Oxfordiano-Valanginiano (Gust et al. 1985, in Cunningham, 1995).

Esta formación se correlaciona con las formaciones Ibáñez y Complejo el Quemado (en Aysén) y Fm. Lemaire (en Tierra del Fuego, Argentina), todas estas pertenecientes a la provincia magmática ácida de Chon Aike (Pankhurst, 1998)

Este voluminoso volcanismo ácido ha sido relacionado a productos ígneos a partir del adelgazamiento cortical del extremo SW de Gondwana en régimen extensional durante el Jurásico superior relacionado al desarrollo de la cuenca marginal de Rocas Verdes. (Ramos & Mpodozis, 1989; Stern & De Wit, 2003)

#### **Formación La Paciencia (Jurásico Superior-Cretácico Inferior)**

Es definida por Cortés y Valenzuela (1960). Aflora principalmente en la ribera norte del Seno Almirantazgo y al sur de este como una franja de 5 a 8Km de ancho de orientación noreste entre los fiordos Ainsworth y Brookes (Fig. 2.2 y 4.1). Se ha estimado una potencia de 2000m en su lugar tipo (sierra de La Paciencia, fuera del área de estudio).

En la zona de estudio se dispone en contacto tectónico con la formación Tobífera y concordante con la formación suprayacente Cerro Matrero. Es una formación principalmente sedimentaria marina de buena estratificación con predominancia de sedimentos finos como limolitas grises negras con concreciones calcáreas y carbonosas, lutitas pizarrosas con alternancias de capas calcáreas e intercalaciones de areniscas tobaceas finas.

La edad de esta formación está determinada por el contenido de fósiles del rango Albiano y/o Neocomiano (Cortés & Valenzuela, 1960 En Johnson, 1990).

El ambiente de depositación es marino de baja energía, protegido del oleaje, probablemente de plataforma.

### **Formación Río Jackson (Hauteriviano – Aptiano)**

Definida por Cortés y Valenzuela (1960) en el curso superior del río del mismo nombre, se extiende en la ribera norte del seno Almirantazgo.

Corresponde a una alternancia fina de unos 400m de potencia compuesta de limonitas arcillosas negras, areniscas finas tobáceas, depositadas en ambiente de plataforma bajo el nivel de las olas. Cubre de manera concordante a la Formación Tobífera, y es sobreyacida por la Formación la Paciencia.

Su edad ha sido determinada en base a contenido fosilífero.

### **Formación Cerro Matrero (Santoniano Superior - Campaniano)**

Definida por Barwick et al. (1951). Aflora principalmente en el sector oeste del Seno Almirantazgo, en la ribera sur del mismo posee gran distribución entre Fiordo Brookes y Bahía Milton (fuera del área de estudio).

Se compone principalmente de lutitas grises bien estratificadas con alternancias delgadas de limonitas, areniscas y algunos lentes de conglomerados. Se le estima una potencia de 2000m. La base de esta unidad posee niveles con abundantes concreciones.

Mediante fósiles se le asigna en el área de Puerto Cook una edad Albiano- Campaniano (Céspedes, 1964).

### **2.3.3. Rocas intrusivas**

Las rocas ígneas intrusivas ocurren en gran distribución areal en los Andes australes y registran eventos magmáticos de distintas edades.

El principal y más importante grupo de rocas ígneas se han agrupado en el Batolito Patagónico el cual se extiende desde los 41°S hasta los 56°S de manera solidaria al eje de la Cordillera de Los Andes y su forma oroclinal bordeando la costa. Posee cuerpos de edades que van desde el Jurásico hasta el Cenozoico (152 a 17 Ma, según Hervé et al., 2004), predominando los cuerpos relacionados a eventos magmáticos Cretácicos calco-alcalinos. Esta franja de notable continuidad se ha interpretado como las raíces de un arco magmático meso-cenozoico.

En la zona de estudio, las rocas ígneas descritas pueden ser diferenciadas en dos grupos principales que son revisadas a continuación.

#### **Suite Granitos Darwin:**

Son granitos de biotita y granodioritas de edad Jurásico tardío los que se encuentran intruyendo al CMCD, principalmente en la mitad sur de la cordillera. Hervé et al.(1981) obtienen una edad Rb/Sr en roca total de  $157 \pm 7$  Ma. Estos intrusivos de altas razones (Rb/Sr)<sub>o</sub> indican procesos anatécicos o al menos de alta contaminación cortical. Estos cuerpos han sido transformados en ortoneises, en parte milonitizados y, por su química y edad, se les ha postulado como los equivalentes intrusivos del magmatismo que originó las rocas de la Formación Tobífera. (Hervé et al., 1981; Halpern, 1973).

## **Suite Granitos Beagle:**

Estos cuerpos intruyen al basamento metapelítico al interior del Fiordo Parry y en Isla Alta y consisten de tonalitas de biotita y granodioritas. Para esta *suite* se ha determinado una edad Cretácica superior, aunque sus edades varían a uno y otro lado del canal Beagle. Así, al norte se obtienen edades de 65 a 90 Ma (Halpern, 1973), mientras que al sur de dicho canal se obtienen edades de 80 a 113Ma (Nelson, 1988). A diferencia de los intrusivos Jurásicos estos no presentan deformación (post tectónicos) y presentan razones isotópicas iniciales de estroncio más bajas. Estos cuerpos cortan estructuras asociadas a la orogénesis del Cretácico “medio” y se les considera producto de fusión en ambiente de subducción.

Además de estos cuerpos plutónicos existen pequeños stocks y cuerpos filonianos. Los más comunes han sido descritos como enjambres de diques que intruyen a las rocas del basamento. Estos diques de carácter anfibolítico poseen unos 10m de ancho, principalmente en fiordo Parry (Johnson, 1990). Algunos autores mencionan que estos diques cortan a las dos suite intrusivas y poseen estructuras foliadas en ocasiones paralelas a las paredes de la roca de caja (Cunningham, 1995, Nelson, 1980).

### **2.3.4. Estructuras**

Se describen aquí las grandes estructuras regionales que controlan los litodominios de la Patagonia, para luego presentar algunos aspectos relevantes de la geología estructural local descrita en Cordillera Darwin.

#### **Escala regional**

Como ya se mencionara anteriormente uno de los principales rasgos de la Patagonia es la curvatura del orógeno en su último segmento (Fig 2.1). Este flexuramiento de los Andes ha sido explicado a través de distintos procesos, entre los cuales el fallamiento transcurrente y rotación de bloques son propuestos como los principales mecanismos de formación (Cunningham, 1993; Kraemer, 2003). Estas fallas muestran orientación y cinemática regional acorde a un borde transformante de tipo sinistral, el que transporta progresivamente bloques tectónicos hacia el este. Datos paleomagnéticos en Tierra del Fuego muestran rotaciones tectónicas antihorarias, de mayor magnitud hacia el sur, que concuerdan con un transporte neto hacia el este de los bloques más australes (Baraldo et al., 2002; Cunningham, 1993) (Fig, 2.1).

En otras palabras, el desarrollo del oroclino se debería a diferencias en las velocidades relativas en el desplazamiento de la placa Sudamericana con respecto a la placa de Scotia y Antártica.

Las estructuras más importantes del sistema descrito en los párrafos anteriores corresponden a fallas regionales relacionadas al contacto transformante entre las placas de Scotia y Sudamericana. Estas fallas se entienden como la prolongación continental del Ridge Norte de Scotia, cuyos lineamientos principales corren a lo largo del Seno Almirantazgo, al norte de Cordillera Darwin, la denominada Falla Magallanes–Fagnano al noreste (Rossello, 2005). Otra falla de importancia regional que acomoda esta deformación corre a lo largo del canal Beagle, al sur de la misma cordillera. Ambas estructuras poseen carácter sinistral y estructuras asociadas (según modelo de Riedel, Cunningham, 1993). Aunque los desplazamientos netos para estas fallas no han sido determinados, se estima que deben ser de magnitud considerable debido a la gran extensión de su traza y al hecho de que son límites litológicos y de grado metamórfico mayores. Por ejemplo, en la falla del canal Beagle se han reconocido rocas de distinto tipo y grado metamórfico a uno y otro lado del canal. Así, en su ribera norte se observan rocas en facies anfibolitas, mientras que al sur afloran volcanitas de facies esquistos verdes (Kohn et al., 1995).

Por otro lado el carácter compresional desde el finí-Cretácico al Actual de la Patagonia queda de manifiesto en la deformación de la cobertura mesozoica y en el acortamiento cortical absorbido por numerosas fallas inversas de vergencia noreste agrupadas en la Faja Plegada y Corrida de Magallanes que

afecta a unidades mesozoicas (y en menor medida a cenozoicas) y a las fallas inversas de la cordillera patagónica que afectan al basamento. Según Kraemer (2003), la magnitud de este acortamiento alcanza los 600Km como máximo y los 300Km como mínimo.

### **Estructuras en ribera sur del Seno Almirantazgo**

En la zona de estudio se han reconocido diversas estructuras. Según Johnson (1990) las estructuras reconocidas en Cordillera Darwin son principalmente fallas inversas. Las formaciones Matrero y Tobífera se ponen en contacto por fallamiento inverso y en ocasiones el basamento cabalga a la Fm. Tobífera (Falla Relander). Nelson (1980) y otros autores reconocen cuatro eventos deformativos el primero de estos afecta exclusivamente al basamento (deformación pre-Jurásica). Mientras que las otras tres serían posteriores afectando tanto al basamento como a la cobertura. Johnson (1990) reconoce una disminución en el grado de deformación desde el núcleo de la cordillera hacia el norte, pasando desde pliegues apretados y desarraigados en la cobertura volcano-sedimentaria hasta pliegues mucho más suaves y de gran longitud de onda, llegando a ser casi imperceptible en la ribera norte del Seno Almirantazgo.

## **2.4. Eventos geodinámicos.**

### **Paleozoico tardío a Mesozoico temprano**

Las rocas metamórficas expuestas al sur de los 49°S representan un prisma de acreción, mostrando que el territorio pasó al menos por un evento deformativo regional previo a su exhumación y erosión. La presencia de rocas volcánicas en este basamento indica proximidad a un arco magmático Paleozoico tardío a Mesozoico temprano (Dalziel & Cortés, 1972 en Nelson et al., 1980).

### **Mesozoico medio (Jurásico tardío a Cretácico temprano)**

Luego de los procesos que exhumaron al basamento, tiene lugar un abundante volcanismo ácido a intermedio, en parte submarino. Algunos autores han asociado este volcanismo a una extensión generalizada de la corteza y que según datos isotópicos ocurriría en presencia de subducción (Halpern, 1973).

En el Jurásico tardío y a comienzos del Cretácico se desarrolla sobre las metapelitas acresionadas una cuenca marginal de trasarco (cuenca de Rocas Verdes) separando el arco calco-alcalino al sur oeste del continente al noreste (Stern & DeWit, 2003; Cunningham, 1995). Esta cuenca extensional, si bien no se conocen sus dimensiones, debió tener amplio desarrollo como queda evidenciado en el desarrollo de corteza oceánica durante el Cretácico temprano, como queda registrado en rocas ofiolíticas autóctonas. Las edades de estas rocas (más jóvenes al norte) indican que la cuenca se abre de sur a norte. La actual Cordillera Darwin parece ser el límite norte de esta cuenca en esta zona, debido al límite mayor que existe entre ella y las ofiolitas al sur del canal Beagle (Stern & DeWit, 2003).

### **Mesozoico tardío – Cenozoico**

Durante el Cretácico “medio” tanto las rocas de la cuenca marginal, sus depósitos, como el continente (incluido el basamento de Cordillera Darwin) fueron deformados y alzados. Esta deformación es mayor hacia el continente que hacia la cuenca de Rocas Verdes y parece estar ausente en el arco magmático. Durante todo este tiempo la subducción fue un proceso constante como lo reflejan las rocas del Batolito Patagónico las que varían en edades desde el Jurásico hasta el Neógeno (Mpodozis & Ramos, 1989).

Este alzamiento y deformación Cretácica “media” fue seguida por el desarrollo, hacia el lado Atlántico de la cordillera, de una faja plegada y corrida y cuenca de antepaís asociada, denominada Cuenca de Magallanes. La evidencia dada por depósitos sinorogénicos indican que el desarrollo de esta cuenca

comienza primero en el norte con los depósitos Coniacianos a Campanianos en Última Esperanza y luego hacia al sur los depósitos Maastrichtianos en Tierra del Fuego. Esta deformación afecta a las rocas volcano-sedimentarias mesozoicas como también a los mismos depósitos cretácico-terciarios sinorogénicos a medida que la deformación migra en dirección noreste (Nelson, 1980).

Comenzando el Terciario medio, esta región es cortada por fallas, en su mayoría sinestrales asociadas al reacondo de las placas Sudamericana y de Scotia y desarrollo del Oroclino Patagónico (Cunningham, 1993).

## CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO: GEOTERMOBAROMETRÍA

Debido a que las reacciones entre minerales dependen de las variables intensivas a las que ocurran, es que conociendo los parámetros termodinámicos que la gobiernan y la química de los minerales involucrados, es posible obtener las condiciones de presión-temperatura a la reacción ocurrió y equilibró. Cuando una reacción  $A \leftrightarrow B$  ocurre a similares temperaturas pero en un amplio rango de presiones, entonces esta reacción podrá ser utilizada como un geotermómetro. A la inversa, si la reacción ocurre para un amplio rango de temperaturas y acotadas presiones, entonces la reacción será útil como geobarómetro.

Por la gran utilidad de estas reacciones, es que muchos autores han trabajado en la búsqueda y calibración de robustos geotermómetros y geobarómetros. Para desarrollar un modelo de este tipo, es necesario conocer con la mayor exactitud posible ciertos parámetros que controlan las reacciones. En el caso más sencillo de  $A \leftrightarrow B$ , la reacción involucra la sustitución de un (unos) elemento(s) en algún sitio estructural (solución sólida). Si por el contrario la reacción corresponde a  $A+B \leftrightarrow C+D$ , será necesario conocer los parámetros de intercambio de elementos entre A y B que terminan por transformarlos en C y D. El grado de certeza de estos parámetros de sustitución o intercambio catiónico (parámetros de Margules), se relaciona directamente con la calidad de calibración del método y por tanto de la magnitud de los errores en su aplicación. Estos parámetros pueden ser encontrados por medio de relaciones teóricas o mejor aún ser ajustados a través de la experimentación; cuando estos parámetros son encontrados y ajustan con cierta exactitud las temperaturas y presiones, se ha calibrado un geotermobarómetro.

### 3.1. El termómetro granate-biotita (GB) y el barómetro granate-aluminosilicato-plagioclasa (GASP)

El **geotermómetro granate-biotita** (GB) desde sus primeras implementaciones (Thompson, 1976; Holdaway & Lee, 1977) ha sido ampliamente utilizado para discernir condiciones de metamorfismo en rocas pelíticas de bajo a medio grado, tanto en secuencias normales, invertidas, como en aureolas termales de contacto, en general con buenos resultados pero en constante evolución. El termómetro GB se basa en el intercambio catiónico o partición en el equilibrio de Fe y Mg entre ambos minerales en la siguiente reacción:



Los primeros datos experimentales de granates y biotitas naturales de Ferry & Spear (1978, FS), Perchuk & Lavrent'va (1983, PL), Gessmann et al. (1997, GE) entre otros, lograron calibrar con una buena aproximación este geotermómetro, aunque con errores derivados principalmente de: (1) asumir un comportamiento lineal del intercambio entre Fe y Mg para granates y biotitas; (2) no tomar en cuenta otros cationes en biotitas ( $\text{Al}^{\text{VI}}$ ) y granates (Ca, Mn), y (3) las estimaciones de  $\text{Fe}^{3+}$  utilizadas para ambos minerales. No fue hasta los trabajos de Mukhopadhyay et al. (1997) acerca de los parámetros de Margules para granates, y la revisión de los modelos previamente publicados y sus calibraciones por parte de Holdaway et al. (1997), que permitieron a Holdaway (2000) realizar una excelente recalibración con correlaciones casi perfectas ( $r^2=0.98$ ) entre las temperaturas obtenidas por GB y las esperadas (obtenidas por métodos independientes).

Para esta recalibración, Holdaway (2000) testea su calibración anterior (Holdaway et al., 1997), en este caso tomando como principal variable el modelo de granate utilizado (parámetros de Margules), entre los publicados por Berman & Aranovich (1996, BA), Ganguly et al. (1996, GA) y Mukhopadhyay et al.

(1997, MU). Estos 3 posibles modelos para actividad del granate, son combinados con 6 sets de datos experimentales que resultan de la combinación de: (1) los datos experimentales de granates y biotitas empleados, ya sean los reportados por FS, PL o GE, (2) variaciones en el valor del parámetro de Margules de MnMg para granate ( $W_{MnMg}^{gt}$ ) y (3) estimación del contenido de  $Al^{vi}$  en biotita. Dichos sets son denominados con un número del 1 al 6 por Holdaway.

Holdaway (2000) concluye que las mejores calibraciones de GB se logran considerando un 0,1% del Al total como octaédrico en las biotitas y un aumento de 5kJ en  $W_{MnMg}^{gt}$  (set 5), combinado con los modelos de actividad para granates BA, GA, MU, dando las calibraciones 5BA, 5GA, 5MU. Si bien la precisión de estas tres calibraciones es muy buena, un modelo de granate promedio entre BA, GA, MU, denominada AV (*average*), en combinación con el set experimental 5, generan la calibración 5AV, recomendada por Holdaway (2000) por cuanto maximiza  $r^2$  (0.984). Los errores absolutos y relativos para este geotermómetro son del orden de 25 y 15°C respectivamente.

La ecuación general empleada por Holdaway (1997, 2000) que relaciona composiciones y los parámetros discutidos con la temperatura es la siguiente:

$$T(^{\circ}K) = (40198 + 0.29P + G + B) / (7.802 - 3R \ln K_D) \quad (2)$$

donde,

$R = 8.31441$ , P en bar

$G = 3RT \ln(\gamma^{Gt/Mg} / \gamma^{Gt/Fe})$ , con  $\gamma$  parámetro de Margules

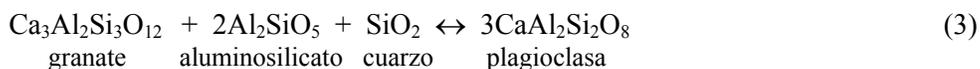
$B = 3RT \ln(\gamma^{Bt/Fe} / \gamma^{Bt/Mg})$

$K_D = (X^{Gt/Mg} / X^{Gt/Fe}) / (X^{Bt/Mg} / X^{Bt/Fe})$

Además de las consideraciones comentadas arriba, Holdaway recomienda en el caso de desconocer el estado de oxidación del hierro, asumir un contenido de 0.03% del hierro total como férrico en el caso del granate y de 11,6% en el caso de las biotitas (Holdaway, 2000).

El geobarómetro **granate-aluminosilicato-plagioclasa** –GASP-, propuesto por Ghent (1976) para metapelitas portadoras de uno o más tipos de aluminosilicatos, ha sido calibrado por varios autores, de los cuales, según Wu & Chang (2006) los trabajos de Newton & Haselton (1981) y Holdaway (2001) son los que mejor reproducen las presiones experimentales de las calibraciones.

Este geobarómetro se basa en la siguiente reacción:



La ecuación siguiente relaciona la presión a la que ocurre el equilibrio para el intercambio catiónico de la reacción 3, la que depende de sus coeficientes de intercambio y parámetros de Margules.

$$P(\text{bar}) = (\Delta H - T\Delta S) / -\Delta V + RT \ln K_{Eq} / -\Delta V + RT \ln K_{\gamma} / -\Delta V + 1.0 \quad (4)$$

donde,

$(\Delta H - T\Delta S)$  = energía estándar de Gibbs

$\Delta V$  = cambio de volumen molar de cianita o silimanita en reacción 3

$K_{Eq}$  = cubo de la razón fracción molar de la anortita y grosularia

$K_{\gamma}$  = cubo de la razón de actividad de anortita y grosularia

Al igual que en el caso del termómetro GB, las constantes termodinámicas y parámetros de Margules para resolver la ecuación de arriba pueden ser aproximados mediante teoría y experimentación.

Debido a la paragénesis necesaria para utilizar GASP, este barómetro no puede ser utilizado en las rocas aquí estudiadas, y es solo brevemente comentado con el objetivo de dar un marco previo a los dos siguientes puntos.

Por último, vale la pena decir que los cálculos necesarios para estimar temperaturas por medio del geotermómetro GB y presiones por medio de GASP, pueden ser realizados utilizando el software desarrollado por Holdaway (2004). Este programa opera de la siguiente manera: primero se calculan temperaturas (con GB.exe) para distintas presiones arbitrarias; segundo se calculan presiones (GASP.exe) para distintas temperaturas arbitrarias. Con estos dos set de resultados (P y T) es posible encontrar una intersección en el espacio PT que representa las variables intensivas del metamorfismo.

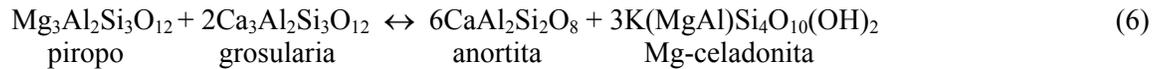
### 3.2. El termómetro granate-muscovita (GM) y el barómetro granate-muscovita-plagioclasa-cuarzo (GMPQ)

El geotermómetro granate-muscovita (GM) y el geobarómetro granate-muscovita-plagioclasa-cuarzo (GMPQ) han sido empíricamente calibrados por Wu et al. (2002, GM; 2004a, GMPQ) y por Wu & Zhao (2006, recalibración de GM-GMPQ), como una alternativa para determinar las condiciones de metamorfismo en rocas libres de aluminosilicatos, en cuyo caso no es posible utilizar GASP (ver sección anterior).

El termómetro GM está basado en el intercambio de Fe y Mg entre granates y muscovitas que coexisten, según la siguiente reacción:



El barómetro GMPQ por su parte se basa en la reacción siguiente:



Al reescribir las reacciones 5 y 6 por medio de variables termodinámicas en equilibrio, es posible despejar las ecuaciones de temperatura y presión. Dichas ecuaciones, no mostradas aquí por simplicidad, poseen numerosas incógnitas termodinámicas, de actividades e intercambio catiónico (Margules) que deben ser encontradas. A diferencia del geotermómetro anteriormente explicado, el valor asignado a estas incógnitas no son derivadas de la experimentación, sino que son calculadas empíricamente.

La idea general detrás de este nuevo termobarómetro es hacer converger las temperaturas y presiones obtenidas con él, a aquellas determinadas con GB-GASP para las mismas rocas, para así encontrar las incógnitas mencionadas que calibren el termobarómetro.

Para realizar esto, Wu et al. (2002, 2004b, 2006) utilizó datos químicos de metapelitas extraídas de la literatura, la mayoría portadoras de aluminosilicatos, para las cuales es posible determinar sus temperaturas y presiones de formación vía GB-GASP. De esta manera las incógnitas termodinámicas elegidas por Wu corresponden a aquellas que entregan mejor correlación entre GB-GASP y GM-GMPQ. Para agregar consistencia termodinámica y que ambos geotermómetros sean comparables, Wu utiliza el modelo de actividad de granate propuesto por Holdaway (2000, 2001). Los resultados obtenidos con este geotermobarómetro poseen errores de hasta  $\pm 50^\circ\text{C}$  y de  $\pm 1.5\text{Kbar}$ .

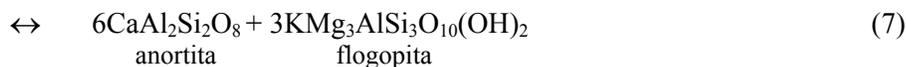
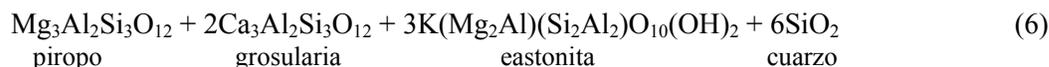
La calibración realizada fue efectuada con rocas pelíticas de las siguientes características:  $X_{\text{Fe}}^{\text{gt}}=0.53-0.81$ ,  $X_{\text{Mg}}^{\text{gt}}=0.05-0.24$ ,  $X_{\text{Ca}}^{\text{gt}}=0.03-0.23$  para granates,  $X_{\text{Ca}}^{\text{pl}}=0.17-0.74$  en plagioclasa y  $\text{Fe}=0.04-0.16$ ,

Mg=0.04-0.13, Al<sup>vi</sup>=1.74-1.96 en muscovitas (11 oxígenos). Cualquier mineralogía que viole estos rangos podrá introducir a errores y por tanto a valores PT falsos.

### 3.3. El termómetro granate-biotita (GB) y el barómetro granate-biotita-plagioclasa-cuarzo (GBPQ)

De manera muy similar al geotermobarómetro expuesto en el punto anterior, el geobarómetro GBPQ fue desarrollado para aquellas rocas metapelíticas que no poseen aluminosilicatos, y que se han formado en el rango 515°-878°C y 1 a 11.4Kbar. Debido a la alta precisión del geotermómetro GB de Holdaway (2000, ±25°C) es que Wu (2004b) lo aplica para calibrar simultáneamente y de manera empírica el barómetro GBPQ.

Este barómetro se basa en la siguiente reacción:



Al calcular las ecuaciones termodinámicas para esta reacción en el equilibrio es posible obtener una ecuación para la presión que depende de la temperatura (determinada con GB) y de incógnitas como entalpía, entropía, volumen, parámetros de Margules, los que son determinados mediante regresión contra los resultados PT obtenidos mediante GB-GASP.

En la ecuación termodinámica mencionada arriba existen otros parámetros como la actividad de granate, plagioclasa y biotita, para los que Wu et al. (2004b) adopta aquellos utilizados por Holdaway (2000, 2001), con el fin de mantener consistencia termodinámica y hacer de los resultados de GB-GBPQ comparable con GB-GASP.

Es importante destacar que en su calibración Wu et al., utilizaron muestras con composiciones como las siguientes: X<sub>gros</sub>>3% en granates, X<sub>an</sub>>17%, X<sub>btAl</sub>>3% en biotitas. Respetando estos rangos, el error de la presión calculada no debería exceder ±1Kbar.

### 3.4. El termómetro de clorita

Las cloritas, en especial aquellas trioctaédricas, presentan una amplia variabilidad química. Una de estas variaciones corresponde a la sustitución de Si por Al<sup>3+</sup> en la capas tetraédricas y acopladamente una sustitución de Al<sup>3+</sup> por Mg o Fe<sup>2+</sup> en la capa octaédrica.

Cathelineau y Nieva (1985) y Cathelineau (1988), sugieren que estas variaciones químicas pueden ser utilizadas como geotermómetros, en base a los estudios realizados en el campo geotermal de Los Azufres en México. En esta región las cloritas muestran una variación química con la profundidad y por lo tanto con la temperatura, en la que existe un aumento del Al<sup>iv</sup> en los sitios tetraédricos. Mientras que otros cambios químicos como variaciones de Fe y Mg están más relacionados al medio geológico.

Esta tendencia al aumento de Al<sup>iv</sup> con la temperatura fue calibrada utilizando datos de temperaturas obtenidas a partir de distintos métodos termométricos, en especial de inclusiones fluidas en cuarzos en coexistencia con arcillas.

La relación encontrada es la siguiente:

$$T(^{\circ}\text{C}) = -60.92 + 321.98 \cdot \text{Al}^{\text{iv}} \quad (8)$$

donde  $\text{Al}^{\text{iv}}$  es el contenido molar de aluminio tetraédrico calculado en base a 14 oxígenos.

Por otro lado Kranidiotis & MacLean (1987) proponen una nueva calibración para el geotermómetro de Cathelineau (1988):

$$T(^{\circ}\text{C}) = 106 \text{Al}^{\text{iv}}_{\text{c}} + 18 \quad (9)$$

donde  $\text{Al}^{\text{iv}}_{\text{c}}$  es el aluminio corregido según:

$$\text{Al}^{\text{iv}}_{\text{c}} = \text{Al}^{\text{iv}} + 0.7 \cdot \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg}) \quad (10)$$

Esta última corrección se debe a la observación de que el  $\text{Al}^{\text{iv}}$  aumenta con el contenido de hierro. La diferencia entre este geotermómetro y el de Cathelineau se debe a los distintos set de cloritas que se utilizaron en la calibración. En este caso, Kranidiotis y MacLean (1987) analizaron cloritas provenientes de un depósito de sulfuros masivos en Québec. Dichas cloritas tienen la particularidad de ser equilibradas en un medio saturado en aluminio, por lo que sin estas correcciones las temperaturas estarían sobre estimadas.

Una tercera corrección es propuesta por Jowett (1991), al realizar una corrección del  $\text{Al}^{\text{vi}}$  debido a la influencia del hierro, de manera similar a Kranidiotis y MacLean, pero aplicado a las cloritas de Los Azufres estudiadas por Cathelineau y Nieva (1985). La corrección es la siguiente:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 319 \cdot \text{Al}^{\text{iv}}_{\text{c}} - 69 \quad (11)$$

$$\text{donde: } \text{Al}^{\text{iv}}_{\text{c}} = \text{Al}^{\text{iv}} + 0.1 \cdot \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg}) \quad (12)$$

Varios autores han criticado estos métodos termométricos considerándolos inexactos, debido a que no solo la temperatura incide en el contenido de  $\text{Al}^{\text{iv}}$  en las cloritas, sino que también la composición de los fluidos, la química de la roca y la velocidad de crecimiento de las cloritas, entre otros (De Caritat et al, 1993). Por otro lado, el problema de este geotermómetro radica en que los análisis de las cloritas son realizados, en muchas ocasiones, en facies que no son puras. Estas facies corresponden a interstratificaciones, muchas veces indiferenciables de esmectitas y correositas, en especial a bajas temperaturas, lo que afectaría en los resultados de cualquier geotermómetro de clorita (Essene y Peacor, 1995).

En lo que sigue estas tres calibraciones serán referidas como CA 88 (Cathelineau, 1988), KM 87 (Kranidiotis & MacLean, 1987) y JO 91 (Jowett, 1991).

### 3.5. El barómetro de fengita

Este método geobarométrico utiliza el contenido de Si en fengita (miembro intermedio de las micas blancas) para estimar presiones en rocas metamórficas de grados bajos a medios (Massonne & Schreyer, 1987).

El contenido de sílice en las fengitas puede variar según el vector de sustitución tschermakítico:  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) + \text{Si} = \text{Al}^{\text{iv}} + \text{Al}^{\text{vi}}$ . Esta sustitución en las fengitas, según los trabajos de Massonne (1989) y Massonne & Schreyer (1997) dependen tanto de la presión como la temperatura a la que el mineral se

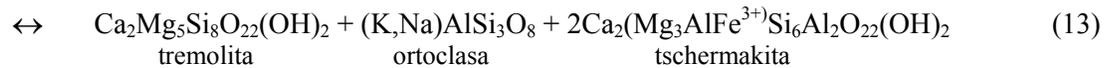
equilibre. Debido a que esta reacción es más sensitiva a los cambios de presión es que puede ser utilizado como un geobarómetro.

Así, en un espacio P-T para la mica blanca, consideremos las distintas isópletas de sílice para fengita (espacio univariante de igual contenido de cationes de sílice (pfu) en PT). Las pendientes de estas curvas dependerán de la sensibilidad de la sustitución a los cambios de presión o temperatura. De esta manera para determinar la presión de una fengita dada, debemos primeramente conocer la temperatura de equilibrio por medio de algún geotermómetro independiente (e.g. termómetro de clorita). Una vez conocida la temperatura y el contenido de sílice, la presión queda inmediatamente definida.

La utilidad de este geobarómetro está limitado a fengitas con contenidos de sílice entre 2 a 2.07 pfu en posición octaédrica y de preferencia en asociación con feldespato potásico, flogopita, y cuarzo, de lo contrario las presiones estimadas son mínimas.

### 3.6. El barómetro de contenido de aluminio en anfíbola

Este geobarómetro se basa en la relación positiva entre el contenido de aluminio en hornblenda y la presión de cristalización a la que se forma. Las variaciones de  $Al^{tot}$  en la anfíbola están dadas por una sustitución tchermakítica (vector  $Mg_{-1}Al^{vi}Si_{-1}Al^{iv}$ ) involucrada posiblemente en la siguiente reacción (Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister et al, 1987, En Schmidt, 1992):



Las relaciones entre aluminio y presión han sido aproximadas en base a datos experimentales reportados por distinto autores (Johnson & Rutherford, 1989; Schmidt, 1992), generando barómetros con correlaciones bastante buenas entre las presiones calculadas y las presiones “reales” ( $r^2=0.99$ ).

Las ecuaciones que para barometría son las siguientes:

$$P(\text{kbar}) = -3.46 + 4.23 * Al^{tot} \quad (\text{Johnson \& Rutherford, 1989}) \quad (14)$$

$$P(\text{kbar}) = -3.01 + 4.76 * Al^{tot} \quad (\text{Schmidt, 1992}) \quad (15)$$

Dichos barómetros son independientes de la temperatura y fugacidad de oxígeno. Schmidt explica que según la Regla de las Fases, al considerar una roca (e.g. granodiorita) con 9 fases (minerales + fase fluida + líquido) esta presentará 3 grados de libertad. De esta manera si se fijan 2 de ellos como por ejemplo, la fugacidad de oxígeno con otro óxido de Fe-Ti o epidota y fijando la temperatura como la del *solidus*, entonces el sistema tendrá sólo un grado de libertad: la presión.

Estas ecuaciones poseen errores del orden de  $\pm 0.5$ Kbar para la ecuación 14 y de  $\pm 0.6$  Kbar para la 15.

## **CAPÍTULO 4.- GEOLOGÍA LOCAL**

Se caracteriza el Complejo Metamórfico Cordillera Darwin (CMCD), rocas intrusivas y cobertura volcano-sedimentaria mesozoica para la zona de estudio, vertiente norte de la Cordillera Darwin entre Fiordo Brookes y Fiordo Parry (Fig. 4.1).

Es pertinente mencionar que el autor de esta memoria no asistió a terreno, por cuanto el conocimiento de la geología local expuesto en este capítulo, esta basado principalmente en la información recopilada durante la campaña de terreno a la zona de estudio, realizada durante noviembre del año 2005 por F. Hervé (Profesor Guía), K. Klepeis, A. Sánchez, quienes colectaron las rocas proporcionadas para este estudio. De esta manera la geología local expuesta aquí se basa en las comunicaciones personales por parte de algunos de estos investigadores y es complementado con descripciones extraídas de diversas publicaciones, en particular, del trabajo realizado por Johnson (1990), quien realizó para esta zona un mapeo 1:100.000 junto a un levantamiento estratigráfico de la cobertura volcano-sedimentaria.

De esta manera, este capítulo tiene como objetivo el de sintetizar e integrar los nuevos antecedentes geológicos, para contextualizar de mejor manera el análisis de las muestras estudiadas en esta memoria.

### **4.1- Ubicación de muestras**

Las muestras estudiadas en esta memoria fueron colectadas en la campaña de terreno mencionada. Estas fueron extraídas del interior de Fiordo Parry, Bahía Ainsworth y Fiordo Brookes, y corresponden principalmente a rocas metapelíticas del basamento pre-Jurásico tardío, así como rocas metavolcano-sedimentarias de la Formación Tobífera y Formación La Paciencia, más algunas rocas plutónicas y filonianas (muestras rotuladas como FO-05xx).

Como complemento a estas muestras, se revisaron algunas secciones transparentes (8) de rocas colectadas en una campaña de terreno anterior realizada por el profesor guía F. Hervé y M. Suárez en el año 1977 en Fiordo Parry (muestras rotuladas como S xxx).

Un resumen de la ubicación y tipo litológico de estas muestras puede ser revisado en la Tabla 4.1. La Figura 4.1 muestra la geología local modificada de distintos autores (SERNAGEOMIN, 2002; Klepeis, com. escrita) y junto a ella los puntos de muestreo. En lo que sigue la ubicación de cada punto de muestreo será referido a los 'sitios' (1 al 24) mostrados en la figura mencionada y cuyas coordenadas geográficas se muestran en el Apéndice B.

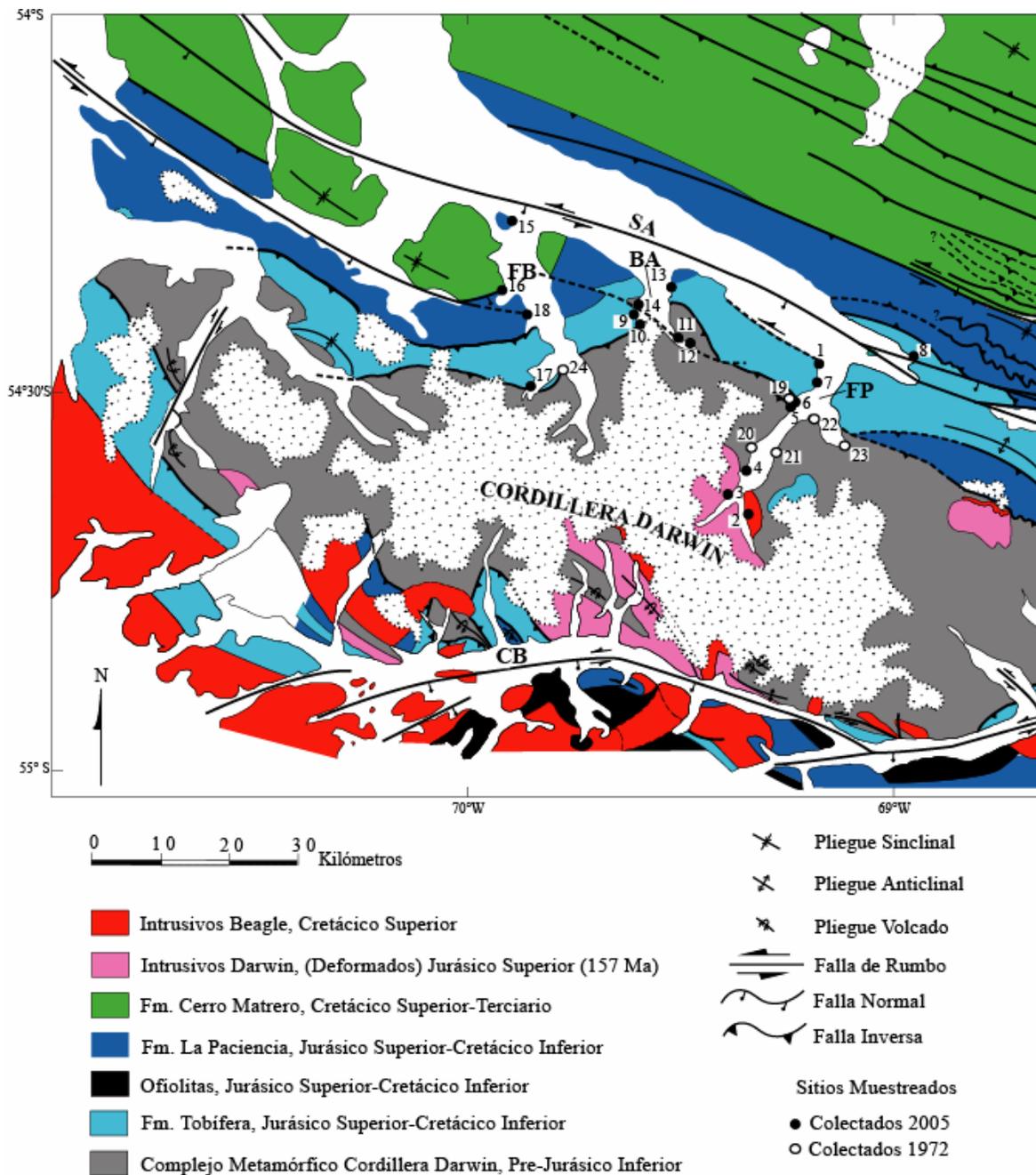
### **4.2. Generalidades**

El control geológico del orógeno de Cordillera Darwin está en gran parte limitado a las riberas de sus fiordos, debido principalmente a su abrupta geografía y a la permanente cobertura glacial que cubre sus cumbres más altas, como un manto de elongación este-oeste.

La presencia de esta cobertura glacial en el núcleo de la Cordillera Darwin (y del CMCD) constituye una barrera natural que ha llevado a separar de manera informal a este complejo en una parte norte y otra sur. La mayoría de los autores concuerda en la existencia de diferencias entre uno y otro flanco del complejo, principalmente en cuanto a los grados metamórficos registrados en cada una de ellas. Así, su lado norte, en las riberas del Seno Almirantazgo y fiordos tributarios (zona de estudio), presenta un grado

**Tabla 4.1.** Ubicación, litología y asociación mineralógica para cada muestra colectada.

Muestra	Sitio	Litología	Asociación Mineralógica
<b>CMCD</b>			
FO- 0504	2	Esquisto de biotita	qz+bt+ser+cal
FO- 0508	4	Esquisto anfíbola	qz+anf+clo+(bt)
FO- 0509	4	Esquisto de anfíbola	qz+anf+mb+ (clo)+(bt)
FO- 0510	4	Esquisto de granate-biotita zoicita	qz+gt+bt+mb+zoi
FO- 0511	4	Esquisto de granate-biotita	qz+mb+bt+grt
FO- 0513	4	Semipelita de anfíbola	qz+anf+bt
FO- 0514	4	Esquisto de anfíbola	qz+anf
FO- 0518	5	Metarenisca esquistosa	qz+mb+clo
FO- 0519	5	Esquisto micáceo	qz+mb
FO- 0528	11	Esquisto verde micáceo rico en epidota	mb+clo
FO- 0529 (B)	11	Esquisto verde micáceo rico en epidota	qz+bt+mb+cal+clo+ep
FO- 0530	12	Esquisto de zoicita	zoi+clo+esf
FO- 0533	14	Psamita rica en mica blanca	qz+mb
FO- 0534	14	Psamita rica en mica blanca	qz+mb+clo
FO- 0541	17	Psamita esquistosa	qz+mb+clo
FO- 0542	17	Psamita esquistosa	qz+ep+mb+esf
S 6/8-1	19	Metapelita	qz+mb+clo
S 6'/16'-1	20	Metapelita micácea	qz+mb+(ep)
S 6/21	21	Semipelita esquistosa epidota	qz+mb+ep
S 6/25	22	Metapelita	qz+mb
S 6/32	23	Metavolcanoclástica	qz+mb+anf
S 132	24	Psamita	qz+mb+clo
S 133	24	Metapelita	mb+cal+clo+qz
<b>Cobertura volcano-sedimentaria</b>			
<b>Fm. Tobífera</b>			
FO- 0501	1	Metavolcanoclástica	qz+cal
FO- 0515	6	Metarenisca	qz+mb+clo
FO-0516 <sup>a</sup>	6	Metaconglomerado	ser+clo+cal
FO- 0516	6	Metaconglomerado	qz+mb+cal+py
FO- 0521	7	Metavolcanoclástica	qz+mb+clo+cal
FO- 0522	7	Metavolcanoclástica	qz+mb+clo
FO- 0523	8	Riolita porfírica	qz+mb
FO- 0524	9	Metarenisca	qz+ser+preh+mb
FO- 0525	9	Metarenisca	qz+mb+ser+clo
FO- 0526	10	Metaignimbrita	qz+cal+ep+mb+esf
FO- 0536	15	Toba de lapilli cristalina	-
FO- 0538	17	Metavolcanoclástica	mb+clo
FO- 0539	17	Metarenisca	qz+mb+clo
FO- 0540	17	Metaconglomerado	qz+mb+clo
<b>Fm. La Paciencia</b>			
FO- 0531	13	Metarenisca cuarcífera	qz+mb
FO- 0532	13	Metarenisca cuarcífera	qz+mb
FO- 0543	18	Metawacka	qz+cal+(mb)
<b>Rocas intrusivas</b>			
<b>Suite Darwin</b>			
FO-0502-A	2	Ortoneis de mica blanca y biotita	qz+mb+bt
FO- 0503	2	Granito de biotita leucocrático	-
FO-0504*	2	Granito de anfíbola leucocrático	clo+mb+(ep)
<b>Suite Beagle</b>			
FO- 0506	3	Granito de biotita foliado	bt
FO- 0507	3	Dique básico de biotita y anfíbola	ser
<b>Otras</b>			
FO- 0512	4	Dique anfibolítico	ser+clo
FO- 0535	15	Diabasa	-
FO- 0537	16	Metadorita	ep+cal+clo



**Fig. 4.1.** Mapa Geológico Local. Modificado de Johnson (1990) y K. Klepeis (com. pers, 2006). Números representan los sitios muestreados (Sitio 1 a 24). SA: Seno Almirantazgo, FB: Fiordo Brookes, BA: Bahía Ainsworth, FP: Fiordo Parry, CB: Canal Beagle.

metamórfico menor (esquistos verdes bajo a medio) que su contraparte sur hacia el Canal Beagle (anfíbolita), reconociéndose protolitos similares a ambos lados (Cunningham, 1995).

Igualmente, la cobertura volcano-sedimentaria mesozoica que le sobreyace presenta diferencias a uno y otro lado, mostrando menor grado metamórfico en Seno Almirantazgo que las rocas que afloran en el Canal Beagle. En la zona de estudio es posible reconocer los tres grupos intrusivos mesozoicos descritos en todo el complejo (ver Cap. 2). Por último, la deformación del basamento y la cobertura disminuye notablemente al alejarse (al norte) del núcleo de la Cordillera Darwin (Johnson, 1990).

Se revisarán a continuación estas unidades primero, desde una perspectiva mesoscópica, reservando sus características microscópicas para el punto subsiguiente.

### **4.3- Afloramientos y litologías**

#### **4.3.1.- Complejo Metamórfico Cordillera Darwin**

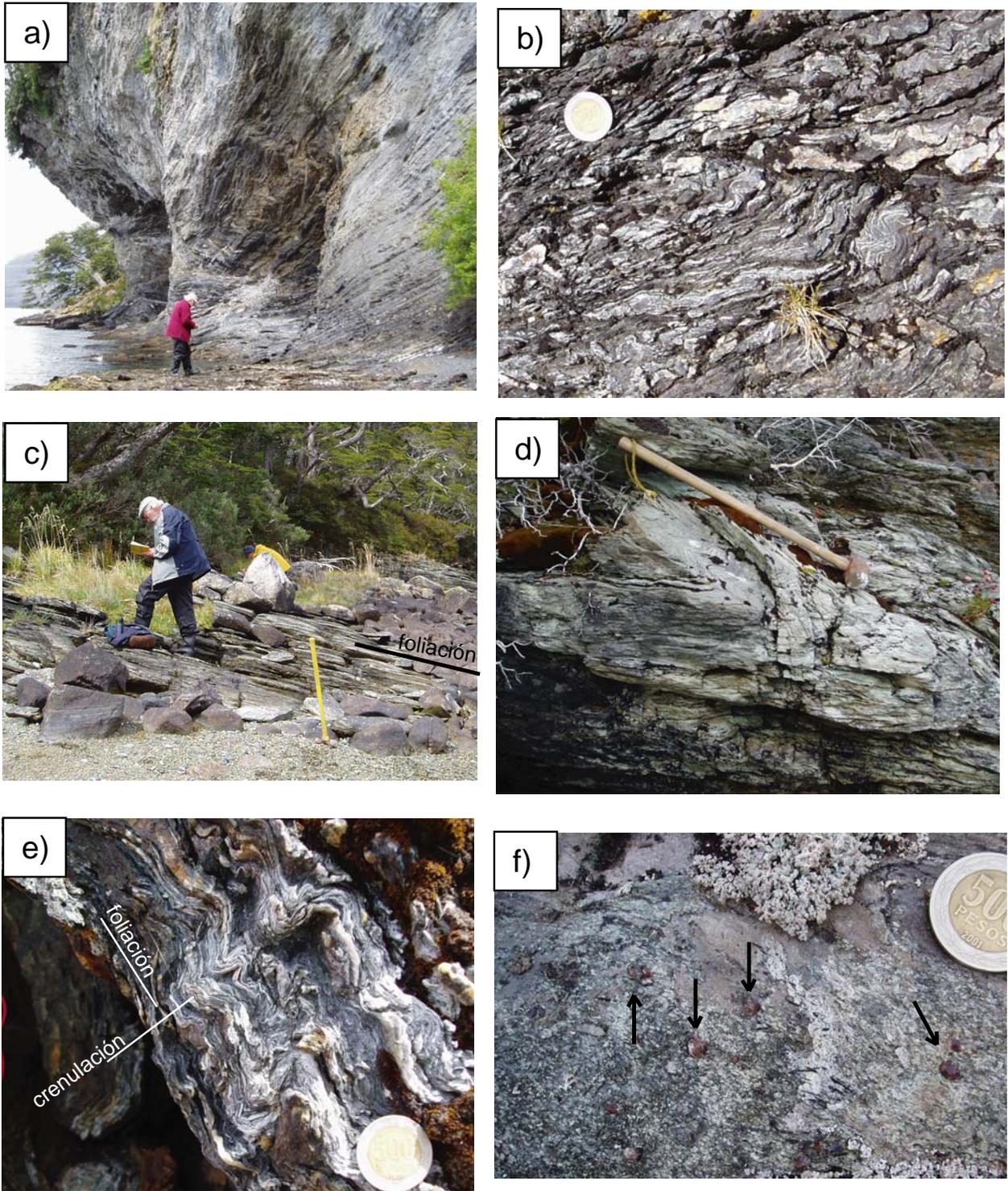
El basamento metamórfico al norte de Cordillera Darwin aflora al interior de los fiordos Parry, Ainsworth y Brookes (Fig. 4.1). En estos lugares esta unidad se dispone en contacto discordante con la Formación Tobífera tanto de manera tectónica como discordante y corresponde a filitas y esquistos donde las mayores diferencias mineralógicas lo constituyen la ocurrencia o no de granates y anfíbolas, además de diferencias en el protolito.

##### **Fiordo Brookes**

El basamento expuesto en este fiordo ocupa su tercio más austral y se pone en contacto por falla inversa con la Formación Tobífera. Se compone de filitas y esquistos verdes y grises principalmente de cuarzo, mica blanca y cloritas fuertemente plegados (FO-0541, S-132, S-133, Fig. 4.2a). Johnson (1990), en la bifurcación del Fiordo Brookes, donde se forma el Fiordo Finlandia (Fig 1.1), observó filitas y esquistos de color verde oscuro a gris claro oscuro, con abundantes laminaciones claras, presencia de clorita, sericita y segregación de bandas de cuarzo de espesores variables entre 1 y 10 cm, paralelas a la esquistosidad. Algunas de ellas plegadas formando *boudinages*. Al interior del Fiordo Finlandia brazo este, Johnson (1990) reconoce metarenitas esquistosas con granate y anfíbola alineada. El brazo occidental de este fiordo presenta metawacas con texturas de filitas y esquistos con agregados feldespáticos y granates que considera pre-tectónicos. Argumenta que aparentemente el grado metamórfico aumenta hacia el sur en dirección a los Intrusivos Darwin reconocidos en el flanco sur de la cordillera. Lamentablemente no se dispone de muestras para estudio petrográfico ni químico de estos esquistos de granates.

##### **Bahía Ainsworth**

Aflora al interior del fiordo en su extremo sur. Al norte de Puerto Demonio afloran esquistos polideformados de cuarzo con abundante mica el cual se extiende limitadamente hacia el norte, presenta abundantes bandas de cuarzo de hasta 1cm de espesor (Fig. 4.2b). Este afloramiento es interpretado como un remanente de un paleoalto debido a los depósitos periclinales. En la costa oriental, al sur de Punta Caimán afloran filitas y arenitas masivas, mientras que más al sur este, hacia Caleta Vuelta, es posible observar esquistos verdes micáceos de foliaciones discretas, en ocasiones plegadas (FO-0528 a 0530 Fig. 4.2c,d). Según Johnson estos afloramientos pueden ser seguidos por tierra hacia el este hasta Fiordo Parry (a unos 800msnm), dando paso a esquistos grises intensamente plegados con anfíbola, biotita e ilmenitas (sin muestra).



**Fig. 4.2.** Rocas del CMCD. **a)** Vista general de los esquistos grises en Fjordo Brookes, al interior del fiordo Relander en el Sitio17. **b)** Detalle de esquistos grises polideformados en Bahía Ainsworth al sur de Punta Gruesa, notar pliegue semidesarraigado al centro y finas crenulaciones en la esquina superior derecha. **c)** Esquistos verdes al interior de Bahía Ainsworth en Sitio11. **d)** detalle pliegue en esquistos verdes, igual ubicación que c). **e)** esquistos grises con bandas de cuarzo en Fjordo Parry en Sitio 5. **f)** Esquistos granatíferos (FO-0511) en Fjordo Parry, Sitio 4.

## **Fiordo Parry.**

Aquí el basamento ocupa los dos tercios interiores del fiordo, aproximadamente desde frente a la desembocadura de Bahía Blanca (Fig 1.1) donde se dispone en contacto erosivo con la cobertura, hasta el fondo de Fiordo Parry donde es intruído por las rocas de ambas *suites* del CMCD (Darwin y Beagle, ver más adelante). En este sector el basamento se presenta como esquistos grises de cuarzo y mica blanca. En el Sitio 5 presenta bandas centimétricas de cuarzo fuertemente plegadas, crenuladas y desarraigadas (Fig. 4.2e). En ocasiones el basamento porta anfíbolos negros a verde oscuras de hasta 1mm (sector medio de Fiordo Parry e interior de Bahía Blanca, Sitio 23). Por último los afloramientos más internos de este fiordo, como en Bahía Parry (costa oeste de Fiordo Parry, Sitio 4) los esquistos desarrollan porfiroblastos de granates café-rojizos los que alcanzan el 5% y los 8mm de diámetro (Fig. 4.2f). Johnson (1990) también observó estos afloramientos y comenta que el contenido de granate aumenta en las cercanías de los cuerpos intrusivos que ahí afloran, reconociendo incluso evidencias de metamorfismo de contacto en dicho límite, aunque no especifica de que tipo. Algunos de estos esquistos presentan microfallas y pliegues acordes a un cizalle sinestral. Parte de estos esquistos serán ampliamente abordados en los capítulos siguientes (FO-0509, FO-0510, FO-0511, S-6/32).

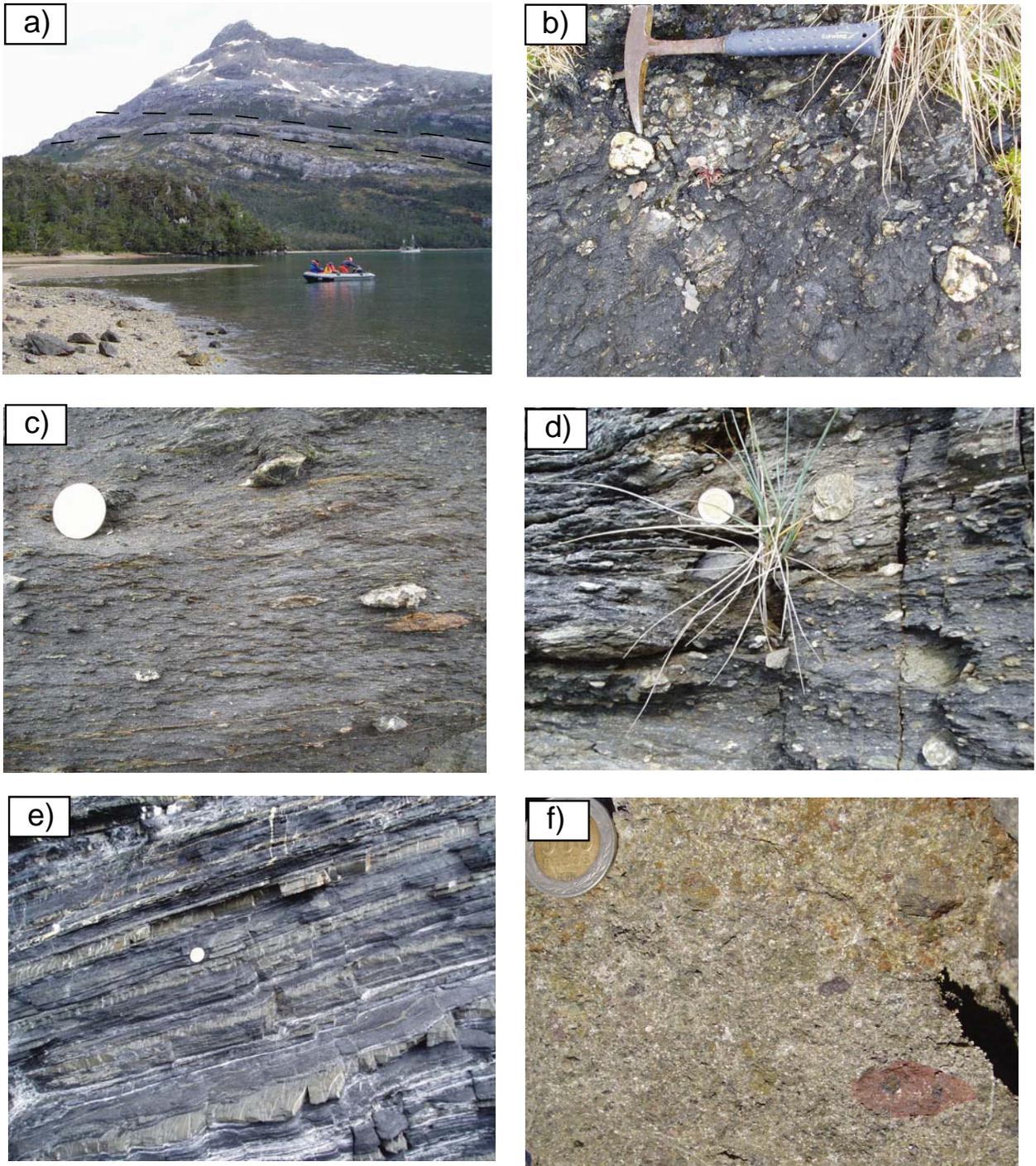
### **4.3.2.- Cobertura volcano-sedimentaria mesozoica**

Esta cobertura está constituida principalmente por rocas volcánicas en parte subacuáticas (lavas almohadilladas) y sedimentitas de distintas granulometrías con tamaños gravas a arena fina y limolitas, las que se han atribuido según literatura al Jurásico tardío al Cretácico, con las formaciones Tobífera y La Paciencia. Ambas formaciones poseen un metamorfismo deformativo que genera una foliación penetrativa y pliegues, los que varían dependiendo del lugar.

#### **Formación Tobífera:**

Aflora en los tres fiordos tributarios del Seno Almirantazgo. Es común encontrarla en contacto sobre el basamento en discordancia de erosión/angular, aunque en Fiordo Brookes ha reconocido un contacto por falla inversa de vergencia al NE. En general desarrolla estratificación buena a regular aunque basculada y plegada (Fig. 4.3a). En la mayoría de estos contactos es posible observar un conglomerado brechoso con clastos aplanados los que dan foliación a la roca. Estos clastos en su mayoría corresponden a cuarzos y líticos foliados, presumiblemente del mismo basamento (Fig. 4.3b, c, d). Otras litologías sedimentarias importantes corresponden a repetidas secuencias turbidíticas (Fig. 4.3e), intercalaciones de areniscas medias silíceas comúnmente plegadas, y laminaciones con alternancias entre areniscas y lutitas, muchas de ellas con desarrollo de mica blanca. Los productos volcánicos asociadas a esta formación corresponden a lavas almohadilladas (Johnson), y rocas piroclásticas como las tobas encontradas en Isla Alta (Fig. 4.3f) y riolitas en el extremo este de seno Almirantazgo.

En cuanto a las edades de estos depósitos para la zona de estudio, ésta ha sido acotada en base al contenido de fauna marina reportada por Johnson (1990, *Belemnosis* sp. y amonoídeos encontrados en Punta Montón y Punta Haycock), los que indican edades Titoniano a Valanginiano situando a la secuencia aflorante en las riberas de Seno Almirantazgo hacia el techo regional de la Formación Tobífera.

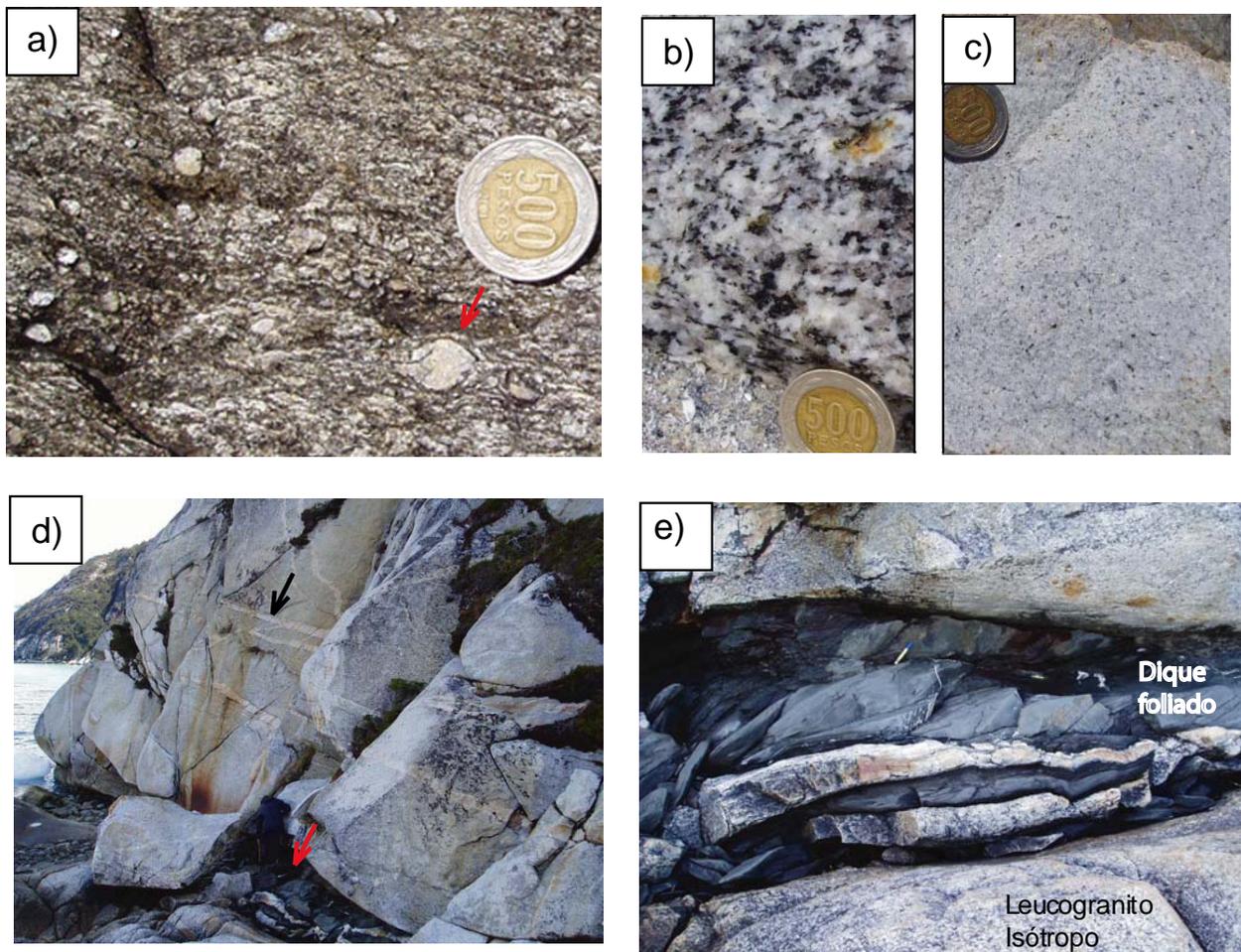


**Fig 4.3.** Rocas de la cobertura volcano-sedimentaria. **a)** Vista general de los estratos de Fm. Tobífera en Fjordo Brookes. **b)** Conglomerado basal de Fm. Tobífera en las cercanías de Puerto Demonio Sitio 10. **c)** y **d)** Conglomerado basal en Fjordo Parry. Notar foliación y líticos alargados. **e)** Secuencia turbidítica perteneciente a Fm. La Paciencia en Fjordo Brookes sitio 18. **f)** Toba lítica en isla Alta.

### 4.3.3. Rocas intrusivas.

En la zona de estudio las rocas intrusivas ocurren principalmente al interior de los fiordos Brookes y Parry. En Fiordo Brookes, al norte de Bahía Kairamo y parte de Isla Alta, afloran pequeños stocks dioríticos de hornblenda y biotita, mesocráticos e isótopos (FO-0537), presentando además una fuerte alteración de las anfíbolas, feldespatos y biotitas, además de una intensa cataclasis y vetización de cuarzo (Johnson, 1990). Es posible que estos stocks pertenezcan a la *suite* de Intrusivos Beagle debido a su fábrica isótropa, aunque no existen dataciones que lo confirmen.

En Fiordo Parry, en su extremo SW (Sitio 3), afloran grandes volúmenes de ortoneis con porfiroclastos de cuarzo, que en ocasiones muestran texturas deformadas tipo (proto) miloníticas relacionada a granitos Darwin (similar a Fig. 4.4a). En este mismo fiordo en su extremo SE (Sitio 2), se reconocen principalmente rocas intrusivas como leucogranitos de biotita, aplitas y en menor medida tonalitas, todas estas de fábricas isótropas. Estas rocas han sido relacionadas a la suite de Intrusivos Beagle (Fig. 4.4b,c).



**Fig. 4.4.** Rocas Intrusivas en Fiordo Parry extremo sur-este (Sitio 2). **a)** Detalle de ortoneis con porfiroclastos de cuarzo deformados mostrando rotación horaria (flecha roja) y finas bandas neisicas. Intrusivos Darwin. **b)** y **c)** Detalles de tonalita grano grueso y tonalita de textura aplítica, litologías comunes de sitio 2. Intrusivos Beagle. **d)** Afloramiento de leucogranito isótopo. Flecha superior negra destaca vetas aplíticas. Flecha inferior roja muestra escama dique foliado mostrado en f). **f)** Dique de composición intermedia foliado (anfíbolas orientadas), incluido en leucogranito de Intrusivo Beagle.

La relación de contacto de estas rocas y el basamento en este fiordo es de intrusión. Las evidencias provienen de principios de inclusión y corte descritos en Fiordo Parry (Sitio 2). En este lugar es posible observar escamas métricas de basamento incluidas dentro del stock de tonalitas isótropas pertenecientes a la *suite* de Intrusivos Beagle. Otro cuerpo similar fue descrito en esta zona. Corresponde a un cuerpo tabular y vertical de unos 10m de ancho incluido dentro del leucogranito isótropo. Dicho cuerpo, a diferencia de la escama de basamento comentada anteriormente, se compone de dos rocas, un esquisto micáceo del basamento y de un ortoneis (Fig. 4.4a), ambos con foliaciones paralelas a los contactos con la roca de caja. Estos contactos son de carácter nítido pero sinuosos suavemente ondulados, observación que está de acuerdo con un contacto por intrusión. El hecho de que las foliaciones de ambas rocas incluidas en el leucogranito de caja, sean paralelas sus contactos puede ser fortuito y requiere de mayor revisión para establecer su origen. Por último, ambas *suites* se encuentran intruidas por diques intermedios, los que en ocasiones presentan una foliación paralela a sus contactos dada por la orientación de los fenocristales de anfíbola

#### 4.3.4. Estructuras

Las principales estructuras que controlan al CMCD corresponden a fallas inversas de vergencia al noreste y rumbo aproximado este-oeste. En la Figura 4.1 es posible ver las trazas de estas estructuras mayores reconocidas en superficie y aquellas inferidas a lo largo de los fiordos principales según distintas publicaciones (SERNAGEOMIN, 2002; Cunningham, 1993, Kraemer, 2003, Hervé, com.pers.).

Para el basamento metamórfico y su cobertura se midieron actitudes de las foliaciones principales en los distintos sitios. Estas mediciones son resumidas en la Tabla 4.2

Además de estos datos de terreno, se analizaron secciones delgadas orientadas de algunas muestras del basamento y de ortoneises. Por la naturaleza de este trabajo, es muy difícil e inapropiado realizar una interpretación de dichas observaciones, en especial de indicadores cinemáticos. Aún cuando la orientación de las muestras está bien controlada, la visión del contexto geológico y estructural de terreno es imprescindible. Por esta razón, el estudio de dichas secciones se abordará desde una perspectiva cualitativa y de condiciones de deformación, pero nunca cinemática. Las observaciones de dichas secciones orientadas se revisarán en el subcapítulo de petrografía.

En la tabla 4.2, se muestran disposiciones para los planos principales de foliación de los esquistos del CMCD en la zona de estudio.

**Tabla 4.2.** Disposición de foliaciones del CMCD medidas en terreno

Unidad	Sitio	Muestra	Estructura	Actitud
Basamento	4	FO- 0511	foliación	N15W/23W
			lineamiento	N8E/28S
	5	FO- 0519	foliación	N50E/50SE
			lineamiento	N50E/5N
			11	FO- 0528
14	FO- 0534	foliación	N42E/30SE	
		lineamiento	N30E/27SW	
Cobertura	6	FO- 0515	foliación	N75W/33S
			7	FO- 0522
			lineamiento	N20E/27S

## 4.4.- Petrografía

En el apéndice C se puede encontrar una descripción completa para cada una de las 62 secciones transparentes estudiadas bajo microscopio polarizado y cuyas observaciones son integradas en este capítulo. La Tabla 4.1 presenta un listado de estas muestras, incluyendo sitio de extracción, litología y mineralogía metamórfica (ver Fig. 4.1).

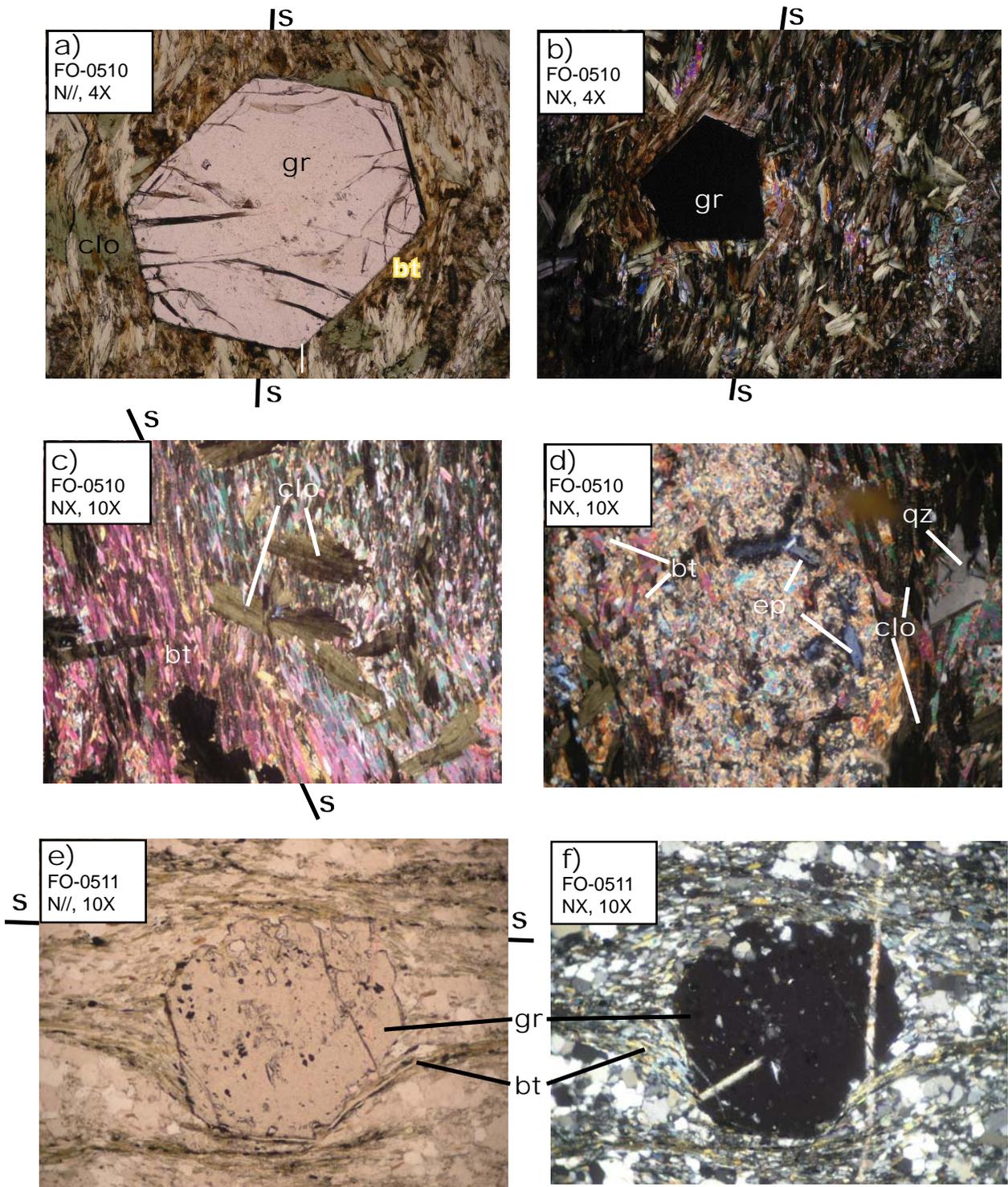
### 4.4.1. Complejo Metamórfico Cordillera Darwin

Las rocas del CMCD poseen un carácter cristalino, distinguiéndose en su mayoría, rocas con foliación penetrativa tales como esquistos y filitas, en las cuales recristalización y desarrollo de nuevas fases minerales han sido procesos comunes otorgando un aspecto cristalino a la mayoría de los afloramientos expuestos en los tres fiordos principales muestreados. A pesar de la heterogeneidad textural y mineralógica natural de un cuerpo metamórfico, es posible distinguir en estas rocas protolitos comunes de tipo pelítico, psamítico y metabásico, con diversos grados de deformación a escala macro a microscópico.

Las rocas colectadas y analizadas en este estudio pueden ser separadas en tres grupos mineralógicos principales: (1) esquistos micáceos de **granate**, (2) esquistos micáceos de **anfíbola** y, (3) un grupo más diverso que abarca esquistos y filitas, verdes a grises de **clorita-epidota**. Los dos primeros grupos lo integran muestras provenientes de Fiordo Parry (Sitio 4), mientras que las del tercer grupo provienen de los tres fiordos principales (Brookes, Ainsworth, Parry). La mayoría de estos esquistos y filitas poseen cuarzo granoblástico típicamente con recristalización poligonal de empaquetamiento medio, extinción ondulosa y en algunos casos, desarrollo de subgranos de borde propios de una deformación dinámica. A excepción de algunas rocas de los esquistos de anfíbola, la mica blanca es una fase común en todas las rocas del basamento.

#### *Esquistos micáceos de granate-biotita-zoicita.*

Estas metapelitas granatíferas, afloran principalmente al interior de Fiordo Parry en su ribera oeste, en Bahía Parry (Sitio 4, Fig. 4.1). Poseen texturas grano-lepidoblásticas, de cuarzo, plagioclasa y granate, este último de tipo almandino (ver Cap. 5) con hábitos tanto euhedral como subhedral, en ocasiones poiquilítico (Fig 4.5.2a,b y Fig. 4.5,e,f, respect.). Además presentan biotita café y menor mica blanca fuertemente orientada que da la esquistosidad a estas rocas. La mayoría de los cristales de granate deforman débilmente la matriz lepidoblástica de biotitas que les envuelve por lo que se infiere un origen tarditectónico para estos cristales. Estos esquistos presentan además cristales de zoicita, con fábricas isótropas, las que crecen favorablemente en cúmulos dispersos (Fig 4.5d). Sobreimpuesto a ésta mineralogía, existe una abundante generación de clorita con colores de interferencia café-verdoso, dispuestas de manera casi perpendicular a la foliación dada por la biotita, una clara señal de su origen post tectónico (Fig. 4.5c). Pese a este evento de cristalización posterior (clorita), ni los cristales de granate, ni los de biotita parecen ser reemplazadas por los nuevos filosilicatos desarrollados. Por último existe ilmenita accesoria. La asociación mineralógica del *peak* metamórfico que representa a este grupo corresponde a  $gt + bt + zoi + qz + mb + ill + plg$ . Mientras que las cloritas pueden representar un evento retrogrado.



**Fig 4.5.** Esquistos micáceos de granate-biotita-zoicita vistos en microscopio polarizado. **a)** Porfidoblasto euhedral de granate (gr) en contacto con biotita (bt) y clorita (clo); **b)** Cristal euhedral de granate; **c)** Matriz de biotita lepidoblástica junto a rosetas de clorita post-tectónica; **d)** Cristal de epidota zoicita en masa lepidoblástica de biotita. **e)** y **f)** Porfiroblasto de granate subhedral y poikilítico, notar flexuramiento de la foliación y sombras de presión de cuarzo. S-S: plano de foliación, NX: Nícoles Cruzados, N//: Nícoles

### ***Esquistos micáceos de anfíbola.***

Estas rocas fueron colectadas al interior del Fiordo Parry, en dos zonas principales: fondo de Bahía Blanca (Sitio 24) y en Bahía Parry (Sitio 4). Estas últimas muestras fueron extraídas del mismo sitio que los esquistos granatíferos.

En general este grupo de rocas posee textura grano-nematoblástica. El dominio granoblástico se caracteriza por presentar menor plagioclasa y cristales de cuarzo con recristalización poligonal de empaquetamiento variable, los más irregulares de estos con extinción ondulosa. En ocasiones cristales elongados de cuarzo (*ribbons*) forman bandas con distintos grados de plegamiento desde leves crenulaciones hasta apretados pliegues tipo chevrón (Fig. 4.6 c d). Esta deformación será tratada como un segundo evento deformativo (D2) sobreimpuesto a la foliación plana que segregó los cuarzos en bandas (D1). La característica grupal de estos esquistos es el desarrollo de abundantes cristales de anfíbola pleocróica verde y colores de interferencia amarillo pálido a anaranjado. Aunque es una característica variable, estos cristales de anfíbola presentan en ocasiones textura poiquilítica, presentando inclusiones de cuarzo, plagioclasa y esfeno.

De la misma manera que los cristales de cuarzo, la anfíbola, se encuentra fuertemente orientada definiendo la foliación de la roca (D1, Fig. 4.6a), siendo posible observarla paralela a la foliación en todo lugar, definiendo al igual que las badas de cuarzo, pliegues de escala centimétrica o menor (D2). Algunas de estas anfíbolos se aprecian incluso levemente deformadas (plegadas) en las charnelas de algunos pliegues, sugiriendo un origen levemente pre-plegamiento (pre D2) (Fig. 4.6e-f.). A excepción de un par de muestras (FO-0509 y S6/32), en este grupo de rocas la ausencia de mica blanca ante la ocurrencia de anfíbola constituye una característica habitual. La asociación mineralógica para este grupo corresponde a  $hbl + clo + plg + esf + (msv) + (bt)$ .

### ***Esquistos y filitas micáceas de clorita-epidota.***

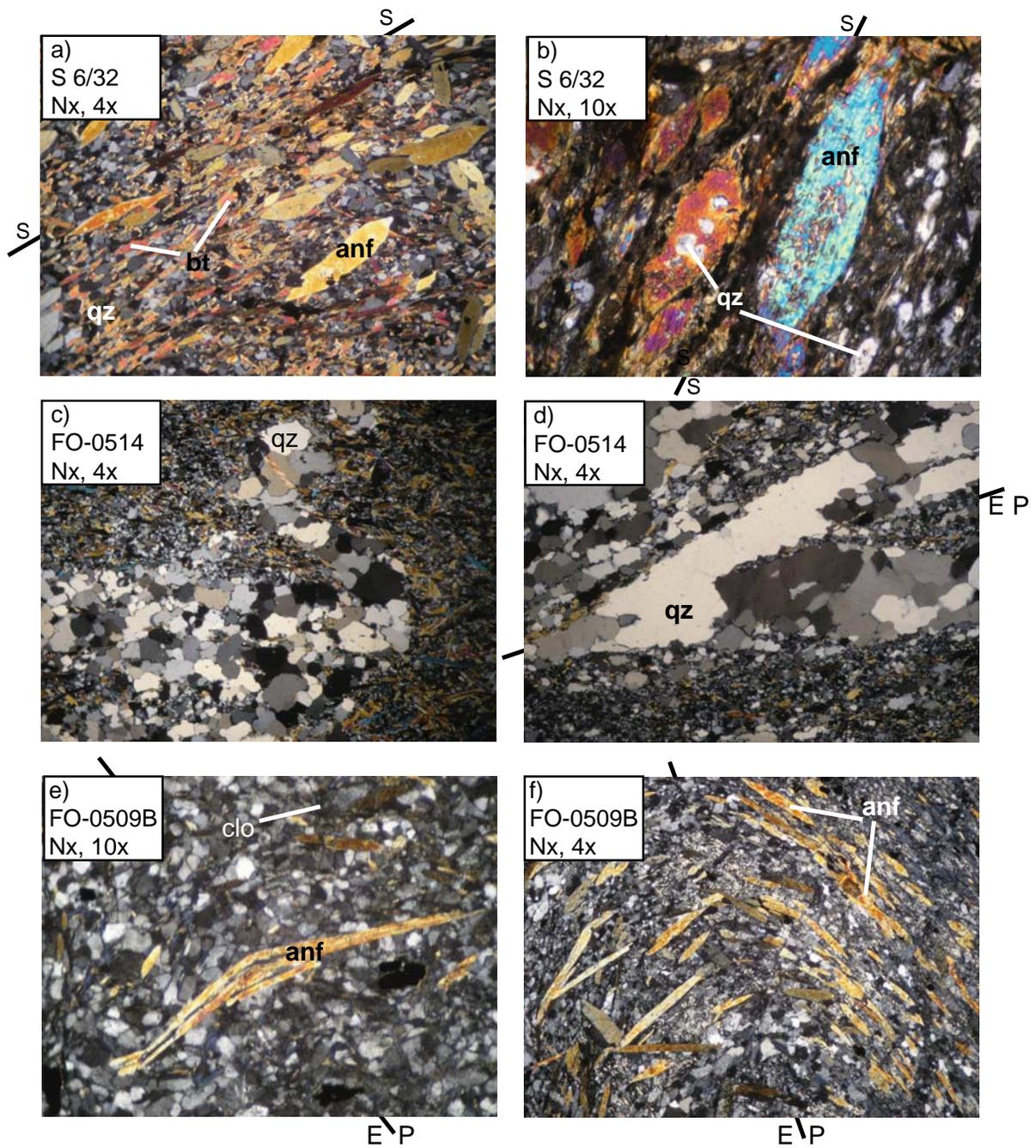
Se han agrupado aquí metapelitas y metapsamitas deformadas y recristalizadas en las cuales se han desarrollado variadas asociaciones mineralógicas ricas en cuarzo, mica blanca, clorita y menor medida epidota. La tabla 4.3 muestra en detalle las asociaciones mineralógicas encontradas y los sitios de extracción para cada una de las rocas que componen este grupo.

**Tabla 4.3.** Variación en las asociaciones del 3<sup>er</sup> grupo mineralógico del CMCD.

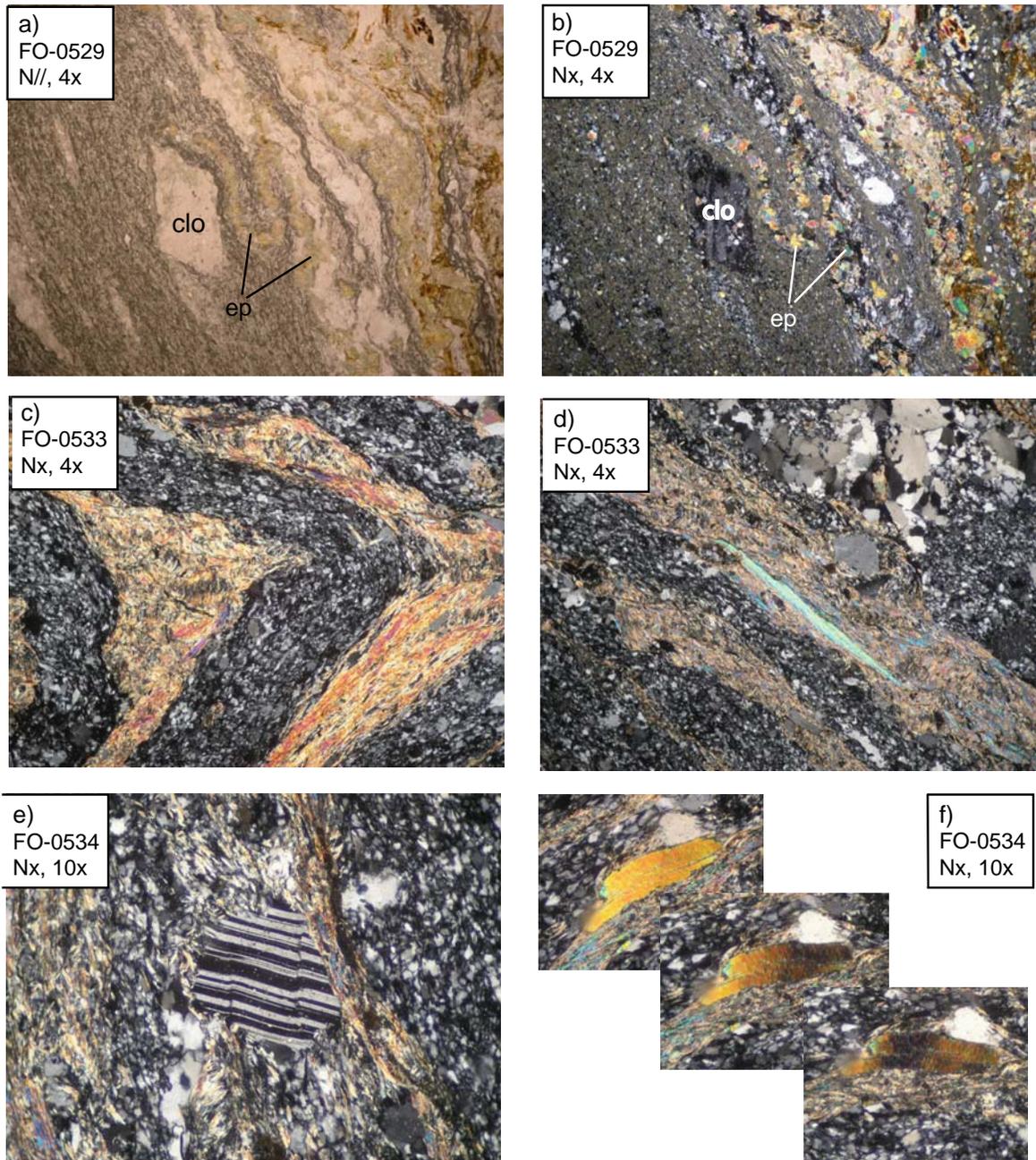
Asociación mineralógica	Ubicación (Sitio)
mb+clo	11.
qz+mb	5, 6, 14, 22.
qz+mb+clo	5, 14, 17, 19, 24
qz+mb+bt+cal	2
qz+mb+ep	17, 20, 21
qz+mb+clo+ep+cal	12.

Estas litologías son las de más amplia ocurrencia en la zona de estudio, encontrándose en Fiordo Brookes, Bahía Ainsworth, y Fiordo Parry, preferentemente hacia el norte de dichos canales.

Estas rocas se caracterizan por presentar una fuerte deformación, en algunos casos con recristalización de los granos de cuarzo, formando *ribbons*, o al menos, generando bordes aserrados, además numerosas bandas negras elongadas asociadas a solución por presión (Fig. 4.7). Además de la foliación dada por algunos cristales de cuarzo elongados, es posible reconocer una foliación más penetrativa dada por bandas



**Fig. 4.6.** Esquistos de anfíbola vistos en microscopio polarizado. **a)** Textura grano-nematoblástica. **b)** Detalle de anfíbolas con abundantes inclusiones de cuarzo. **c)** Banda de cuarzo poligonal fuertemente crenulada. **d)** Charnela de pliegue chevrón en *ribbons* de cuarzo. **e)** Anfíbola plegada en la charnela de un pliegue similar al de la foto f). **f)** Pliegue centimétrico definido por anfíbolas orientadas según D2. S-S: plano de foliación, PA: plano axial, NX: Nícoles Cruzados, N//: Nícoles paralelos.



**Fig. 4.7.** Esquistos y filitas micáceos del tercer grupo vistos en microscopio polarizado. **a)** y **b)** Esquistos verdes de clorita, epidota mostrando bandas plegadas de epidota-clorita en matriz de granoblástica de cuarzo y cloritas. Sitio 11. **c)** Segregación de micas blancas y cuarzo en bandas plegadas y levemente crenuladas en filita gris. **d)** Detalle de cristal de mica blanca con sobre desarrollo que destaca con respecto a las otras micas que componen banda. Notar cuarzos de bordes aserrados en esquina superior derecha. **e)** Cristal de plagioclasa poikilítico con maclas deformadas, en matriz cuarzo-micácea. **f)** Secuencia de fotos rotando la platina del microscopio polarizado, notar la marcada extinción ondulosa de la mica blanca. Muestras de a)-f) de Sitio 14.

de micas, en ocasiones crenuladas y plegadas (Fig 4.7c). Algunas muestras presentan incluso bandas plegadas compuestas casi exclusivamente por granos de epidota (FO-0529, Fig. 4b). Es interesante notar que no solo los cristales de cuarzo se encuentran deformados, sino que también algunos granos de plagioclasa y mica blanca (Fig. 4.7e,f).

En cuanto a las nuevas mineralogías desarrolladas producto del metamorfismo, encontramos abundante sericita alterando cristales de feldespatos, clorita en los intersticios de la matriz, recristalización de mica blanca (Fig. 4.7d) y granos de epidota, siendo el mayor grupo de sericita, clorita y epidota.

#### **4.4.2. Cobertura volcano-sedimentaria.**

##### **Formación. Tobífera:**

Dentro de este grupo, encontramos rocas sedimentarias clásticas desde conglomerados, hasta areniscas todas con un alto aporte de componentes volcánicos (intermedios a ácidos). Independiente de las diferencias texturales y de madurez adquiridas durante los procesos sedimentarios y epiclásticos que originaron estas rocas, éstas presentan características metamórficas (de mineralogía, deformación y posiblemente grado metamórfico) muy similares.

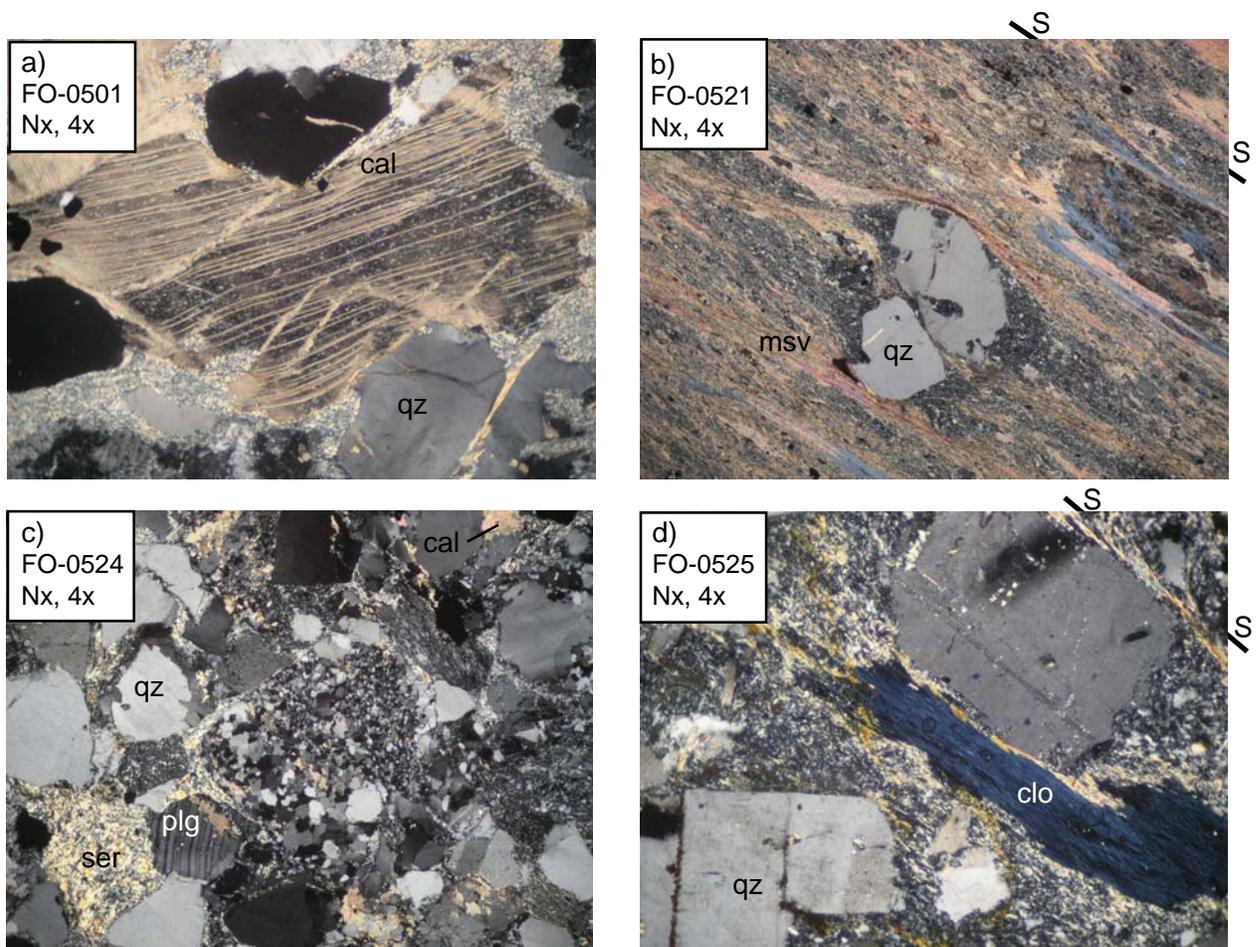
En la mayoría de las secciones transparentes estudiadas (conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas) es posible reconocer deformación a nivel intracristalino de los cristales de cuarzo, como extinción ondulosa, desarrollo de subgranos al interior y en los bordes. Aunque en menor proporción, algunos feldespatos presentan deformaciones particulares de manera frágil. Algunas de estas muestras presentan finas bandas negras generadas por solución por presión, las que se elongan ampliamente en el sentido de la foliación.

Los minerales neoformados en estas rocas corresponden principalmente a filosilicatos máficos como cloritas de color de interferencia azul, las que crecen en los intersticios de la matriz de las rocas epiclásticas y piroclásticas (Fig. 4.8d). Otro mineral de común aparición es la mica blanca la que presenta un desarrollo variable: en ocasiones se presenta como incipientes cristalitas (sericita) restringida a metadominios como reemplazo de cristales de feldespatos, y en otros casos (minoría) alcanza un desarrollo más considerable creciendo directamente por reemplazo en la matriz (Fig. 4.8c). Sin embargo, el mayor volumen de este mineral lo constituyen las micas detríticas foliadas, plegadas y crenuladas.

En Fiordo Brookes en Punta Caimán, estas rocas han desarrollado en su matriz, de manera diseminada, cristales de clorita de colores de interferencia azul. A su vez los cristales de plagioclasa presentan un desarrollo menor de sericita. Los fragmentos líticos y cristalinos presentan una deformación menor y en algunos casos estos muestran maclas de deformación.

En Bahía Ainsworth, específicamente en Puerto Demonio (sitios 9-10) se ha reconocido un conglomerado grueso con clastos de cuarzo y de esquistos micáceos, muy presumiblemente del basamento metamórfico al que sobreyacen directamente. Los minerales desarrollados en estas rocas corresponden a cloritas mica blanca y en algunos casos de epidota.

En Fiordo Parry (Sitio 6) se extrajeron muestras de un conglomerado brechoso, matriz soportado, con clastos de hasta 5cm rocas ácidas afaníticas (Conglomerado Basal definido por Johnson (1990)). La matriz de los conglomerados, muestra cantidades accesorias de clorita. El desarrollo de estos minerales es mayor en los clastos ígneos. En ellos es posible apreciar desarrollo de sericita, clorita y calcita (Fig. 4.8d).



**Fig. 4.8.** Rocas metavolcano-sedimentarias vistas en microscopio polarizado. **a)** destaca cristal de calcita con macla de deformación junto a cuarzos levemente ondulados. **b)** porfiroclasto de cuarzo parcialmente absorbido y recrystalizado en matriz lepidoblastica de mica blanca. **c)** metarenisca con cristales relictos de cuarzo con extinción ondulosa y plagioclasa con macla de deformación y cúmulos de sericita (posiblemente reemplazando algún cristal). **d)** cristal de clorita elongado paralelo a la foliación dada por pequeñas micas blancas. S-S: foliación

### Formación La Paciencia:

Las rocas de esta formación poseen una granulometría mucho más fina reconociéndose principalmente rocas arcillosas con aporte volcánico variable. En estas rocas los minerales neofrmados son escasos y su metamorfismo se manifiesta principalmente en cambios texturales y estructurales. En Bahía Ainsworth, se extrajeron metasareniscas (FO-0531 y FO-0532) que presentan comúnmente deformación intracristalina de los granos de cuarzo, afectando sus bordes e interior, llegando algunos de ellos a mostrar una apariencia de recrystalización casi total (Fig. 4b). Aunque varía de una zona a otra, la recrystalización poligonal es una característica común. Se reconoce mica detrítica.

En los afloramientos de Fiordo Brookes, la Formación La Paciencia se presenta como una metawacka fina, principal diferencia con el resto de las muestras analizadas de la cobertura volcano-sedimentaria. En esas muestras (FO-0543), la roca se compone casi en su totalidad de una matriz muy fina cementada por calcita anhidral, generando una especie de matriz micrítica. En dicha matriz ocurren numerosos nódulos (10%) de cuarzo tamaño arena, los que aparecen recrystalizados, y suavemente deformados en sentido de la incipiente foliación que presenta esta roca.

### **4.4.3. Rocas intrusivas.**

#### ***Suite Granitos Darwin.***

Muestras de este grupo han sido extraídas al interior del Fiordo Parry (FO-0506, Sitio 3). Petrográficamente corresponden a monzogranitos de biotita y anfíbola de grano medio. Una característica común en ellos, es el desarrollo de una foliación néisica (meso a microscópica) dada en algunos casos por el desarrollo de *ribbons* de cuarzo y la orientación y segregación de minerales prismáticos y de biotitas cuando las hay (Fig. 4.9c). En algunos de estas muestras es posible observar exoluciones vermiculares tipo mirmekitas (Fig. 4.9b). El desarrollo de mica blanca en algunos cristales de feldespato es común aunque no pervasivo (Fig. 3.5a –d). La biotita por su parte posee hábito subhedral y bordes bien definidos y presenta colores de interferencia verdes y tonos fucsias.

#### ***Suite Granitos Beagle.***

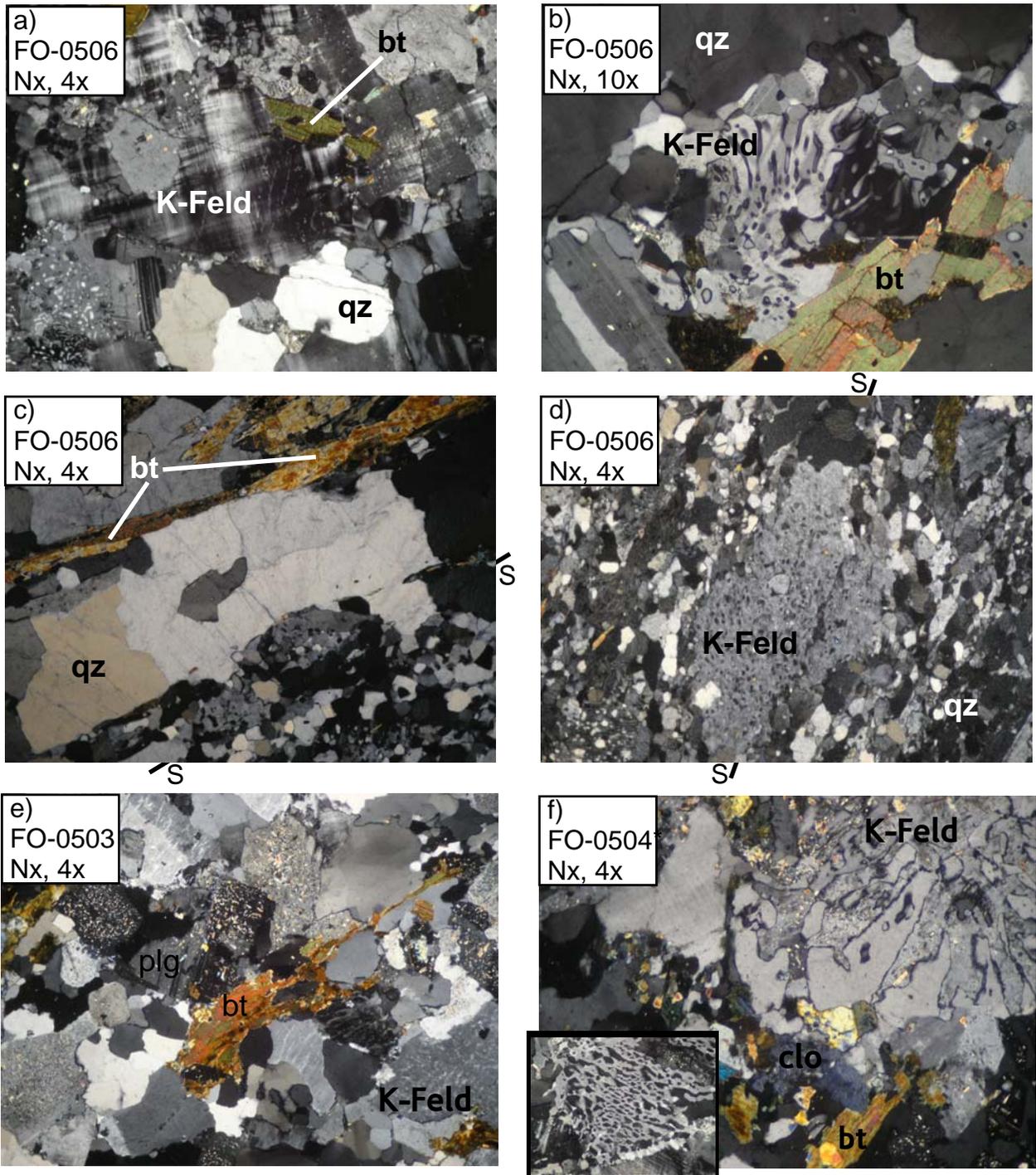
Estas rocas ocurren principalmente al interior del Fiordo Parry (Sitio2). Como característica general este grupo presenta estructura isótropa. Corresponden a tonalitas a granodioritas de biotita y menor anfíbola. La plagioclasa parece albitizada y en presenta reemplazos de sericita. Es común además encontrar cristales de clorita azul ligadas a los cristales de biotita en forma de coronas o bien creciendo entre los granos (Fig. 4.9e). Los cristales de feldespato presentan inclusiones muy finas (sericita?) y es muy común la presencia de exoluciones paralelas, vermiculares y gráficas de cuarzo a partir de feldespato potásico (Fig.4.9f). Algunas de estas muestras presentan cristales de hornblenda ehedral.

En Fiordo Brookes (Sitio 16) aflora un pequeño stock de diorita, que aunque no ha sido relacionado formalmente a este grupo, se incluye aquí por presentar fábrica isótropa. En terreno se aprecia mecánicamente alterada y con abundante cloritización. Al microscopio muestra feldespatos alterados, con plagioclasa albitizada y sericita. Otro mineral común es la epidota en equilibrio con clorita (Fig. 4.10a). Algunas cloritas en esta muestra aparecen entrecrecidas con otros minerales posiblemente filosilicatos máficos tales como esmectita (Fig. 4.10b).

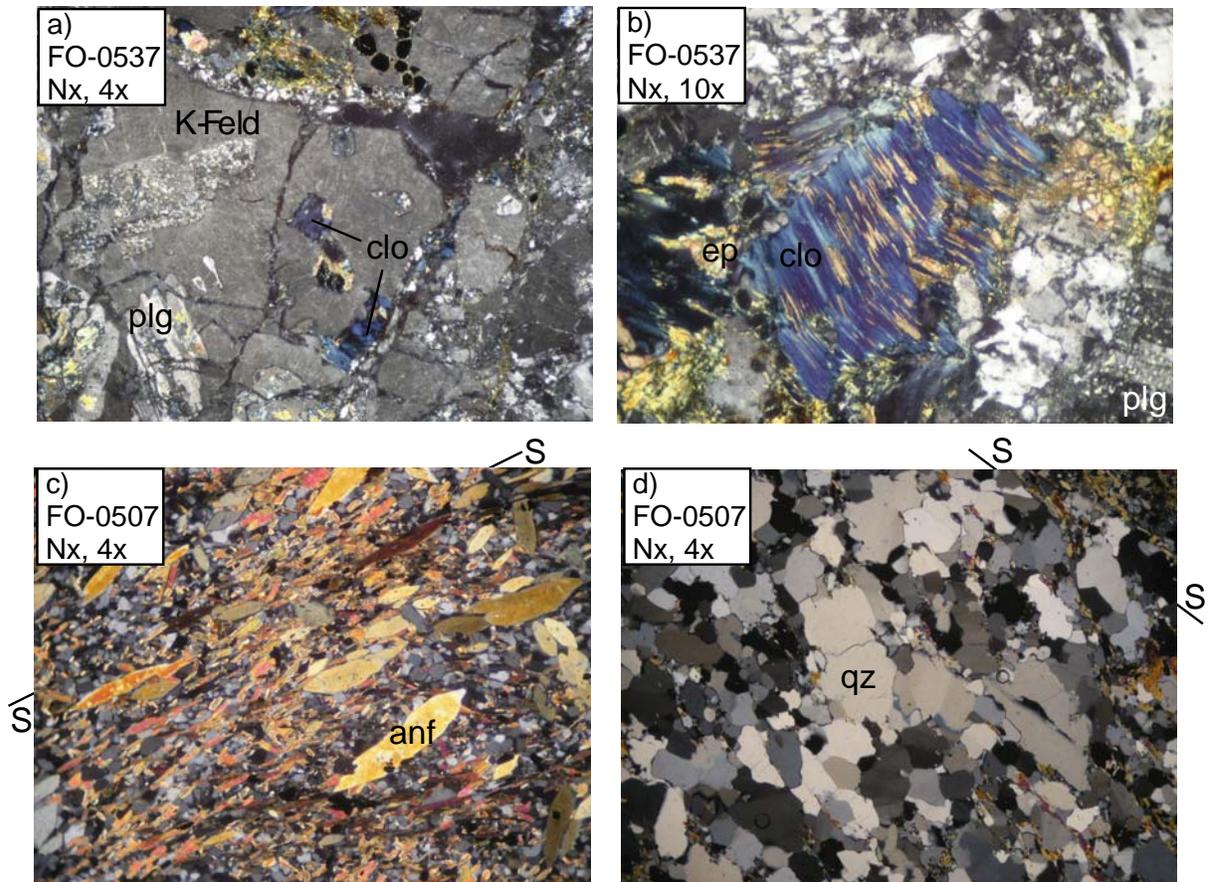
#### **Rocas filonianas**

En Isla Alta se muestreó un dique básico compuestas de plagioclasa muy albitizada y piroxeno, los que en ocasiones presentan coronas de alteración opacas (Sitio 15, FO-0535).

En Fiordo Parry existen diques que intruyen, al menos, al basamento y a los intrusivos Darwin. La mayoría presenta plagioclasa y anfíbola (en ocasiones poikilíticas). Un caso particular es la muestra FO-0507 la que presenta una foliación penetrativa dada por la orientación preferencial de los cristales de anfíbola y por la elongación de los cristales de cuarzo (Fig.4.10c,d).



**Fig. 4.9.** Rocas intrusivas vistas en microscopio polarizado (I parte). Imágenes superiores a)–d): Intrusivos Darwin, imágenes inferiores (e-f): Intrusivos Beagle. **a)** Microclina, cuarzo y biotita verde, feldespatos parcialmente reemplazada por sericita. **b)** Feldespato mostrando exsoluciones vermiculares tipo mirmequita. **c)** *Ribbons* de cuarzo y biotita en contacto, elongados solidariamente, notar mosaico de cuarzos más fino en esquina inferior. **d)** Grano de feldespato con exsoluciones “circulares” y bordes muy irregulares. **e)** Leucogranito de biotita, notar: exsoluciones en plagioclasa (arriba izq.) y feldespato potásico (abajo der.), alteración de feldespatos a sericita. **f)** Granito de anfíbola (no mostrada) y biotita. Notar: extraña exolución de cuarzo en feldespato potásico sericitizado, clorita creciendo sobre biotita. El recuadro inserto muestra exsolución gráfica ampliada.



**Fig. 4.10.** Rocas intrusivas vistas al microscopio polarizado (II parte). **a)** Cristales de feldespatos alterados a sericita, en especial la plagioclasa, en diorita isótropa (Sitio 16). **b)** Detalle de clorita azul entrecrecida con filosilicatos máficos (esmectita?), de la misma roca que a). **c)** y **d)** Dique foliado de Fiordo Parry, se muestran cristales de anfíbola fuertemente orientada (c) y cuarzos elongados (d) dando foliación a la roca, ambas foliaciones son paralelas. SS: plano de foliación. Nx, Nícoles cruzados. N//: Nícoles paralelos.

## CAPÍTULO 5. QUÍMICA MINERAL

De entre las rocas estudiadas que afloran en Fiordo Parry, Bahía Ainsworth y Fiordo Brookes, y cuya petrografía se expuso en el capítulo anterior, se han seleccionado cinco de ellas para análisis químico de minerales vía microsonda electrónica, en el laboratorio de dicha especialidad en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. A estos análisis realizados por el autor se suman los análisis químicos de minerales de tres muestras más, realizados en la Universidad de Stuttgart en el año 2006 por M. Calderón, cuyos resultados fueron puestos a disposición para su interpretación en este trabajo.

De esta manera se dispone de la química de elementos mayores para minerales de rocas del basamento metamórfico (4 muestras), la cobertura volcano-sedimentaria (1) y de rocas intrusivas (2). La Tabla 5.1 muestra un resumen de las rocas seleccionadas, su ubicación y los minerales en ellas analizados.

Todos los análisis fueron realizados con microsonda CAMECA igual intensidad de corriente (10nA) y diámetro del rayo de 50  $\mu$ m.

**Tabla 5.1.** Resumen muestras analizadas con microsonda electrónica

UNIDAD	FIORDO PARRY		BAHÍA AINSWORTH		FIORDO BROOKES	
	Muestra (ubicación)	Minerales analizados	Muestra (ubicación)	Minerales analizados	Muestra (ubicación)	Minerales analizados
Complejo Metamórfico Cordillera Darwin	FO-0509 (4)*	anf, clo, plg, OxFeTi	FO-0529 ** (12)	mb, clo, ep		
	FO-0510 (4)	grt, bt, zoi, mb				
	FO-0511 ** (4)	grt, bt, zoi, mb				
Cobertura Volcano-sedimentaria			FO-0525 (9)	clo, plg		
Intrusivos	FO-0503 ** (2)	anf, clo, bt, plg, ep, mb			FO-0537 (16)	plg, clo

\* Indica sitio de extracción, ver Fig. 4.1

\*\* Indica Análisis realizado por M. Calderón.

Los resultados de todos los análisis de microsonda electrónica efectuados a estas muestras, expresados en óxidos son mostrados en el Apéndice D.

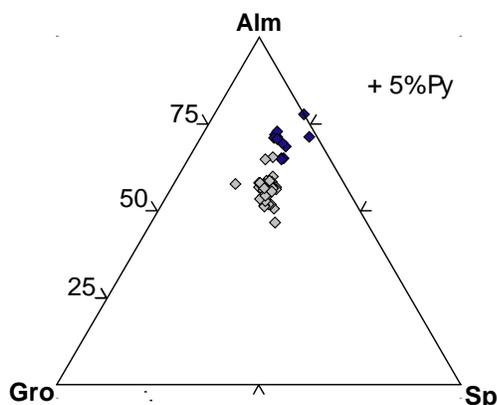
## 5.1. Complejo Metamórfico Cordillera Darwin

Se analizaron tres esquistos en la ribera occidental del Fiordo Parry (FO-0509 a la FO-0511, Sitio 4) y un esquisto verde (FO-0529) proveniente del interior de Puerto Vuelta ubicado dentro de Bahía Ainsworth (Sitio12).

Según sus características petrográficas, las tres primeras muestras de Fiordo Parry, a modo muy general muestran texturas y grados metamórficos similares (grado bajo a medio). Especialmente, estas rocas metamórficas se encuentran bastante próximas entre sí, entendiendo que las diferencias que puedan encontrarse se deben a cambios en parámetros internos del sistema y no a diferencias sustanciales de las variables intensivas que controlan el metamorfismo. Por otro lado la muestra FO-0529 corresponde a un esquisto verde, posiblemente de grado metamórfico menor.

### Granate

Estos minerales presentan leves diferencias composiciones en las dos rocas analizadas (FO-0510, FO-0511). Sin embargo, es posible agruparlos dentro de la serie pirlaspita siendo en general de fuerte tendencia al almandino (ricos en  $Fe^{2+}$ ). En promedio los granates de la muestra FO-0510 son del tipo  $Alm_{52}Sp_{23}Gro_{19}Py_7$ , y del tipo  $Alm_{67}Sp_{20}Gro_9Py_5$  aquellos de la muestra FO-0511 (ver Figura 5.1, Apéndice D)



**Fig. 5.1.** Composición de granates en esquistos de Fiordo Parry. Se muestran relativo a los tres miembros extremos principales: almandino (Alm), grossularia (Gro), espesartina (Sp). La mayoría de las muestras poseen cantidades menores de piropro (Py) de hasta un 5%. Diamantes grises: granates de la muestra FO-0510; azules: FO-0511.

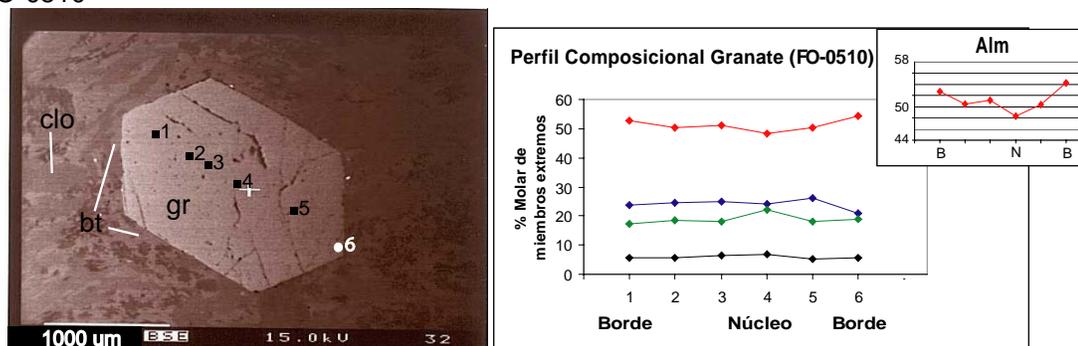
En ambas rocas los granates muestran una leve zonación química desde el núcleo a sus bordes, condición reflejada en el sistemático aumento del contenido de almandino, en hasta un 6%, y la disminución del componente espesartina (5%) y, de manera muy sutil, el de grossularia (2%) (ver Fig. 4.2). Estas variaciones molares de los miembros extremos, se traduce en un enriquecimiento de  $FeO$  y un empobrecimiento relativo de  $MnO$  y  $CaO$ . El  $Mg$  no cambiar en forma considerable. Algunos autores han denominado a esta relación inversa entre ( $Mn$ ,  $Ca$ ) y  $Fe$  como “zonación normal” y han argumentado que es una característica propia de cristales creciendo en un metamorfismo medio, prógrado, en rocas pelíticas (Deer et al., 1992). En este sentido las composiciones de los bordes de los cristales reflejarían las composiciones más cercanas al equilibrio químico de estos granates almandinos en el *peak* metamórfico registrado en ellos.

Es importante destacar que para los cálculos de fórmula estructural realizados para estos granos minerales, el hierro fue calculado en su totalidad como hierro ferroso ( $Fe^{2+}$ ). Por esta razón no puede

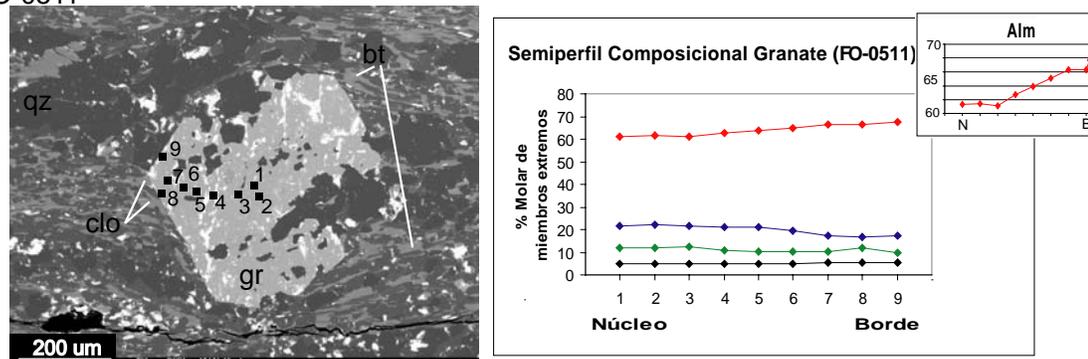
descartarse un cierto contenido del componente andradita en ellos. Si bien este miembro no es calculado, en el Capítulo 6, se dan estimaciones para la concentración de hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) según algunas relaciones propuestas por distintos autores (Holdaway, 2001, Droop, 1987). Aún así, el componente de andradita no se ha calculado aquí, debido a que esta sería una aproximación a partir de los modelos propuestos por dichos autores y no en una medición real, como podría conseguirse con otros métodos como los de difracción de rayos X (e.g. espectros de Mössbauer (Rossman, 1984)).

No se dispone de análisis para los minerales comúnmente incluidos en los granates, aunque al microscopio polarizado se reconocen opacos y cuarzo (Cap. 4).

a)  
FO-0510



b)  
FO-0511

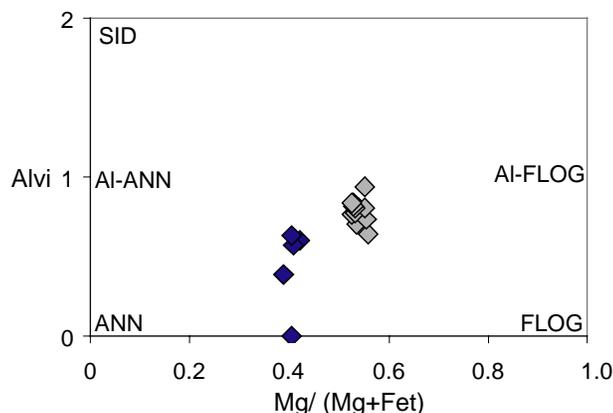


**Fig 5.2.** Variación composicional de granates de esquistos de Fiordo Parry (Sitio 4). A la izquierda, imagen de electrones dispersados, a la derecha gráficos de perfiles composicionales (miembros extremos v/s punto) para ambos granates. **a)** Granate de esquistos FO-0510. **b)** Granate de esquistos FO-0511. Los gráficos pequeños corresponden a una ampliación para el componente almandino. Notar distintas escalas entre imágenes a) y b). Los puntos 1 al 6 mostrados en a) corresponden los análisis n°: 10, 8, 7, 14, 16, 18 del anexo D, renombrados aquí por simplicidad. Los de la figura b) no han sido cambiados.

## Biotita

Se analizaron biotitas de dos esquistos granatíferos de Fiordo Parry (FO-0510 y FO-0510). Sus composiciones muestran rangos de  $\text{SiO}_2 = 33$  a  $35$  wt%, razones Mg-Fe (#Mg) intermedias (0.4-0.5), situándose entre los extremos annita y flogopita (Fig 5.3). Los valores de  $\text{Fe}^{3+}$ , al igual que en el caso de los granates será discutido en el Capítulo 6 de geotermobarometría, en este caso todo el hierro se ha calculado como ferroso. Vistas en el espacio composicional las micas trioctaédricas de la Figura 5.3, es posible advertir un mayor contenido de Fe en la muestra FO-0510. Cabe destacar aquí que la mayoría de los análisis de biotitas de la muestra FO-0510 corresponden a granos directamente en contacto con los granates almandinos (para geotermómetro GB). Por lo que un intercambio de

cationes (Fe y Mg) entre estos dos minerales es probable. En este caso las composiciones representarían el equilibrio de las micas con los granates.



**Fig. 5.3.** Composición de biotitas del CMCD en Sitio 4. Diamantes grises: FO-0510, azules: FO-0511. Abreviaciones corresponden miembros extremos en espacio de micas trioctahédricas. ANN: annita, FLOG: flogopita, SID: siderofilita. Calculado en base a 22 oxígenos.

### Mica Blanca.

Entre los esquistos químicamente analizados, la mica blanca es una fase presente en la mayoría de las rocas, con variaciones en su abundancia en una y otra muestra, siendo una fase casi accesoria en los esquistos con de anfíbolos. Para la muestra FO-0511 (esquisto de granates) se dispone de varios análisis de mica blanca (12) los que muestran bajos contenidos de sílice. La tabla 5.2 presenta dichos resultados para un análisis promedio de los más representativos.

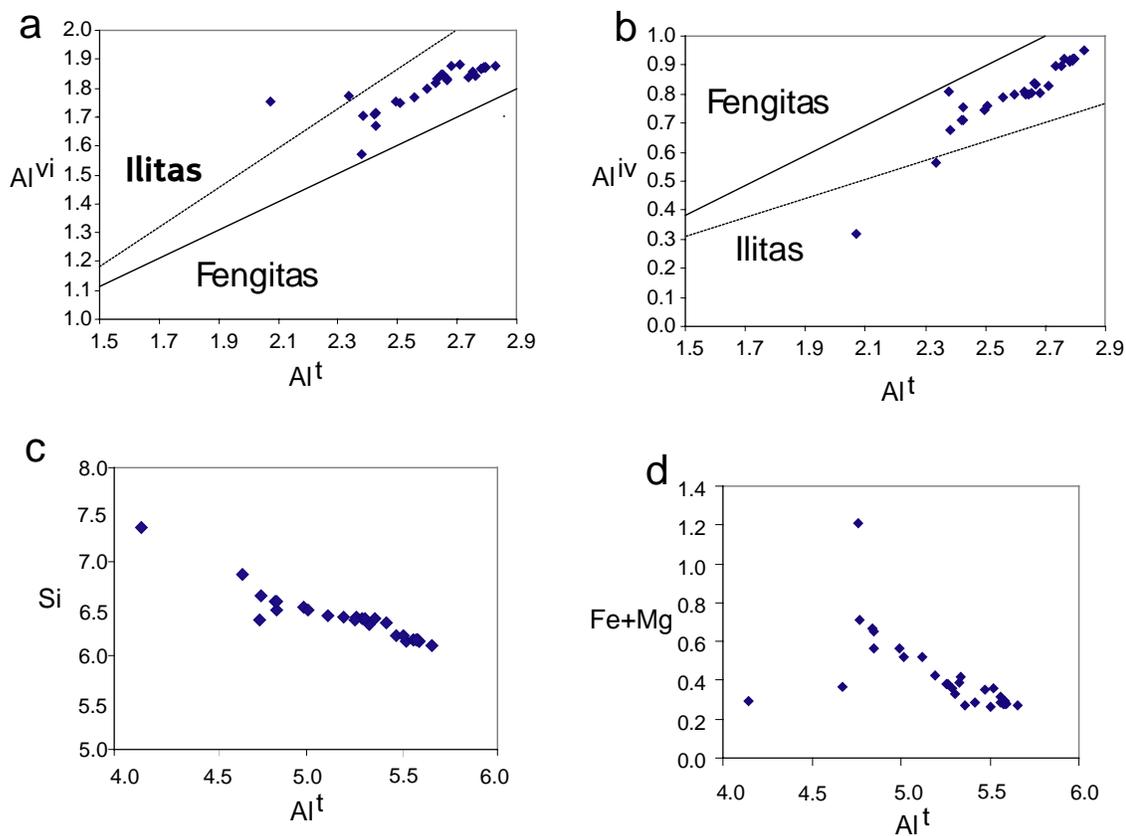
Estos cristales en general presentan valores de  $K_2O = 9.8\%$  y valores mucho menores de  $Na_2O$  ( $0.9\%$ ) ( $\#Na=012$ ). Los valores de Fe y Mg alcanzan los  $1.5\%$  y  $0.8\%$  respectivamente ( $\#Mg=0.47$ ).

El contenido de Si en la mica blanca varía ampliamente de un grano a otro en el rango de 6.0 a 7.3pfd (pfd: átomos por formula duplicada, 22 oxígenos). Aunque la mayoría de los granos se centra entre los 6.0 y 6.6pfd con un promedio de 6.37pfd. La Tabla 5.2 muestra el valor promedio para los análisis de mica blanca del esquisto de granate FO-0511, para todos los resultados consultar apéndice D.

La Figura 5.4a muestra diagramas de discriminación para estas micas, mostrando composiciones transicionales entre illita y fengita. La Figura 5.4c, d muestra correlaciones negativas entre Si y Al total y entre (Fe+Mg) y Al total, estos diagramas indicarían por tanto sustituciones tschermakíticas asociadas.

**Tabla 5.2.** Análisis promedio de mica blanca. Calculado con todos los análisis disponibles para FO-0511 (ver Apéndice D). XMg= Mg/(Mg+Fe<sup>3+</sup>).

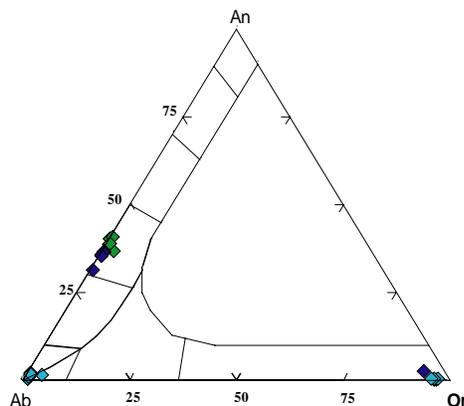
Óxidos (%wt)		Cationes en base a 22 oxígenos	
SiO <sub>2</sub>	47.89	Si	6.371
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.48	Al <sup>iv</sup>	1.629
FeOt	1.78	Al <sup>vi</sup>	3.622
MnO	0.01	Al <sup>t</sup>	5.251
MgO	1.07	Fe <sup>t</sup>	0.199
CaO	0.06	Mn	0.001
Na <sub>2</sub> O	0.49	Mg	0.213
K <sub>2</sub> O	9.96	Ca	0.009
TiO <sub>2</sub>	0.25	Na	0.126
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	K	1.691
		Ti	0.025
Total	94.99	Cr	0.001
		Total	13.887
		XMg	0.510



**Fig 5.4.** Diagramas de discriminación para mica blanca del esquisto de granate FO-0511. **a)** espacio Al octaédrico v/s Al total. **b)** espacio Al tetraédrico v/s Al total. **a)** y **b)** discriminan entre illita o fengita. Los cationes son mostrados para 11 oxígenos. **c)** espacio Si v/s Al total, **d)** Fe+Mg v/s Al total. **c)** y **d)** discriminan posibles sustituciones tschermakíticas. Los cationes son mostrados para 22 oxígenos. Esquemas adaptados de Weaver & Broekstra, 1984.

## Feldespatos

En general, minerales del grupo de los feldespatos ocurren ampliamente los esquistos analizados. Los cristales de plagioclasa pertenecientes a los esquistos granatíferos y de anfíbola de Fiordo Parry, muestran composiciones tipo andesina (FO-0509 ~An<sub>38</sub>; FO-0511 ~An<sub>35</sub>), mientras que las plagioclasas de la muestra FO-0529 corresponden a albitas casi puras (98%). En ninguno de estos grupos se encontró evidencias claras de algún tipo de zonación química. En la figura 5.5, se presentan los resultados de estos análisis en el espacio An-Ab-Or, donde además de las plagioclasas revisadas, se pueden ver algunas composiciones para feldespatos potásicos detríticos.



**Fig. 5.5.** Diagrama de miembros extremos del grupo de los feldespatos. Diamantes verdes: FO-0509, azules: FO-0511, celestes: FO-0529. An: anortita, Ab: albita; Or: ortoclasa.

## Anfíbola

Las anfíbolas aquí analizadas fueron clasificadas utilizando planilla Excel *AMPH-CLASS.exe*, desarrollada por Esawi (2004). Esta planilla incorpora las recomendaciones de clasificación para anfíbolas de la *International Mineralogical Association* de 1997. La hoja de cálculo implementada por Esawi (2004) realiza correcciones para estimar Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> a partir del hierro total calculado por la sonda electrónica como FeO. Según Esawi (2004), el modelo de Stout (1972) es el que aproxima de mejor manera los valores de hierro en anfíbolas, al ser comparado con modelos publicados por otros autores (Droop, 1987; Schumacher, 1991).

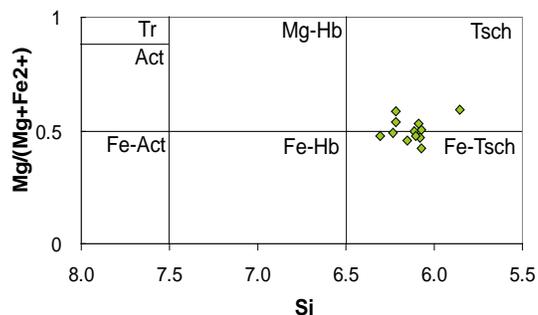
Al plotear los minerales en el diagrama de Leake et al. (1997) (Fig 5.6), los cristales de anfíbola pertenecientes al esquisto FO-0509 muestran poca variación en sus composiciones ploteando como conjunto entre los campos de las tschermakita y ferro-tschermakita.

Aún cuando en microscopio polarizado es posible separar los cristales de anfíbola en dos grupos según sus colores de interferencia, esto no constituye una característica química, al menos, a nivel de elementos mayores, encontrándose en cambio gran homogeneidad en los cristales analizados.

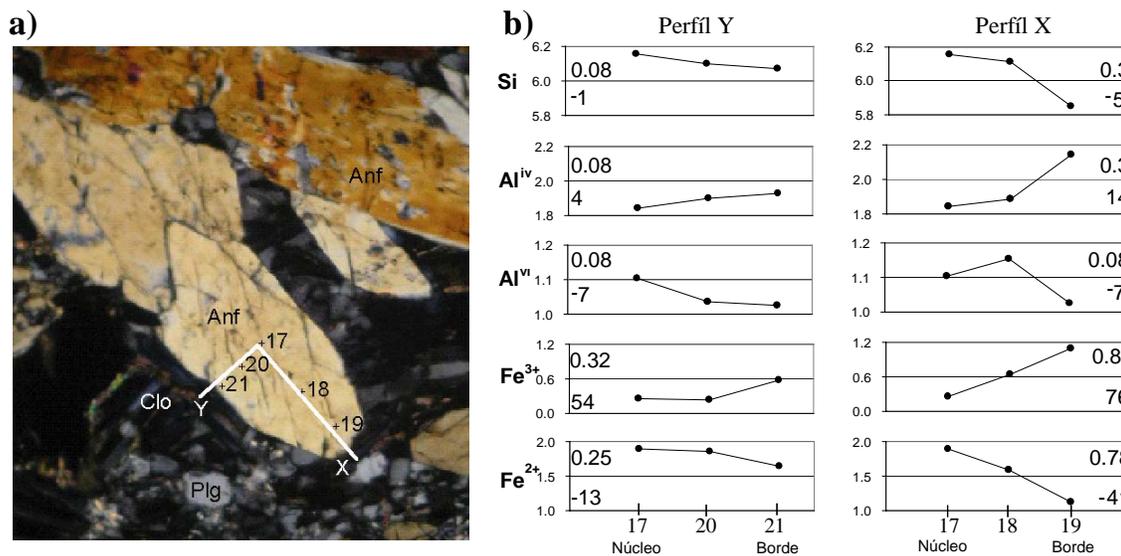
El cristal de la Figura 5.7a corresponde a una sección pseudorómbica de una tschermakita, el ángulo entre sus dos direcciones de clivaje, cercana a los 120°, indica que se trata de una sección basal, perpendicular al eje c (001). Sobre este grano se realizaron varios análisis (5) ubicados de manera tal, que forman dos perfiles ortogonales en dirección del eje X e Y del cristal, tal como se muestra en la fotografía. Estos perfiles químicos, aunque muy discretos (núcleo-medio-borde), muestran heterogeneidades químicas en la sección. La figura 5.7b muestra de manera gráfica estas variaciones para los elementos con mayor cambio a lo largo de los perfiles, como Si<sup>4+</sup>, Al<sup>iv</sup>, Al<sup>vi</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>. Una característica común es la disminución hacia los bordes del contenido de Si<sup>4+</sup>, Al<sup>vi</sup> y Fe<sup>2+</sup>, y por el contrario, se aprecia un aumento de Al<sup>iv</sup>, Fe<sup>3+</sup>, las magnitudes exactas de estos cambios puede leerse directamente de la figura mencionada, pero en general ésta no sobrepasan los 0.3pfu. para la

sílice y el aluminio tetraédrico, y de hasta 0.8pfu para el hierro en sus dos estados de oxidación. Estas variaciones hace que los bordes de la anfíbola clasifique como una tschermakita, mientras que sus núcleos corresponden a la variedad férrica de la misma

Basado en la magnitud de estas variaciones y las características de carga de los elementos involucrados, resulta muy probable que estas variaciones se deban a una sustitución de Si por Al<sup>IV</sup> en sitios T y de Fe<sup>3+</sup> por Fe<sup>2+</sup> en sitios M. Esta hipotética sustitución podría deberse a un aumento de las condiciones de fugacidad de oxígeno (ver Cap.7).



**Fig. 5.6.** Diagrama de Leake (1997) para clasificación de anfíbolos. Diamantes verdes muestran composiciones de anfíbola de un esquistos de Fiordo Parry (FO-0509). Tr: tremolita, Act: actinolita, Tsch: tschermakita, los prefijos Fe y Mg corresponden a las variaciones de estos minerales (23 oxígenos).

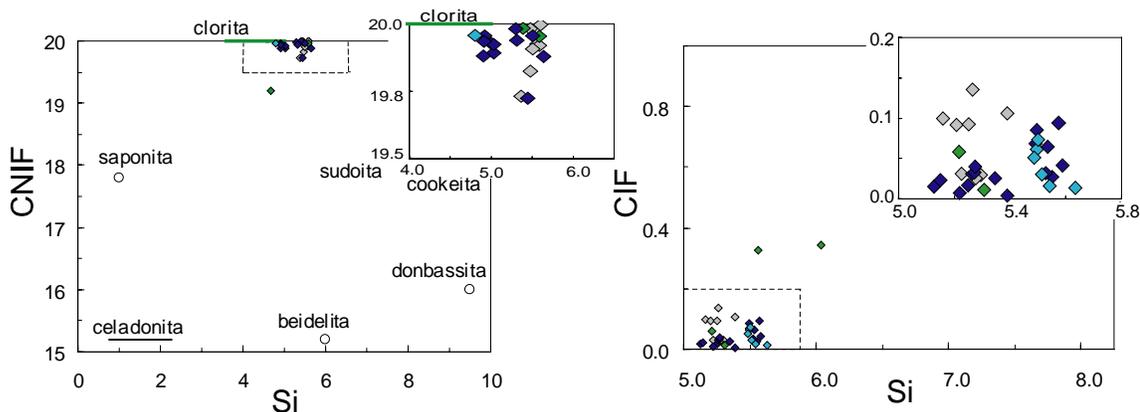


**Fig. 5.7.** Perfil composicional de anfíbola tschermakita. **a)** Vista en microscopio polarizado de tschermakita (1,5mm largo) sobre la cual se realizaron análisis para perfil. Números indican puntos analizados, rectas blancas dirección de los perfiles X e Y. **b)** Comparación gráfica de los cationes con mayor variación en perfiles X (der.) e Y (izq.). Cada gráfico posee 2 valores en su interior: el superior indica la diferencia (resta) del catión (pfu.), mientras que el valor inferior indica el porcentaje de esta variación (el signo negativo indica disminución hacia el borde del cristal). Dichos valores son calculados entre núcleo y borde. Corrección Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> según la relación propuesta por Stout (1972). Notar distintas escalas en cada gráfico. Abreviación de minerales habitual.

## Clorita

La mayoría de las rocas asociadas al basamento metamórfico presentan clorita. Este mineral alcanza una importancia significativa (10%), en especial, en las rocas de Bahía Ainsworth y Fiordo Brookes. Otras cloritas, posiblemente de origen post-tectónico, son encontradas en Fiordo Parry (ver Cap. 4, petrografía). Debido a esta importante diferencia en la generación de dichas cloritas es que los resultados químicos serán revisados de forma separada.

En los diagramas de Schiffman & Fridleifsson (1991) de la Figura 5.8, se han ploteado las cloritas de las distintas rocas del basamento metamórfico. En el diagrama *a*) de esta figura, se muestran los análisis en el espacio Si v/s CNIF (cationes no interfoliares = Si+Al+Fe+Mg+Mn), el que muestra claramente composiciones del tipo clorita para la mayoría los cristales analizados, independiente de su origen o sitio de colección. Dentro del espacio de las cloritas propuesto por Schiffman & Fridleifsson (1991), estos cristales plotean en valores intermedios de sílice, alrededor de los 5 apfu y los ~20 apfu de CNIF. En el otro gráfico de la Figura 5.8, b), se muestra el espacio Si v/s CIF (cationes interfoliares = Ca+Na+K) con cristales en el rango de CIF (cationes interfoliares = Na+Ca+K) entre 0.0 a 0.15 apfu, lo que puede ser interpretado como composiciones de cloritas *s. strc.*, carente de interstratificaciones de otros filosilicatos (ver más abajo).



**Fig. 5.8.** Diagramas de Schiffman & Fridleifsson (1991) para cloritas de 4 sitios distintos. **a)** CNIF (cationes no interfoliares = Si+Al+Fe+Mg+Mn) v/s Si. **b)** CIF (cationes interfoliares = Ca+Na+K) v/s Si. Los recuadros insertos en cada diagrama corresponden a una ampliación del campo señalado por línea segmentada. Diamantes de distintos colores representan cloritas de distintos muestras y sitios. Verde: cloritas de esquistos de anfíbolos (FO-0509); gris: de esquistos de granate (FO-0510); azul: de esquistos de granate (FO-0511); celeste: esquistos verdes (FO-0529).

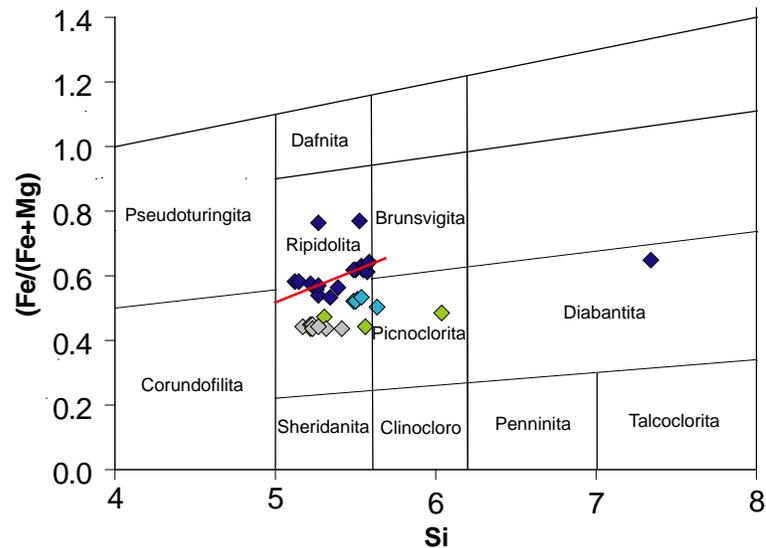
Al igual que el esquema anterior, la Fig. 5.9, diagrama de Hey (1954), se plotean todos los cristales de clorita de las muestras analizadas para el basamento metamórfico (ver Tabla 5.1). Aunque con pequeñas variaciones, la mayoría de los granos plotean en el campo de las ripidolitas.

### Cloritas de Fiordo Parry.

Como ya se ha mencionado antes, debido a la fábrica que presentan las cloritas en los esquistos granatíferos de este fiordo (FO-0510 y FO-0511), de carácter discordante con respecto a la foliación principal dada por biotita, es que se les ha considerado como post-tectónicas.

En el diagrama de clasificación de Hey (1954), la totalidad de los cristales de clorita de los dos esquistos de granate analizados para este fiordo (FO-0510, FO-0511) corresponden a ripidolitas, con variaciones en el #Fe de 0,15 (0,6 prom.) y un rango de sílice entre 5,1 a 5,7pfu (28 oxígenos) (Fig

5.9). La muestra FO-0511, pese a la dispersión de los datos, muestra una correlación positiva entre #Fe v/s Si. (línea roja en Fig. 5.9).



**Fig. 5.9.** Diagrama de Hey (1954) para cloritas del CMCD. Se plotean cloritas de 4 esquistos distintos en el campo Si v/s #Fe. Línea roja muestra correlación positiva entre #Fe y Si. Fórmula estructural en base a 28 oxígenos. Los colores de muestras igual que en Fig. 5.8.

Si bien confirmar la presencia de fases interestratificadas con clorita no es posible sin análisis de rayos X, Bettison y Schiffman (1988) sugieren que un contenido de Ca sobre los 0.1pfu (28 oxígenos) indicarían con bastante certeza la presencia de dichas laminas. En el caso de las cloritas aquí tratadas, los bajos contenidos de Ca (0.012 prom, 0.08pfu. máximo) podrían indicar que se trata de cloritas *s. str.*, libres de esmectita o vermiculita interestratificadas. Una vez más, sin análisis de rayos X, no es posible estar del todo seguro de este hecho.

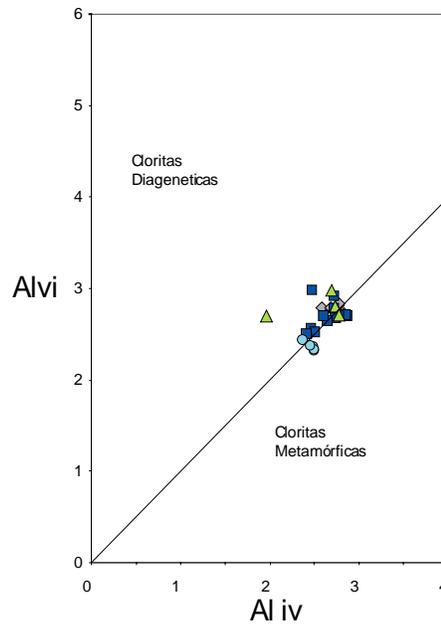
Con el fin de determinar variaciones en la química de estas cloritas, se realizó un perfil químico para algunos granos. Estos resultados muestran gran homogeneidad en sus composiciones, a excepción de un pequeño aumento de Mg del orden de 0.12 apfu desde el centro hacia sus bordes.

A pesar de la escasez de análisis para las cloritas pertenecientes a la muestra FO-0509 y su dispersión, es posible clasificarlas como ripidolitas a picnocloritas en el diagrama de Hey (1954) (Fig. 5.9).

### **Cloritas de Bahía Ainsworth**

En este fiordo, las cloritas presentes en los esquistos verdes, corresponden a ripidolitas con leves aumentos en el contenido de sílice hacia el campo de las picnocloritas (Fig.5.9). En los diagramas de Schiffman (1991) estos cristales muestran casi nula variación cuando se les plotea contra los CNIF y variaciones menores en el contenido de CIF, en especial, del contenido de Ca. Según estos valores es muy probable que algunas de estas cloritas presenten interestratificaciones de esmectita, según el límite propuesto por Bettinson y Schiffman (1988), tal como se explicara antes.

En la Figura 5.10, se han plotado cloritas de las 4 rocas analizadas para el basamento metamórfico, en un diagrama de discriminación entre cloritas diagenéticas y metamórficas, basado en el contenido de las proporciones de aluminio tetraédrico y octaédrico (Wiewiora & Weiss, 1990). Casi la totalidad de estas muestras plotan en el límite de los campos con una razón de aluminio casi igual a 1.



**Fig. 5.10.** Diagrama de discriminación entre cloritas diagenéticas y metamórficas (Wiewiora & Weiss, 1990). Se han plotado las cloritas de todas las muestras. Colores de muestras igual que en Fig. 5.8.

## Epidota

La epidota es un producto común en el metamorfismo del CMCD, en especial en los esquistos de Bahía Ainsworth, en asociaciones con clorita y/o calcitas. La Tabla 5.3 muestra los análisis de 5 cristales diferentes pertenecientes a la muestra FO-0529. En general la química de estos minerales es muy constante en todos estos granos.

**Tabla 5.3.** Composición de epidotas de esquistos verde FO-0529 cercano a Puerto Vuelta (Sitio 11).

	#10	#13	#20	#36	#43
<b>Óxidos</b>					
BaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02
K <sub>2</sub> O	0.01	0.07	0.02	0.03	0.01
MgO	0.00	0.01	0.01	0.03	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.85	25.18	24.69	26.95	23.08
SiO <sub>2</sub>	38.72	38.01	38.04	38.42	37.05
CaO	23.87	23.20	23.58	24.09	23.59
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.04	0.02	0.10	0.28
MnO	0.14	0.15	0.07	0.09	0.11
FeO	6.98	9.95	10.94	8.08	11.59
H <sub>2</sub> O	2.18	3.39	2.62	2.21	4.21
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
<b>Cationes (12.5 oxígenos, 10 cationes)</b>					
Si	2.607	2.613	2.600	2.592	2.581
Ti	0.011	0.002	0.001	0.005	0.014
Al	2.210	2.039	1.989	2.142	1.895
*Fe <sup>3+</sup>	0.392	0.570	0.623	0.455	0.673
Cr <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn <sup>2+</sup>	0.008	0.009	0.004	0.005	0.006
Mg	0.000	0.001	0.001	0.003	0.005
Ca	1.722	1.708	1.727	1.741	1.760
Na	0.003	0.001	0.001	0.000	0.003
K	0.001	0.006	0.002	0.003	0.001
XFe <sup>3+</sup>	0.15	0.22	0.24	0.18	0.26

\*La estimación de Fe<sup>3+</sup> es de 11.1 del hierro total.

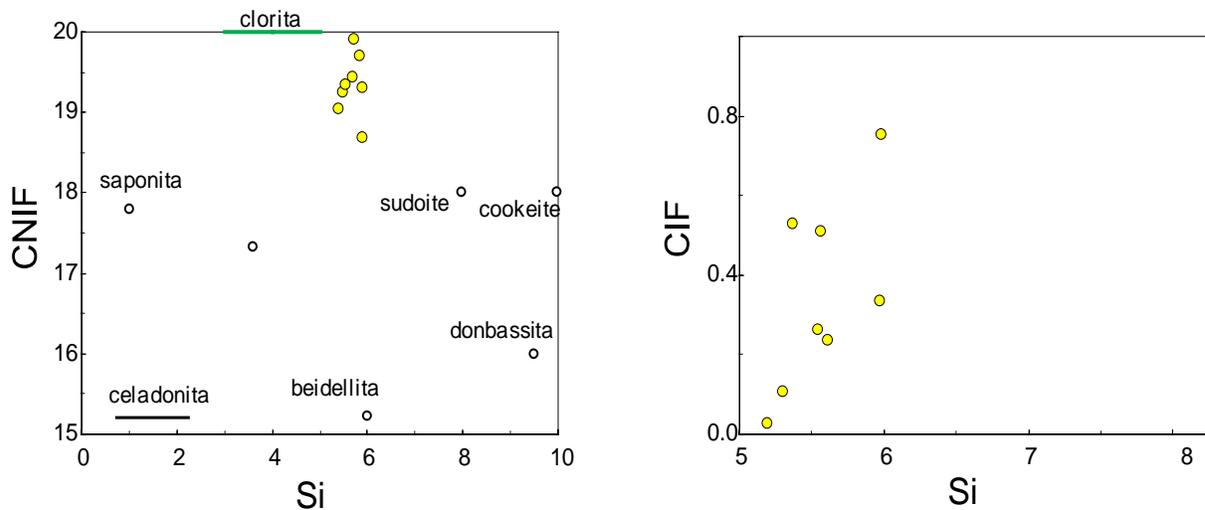
## 5.2. Cobertura volcano-sedimentaria

Durante las sesiones de microsonda se analizaron 2 muestras pertenecientes a la cobertura volcano-sedimentaria, en busca de la composición de sus cloritas. Debido a los reducidos tamaños y hábitos de estos filosilicatos, los análisis de la muestra FO-0518 resultaron imprecisos y con amplias variaciones, por lo que sus resultados no son mostrados ni discutidos aquí por considerarse de escaso valor petrológico. Si se desea, dichos resultados pueden ser consultados en el Apéndice D. Por razones similares, el análisis a micas blancas resultó inaplicable.

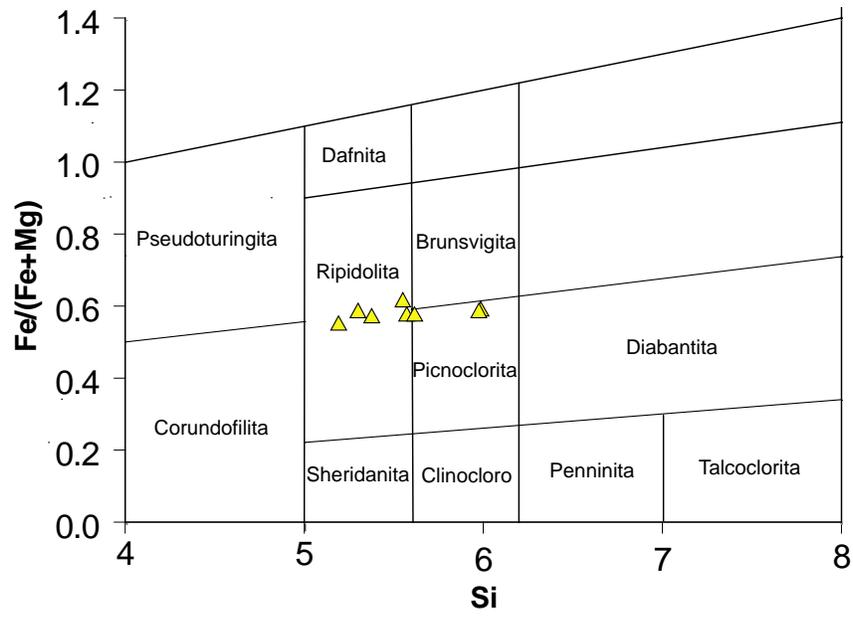
### Cloritas

Los análisis de cloritas escogidos para su interpretación pertenecen al metarenisca FO-0525 extraída del Sitio 9, al interior de Puerto Demonio en Bahía Ainsworth (Fig. 4.1). Estas cloritas, de colores de interferencia azul a cafés, plotean en los diagramas de Schiffman (1991) entre los campos de las cloritas y las sudoitas, con rangos de sílice relativamente constantes (5 a 6 apfu), pero con altas diferencias en el contenido de los otros cationes, tal como se puede apreciar en las diagramas de la Fig. 5.11. Los contenidos de Ca en muchos casos superan el límite de los 0.1 pfu (28 oxígenos) indicado por Bettison & Schiffman (1988) (ver arriba), alcanzando incluso los 0.320 pfu (prom. 0.116 apfu). Por esta razón, es probable la presencia de interestratificaciones de otros filosilicatos en los paquetes de cloritas, razón por la cual se observa tanta dispersión en los cristales de clorita ploteados en la Figura 5.11.

El diagrama de la Fig. 5.12, también muestra dispersión de los datos, pero ploteados en su mayoría en el campo de las ripidolitas con tendencias a picnoclorita. La razón de Fe permanece constante en casi todos los análisis (entre 0.5 a 0.6), variando sólo la sílice en los rangos ya mencionados.



**Fig. 5.11.** Diagramas de Schiffman & Fridleifsson (1991) para cloritas de la cobertura volcano-sedimentaria. **a)** CNIF (cationes no interfoliare = Si+Al+Fe+Mg+Mn) v/s Si. **b)** CIF (cationes interfoliare = Na+Ca+K) v/s Si. Círculos amarillos representan distintas cloritas de metarenisca FO-0525 proveniente de la cobertura volcano-sedimentaria al interior de Puerto Demonio en Bahía Ainsworth. Cationes calculados en base a 28 oxígenos.

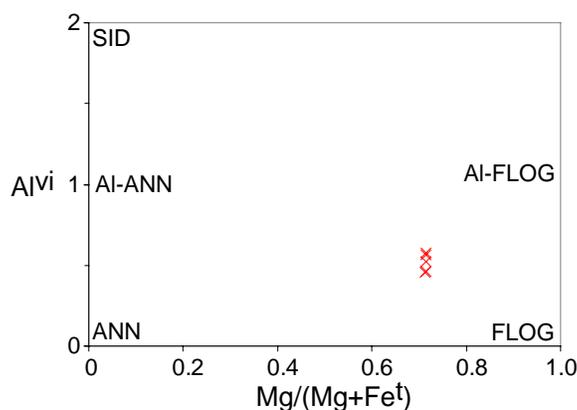


**Fig. 5.12.** Diagrama de Hey (1954) para cloritas de la cobertura volcano-sedimentaria. Se plotean los mismos análisis que en la Fig. 5.11.

### 5.3. Rocas intrusivas

#### Biotitas

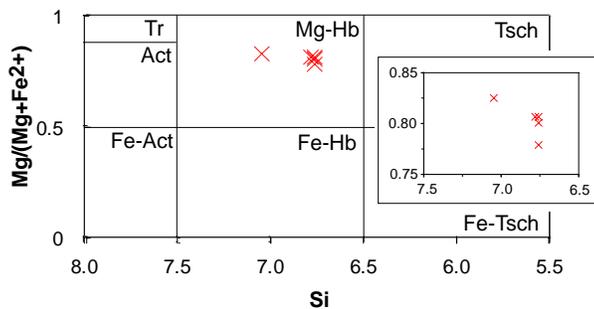
Las composiciones para las biotitas de la muestra FO-0503 pueden verse en la Fig. 5.13. Los 5 análisis disponibles muestran nula variación en el número de magnesio (0.7) y variaciones del orden de 0.4pfu en el contenido de  $Al^{vi}$  (22 oxígenos). Estas micas clasifican como flogopitas con contenidos intermedios de aluminio.



**Fig. 5.13.** Espacio composicional de biotitas: Al v/s #Mg. Cruces rojas corresponden a cristales de biotitas de leucogranito de Fiordo Parry. ANN: annita, FLOG: flogopita, SID: siderofilita. Calculado en base a 22 oxígenos.

#### Anfíbolos

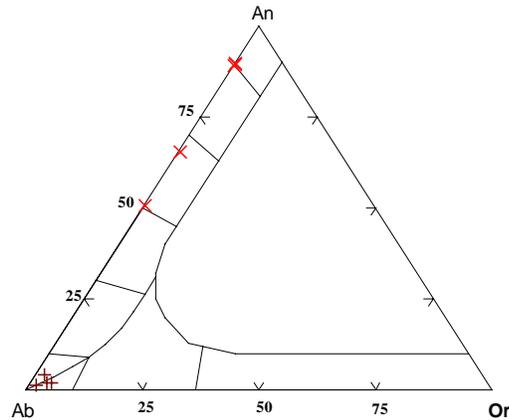
Al igual que para las anfíbolos del basamento, éstas fueron clasificadas utilizando la planilla AMPH-CLASS de Esawi (2004) (ver sección anterior). Según esta clasificación, estas anfíbolos corresponden a magnesio-hornblendas, con números de magnesio ( $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ) entre 0.8 y 1.0pfu, tal como se muestra en el diagrama de clasificación de Leake (1997) en la Figura 5.14. Todos los cálculos se realizaron en base a 23 oxígenos, debido a que se desconoce el contenido de agua, tal como lo sugiere Esawi (2004).



**Fig. 5.14.** Diagrama de clasificación de Leake (1997) para anfíbolos. Cruces rojas muestran anfíbolos de leucogranito en Fiordo Parry (FO-0503). El recuadro inserto corresponde a una ampliación del campo donde plotean estos minerales. Tr: tremolita; Act: actinolita; Tsch: tschermaquitas; los prefijos Fe y Mg corresponden a las variaciones de estos minerales (23 oxígenos).

## Feldespatos

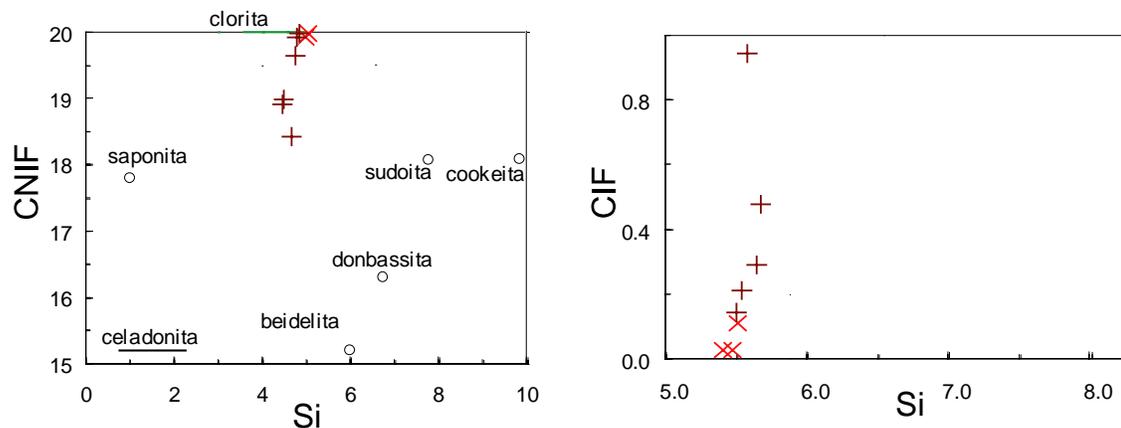
Los feldespatos plagioclasa del leucogranito de Fiordo Parry (FO-0503) corresponden a plagioclasas de amplio rango, encontrándose cristales entre anortita y bitownita, otros de tipo labradorita, y entre labradorita a andesina dependiendo de los cristales. Por otro lado los cristales de plagioclasa analizados de una metadiorita de Fiordo Brookes (FO-0537), corresponden en su totalidad a albitas de casi puras ( $\sim An_{97}$ ) (Fig 5.15).



**Fig. 5.15.** Diagrama de miembros extremos del grupo de los feldespatos de rocas ígneas. Las equis rojas representan plagioclasas de la muestra FO-0503, cruces cafés: FO-0537. An: anortita, Ab: albita; Or: ortoclasa.

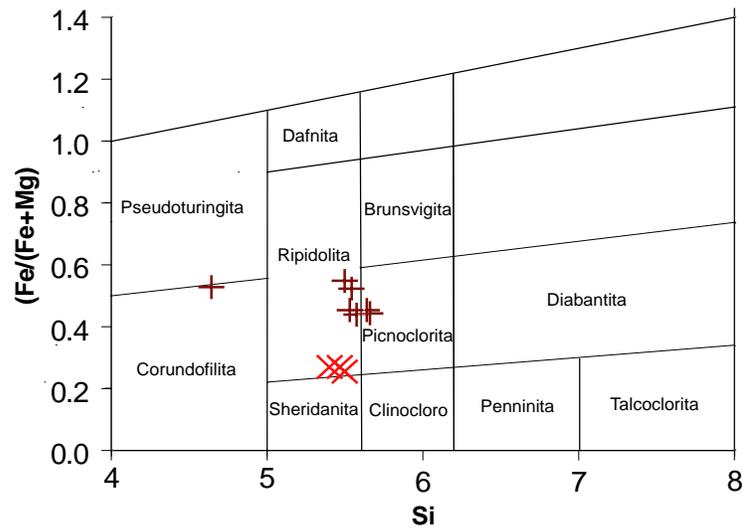
## Cloritas

Los cristales de cloritas analizados para la muestra FO-0503 presentan poca dispersión ploteando en el campo de las cloritas en los diagramas de Shiffman & Fridleifsson (1991) (Fig. 4.16). Las cloritas analizadas para la muestra FO-0537 presenta mayor dispersión en sus análisis mostrando altos contenidos de cationes interfoliares, entre ellos el Ca, con valores que en promedio superan 0.42 pfu. En la Figura 5.15 se aprecia la tendencia composiciones entre saponitas y sudoitas, sugiriendo la presencia de interestratificaciones. Esto se relaciona de buena forma con las observaciones petrográficas, en las cuales estas cloritas presentan entrecrecimientos con otras fases (ver Cap4, Fig. 4.11a,b).



**Fig. 5.16.** Diagramas de Shiffman & Fridleifsson (1991) para cloritas de rocas intrusivas. **a)** cationes no interfoliares v/s Si. **b)** cationes interfoliares v/s Si. Los símbolos son los mismos utilizados en la Figura 5.1.

Los cristales de clorita más puros, pertenecientes al leucogranito FO-0503 clasifican según el diagrama de clasificación de Hey (1954) como ripidolitas, con un bajo número de Fe hacia el campo de las sheridanitas (Fig. 5.17). Por su parte las cloritas menos puras de las muestra metadiorita FO-0537 plotean también en el campo de las ripidolitas, pero más cercano al de las picnocloritas.



**Fig. 5.17.** Diagrama de clasificación de Hey (1954) para cloritas de rocas ígneas. Los símbolos son los mismos utilizados en la figura 4.14.

## CAPITULO 6. GEOTERMobarOMETRÍA

Para los esquistos del CMCD, en particular sobre aquellos extraídos de Fiordo Parry y Bahía Ainsworth, se calcularon temperaturas y presiones de metamorfismo por medio de distintos métodos geotermobarométricos aplicados a distintas mineralogías tales como: *a)* granate-biotita, *b)* granate-muscovita-plagioclasa y *c)* clorita. Este último mineral fue utilizado además, para estimar temperaturas de metamorfismo en algunas rocas de la cobertura volcánico-sedimentaria. Además el contenido de aluminio en hornblenda se utilizó como geobarómetro en rocas intrusivas de Fiordo Parry. Un resumen de estos métodos puede verse en la Tabla 6.1.

**Tabla 6.1.** Métodos Geotermobarométricos empleados

Método	Muestra
T: GB (Holdaway, 2000)	FO-0510, FO-0511
T-P: GB-GBPQ (Wu et al., 2004a, 2004b)	FO-0511
T-P: GM-GMPQ (Wu & Zhao, 2006)	FO-0511
T: Al en cloritas*	FO-0510, FO-0511, FO-0509, FO-0525
P: Al en hornblenda (Schmidt, 1992)	FO-0503

\*calibraciones y autores específicos de este método se verán más adelante.

### 6.1. Geotermómetro granate–biotita (GB)

Para los cálculos de temperatura se utilizó el software GB.exe desarrollado por Holdaway (2000). Según las conclusiones de Holdaway (2000) los parámetros que mejor calibran su geotermómetro corresponden la calibración denominada 5AV, la cual utiliza un modelo de granate promedio (AV) de otros tres modelos previamente publicados: 5BA, 5GA, 5MU. Esta calibración permite obtener temperaturas con errores relativos y absolutos de 15 y 25°C respectivamente (ver más detalles de este modelo en Cap. 3). La calibración 5AV será utilizada en todos los cálculos que siguen.

Las formulas para estimación de temperatura requieren del conocimiento de las razones de  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ . En este trabajo la estimación de hierro férrico fue fijada en todos los casos igual a 3% del  $Fe^t$  en el caso de el granate (Holdaway, com. pers.), e igual a 11.6% del  $Fe^t$  en el caso de la biotita (Guidotti & Dyar, 1991).

Por otro lado, el termómetro GB calcula una temperatura en función de la presión a la cual se producen las reacciones de intercambio catiónico, la que debe ser obtenida por medio de algún geobarómetro independiente. Uno de los más apropiados según algunos autores (Holdaway, 2001; Wu, 2006) es el geobarómetro GASP (granate-aluminosilicato-plagioclasa-cuarzo) recalibrado por Holdaway (2001). Desafortunadamente, este método requiere de la presencia de algún tipo de aluminosilicato en la paragénesis, mineral que está ausente en las rocas aquí estudiadas. En vista de que no se dispone de un valor adecuado para la presión de esta reacción, es que se ha calculado temperaturas para distintas presiones en el rango de 3 a 6Kbar. Aunque arbitrario, este rango de presiones es esperable de acuerdo con la asociación mineralógica mostrada por los esquistos y, más aún, como se verá más adelante, con la química de la mica blanca de una de las muestras (FO-0511).

El esquisto de granate FO-0510 de Fiordo Parry, por su mineralogía y textura, es una de las pocas muestras estudiadas que permite la aplicación del geotermómetro granate-biotita (GB, Holdaway, 2000). Uno de los principales requisitos de este geotermómetro, es que cristales de biotita se encuentren en

contacto directo con cristales de granate, permitiendo así, el intercambio de  $Fe^{2+}$  y  $Mg^{2+}$  entre ambos minerales (Holdaway com. pers.). Tomando en cuenta estas restricciones, 7 análisis de granate y biotita (pares) fueron elegidos como los más apropiados y representativos para los cálculos del geotermómetro empleado (estos análisis pueden verse en el Apéndice D).

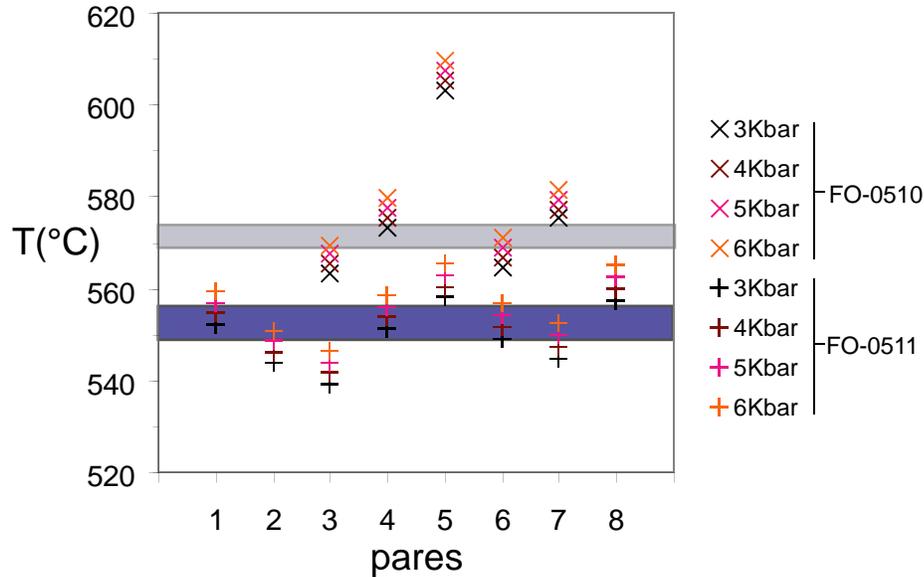
En la Tabla 6.2 y Figura 6.1, se muestran los resultados de las temperaturas calculadas con el geotermómetro GB para los distintos pares granate-biotita (par 1 al 7), y para las distintas presiones. A pesar del bajo número de análisis disponible, es posible reconocer que los mejores análisis (pares 3, 4, 6 y 7) poseen temperaturas similares entre los 563 y 609°C con un promedio de 572.5°C. Las temperaturas más altas obtenidas para los pares 1 y 2, se debe principalmente a errores analíticos de la química mineral, debido a que los análisis fueron efectuados muy próximos al borde de los granos (e.g. granate de par 1, la suma de óxidos alcanza solo el 96.9 %wt, ver Apéndice D). Estos pares (1 y 2) no han sido considerados en el cálculo de la temperatura promedio antes mencionada y no serán tomados en cuenta en futuras discusiones.

Por otro lado, y aunque para el esquisto de granate FO-0511 (misma localidad) no se dispone de análisis de cristales de granate y biotita en contacto, se han seleccionado análisis de estos minerales de la misma sección pulida (pero no en contacto) y han sido combinados aleatoriamente generando 8 nuevos pares granate-biotita. Con estos pares, el termómetro GB (Holdaway, 2000) entrega para esta muestra temperaturas entre 543 y 559°C, con un promedio de 552°C, en el rango de presión estimado de 3 a 6Kbar (Tabla 6.2). En la Figura 6.1 es posible comparar estos resultados con la muestra FO-0510, la que presenta temperaturas un poco superiores (~20°C) pero estrechamente comparables si se toma en cuenta que el error de las temperaturas obtenidas con este método es de este orden.

**Tabla 6.2.** Temperaturas (°C) para pares granate-biotita calculadas con GB de Holdaway (2000).

<b>FO-0510</b>						<b>FO-0511</b>					
Par	N° de análisis grt-bt*	3Kbar	4Kbar	5Kbar	6Kbar	Par	N° de análisis grt-bt*	3Kbar	4Kbar	5Kbar	6Kbar
1	33-32	783.1	785.8	788.5	791.2	1	1-33	552.2	554.6	557.0	559.4
2	35-34	682.0	684.5	686.9	689.4	2	8-33	543.6	546.1	548.5	550.9
3	41-40	563.2	565.3	567.4	569.6	3	55-33	539.0	541.5	543.9	546.3
4	43-42	573.4	575.5	577.6	579.7	4	57-33	551.1	553.6	556.0	558.5
5	48-47	603.0	605.1	607.3	609.4	5	1-37	557.9	560.4	562.9	565.4
6	51-50	564.7	566.8	568.8	570.9	6	8-37	549.1	551.7	554.1	556.6
7	54-53	575.2	577.3	579.3	581.4	7	55-37	544.8	547.3	549.8	552.3
<b>promedio</b>		<b>569.1</b>	<b>571.2</b>	<b>573.3</b>	<b>575.4</b>	8	57-37	557.3	559.8	562.3	564.9
						<b>promedio</b>		<b>549.4</b>	<b>551.9</b>	<b>554.3</b>	<b>556.8</b>

\*La química de estos análisis puede ser consultada en el apéndice D, según número de muestra y número de análisis..



**Fig. 6.1.** Temperaturas para FO-0510 (equis) y FO-0511 (cruces) para cada par gt-bt según termómetro GB (Holdaway, 2000). Se muestran resultados para distintas presiones. Valores promedio se destacan en rectángulo gris para FO-0510 y azul para FO-0511. Todos los cálculos con modelo de granate 5AV de Holdaway (2000). Las temperaturas de los pares 1 y 2 de la muestra FO-0510 plotean fuera del área de este esquema (ver texto).

## 6.2. Geotermómetro granate-muscovita (GM)

Wu et al. (2002) y Wu & Zhao (2006) calibraron un nuevo geotermómetro como una alternativa para rocas metapelíticas sin biotita y/o aluminosilicatos, en cuyo caso no es posible utilizar la termometría GB. Este geotermómetro de granate muscovita (GM) fue calibrado empíricamente y utiliza los mismos parámetros termodinámicos y de intercambio catiónico empleados por Holdaway en su termobarómetro GB-GASP (1997, 2000) otorgándole de esta manera consistencia termodinámica al momento de comparar ambas herramientas (más detalles Cap 3). Para este estudio en particular, y a diferencia del geotermómetro GB, GM puede ser utilizado conjuntamente al barómetro GMPQ (Wu et al., 2004a; ver más adelante), iterando los cálculos hasta hacerlos converger a un punto P-T.

La aplicación directa de este geotermómetro (GM) al esquisto FO-0511 (para FO-0510 no se dispone de análisis de mica blanca), indica temperaturas entre 494 y 520°C con un promedio de 502°C (Tabla 6.3).

## 6.3. Geobarómetro granate-muscovita-plagioclasa-cuarzo (GMPQ).

De manera similar al desarrollo de GM, Wu et al. (2004a) calibraron el geobarómetro granate-muscovita-plagioclasa-cuarzo (GMPQ) (junto a una recalibración de GM) como una alternativa al geobarómetro GASP de Holdaway (2001) para metapelitas libres de aluminosilicatos. Al iterar las temperaturas (GM) junto a este barómetro (GMPQ) la muestra FO-0511 presenta presiones de formación entre los 3360 y 4421bar con un promedio de 4114bar. Es necesario destacar que si bien los minerales utilizados para estos cálculos se encuentran muy cercanos entre sí, no fue posible encontrar las 3 fases en contacto directo.

En síntesis, la termobarometría GM-GMPQ entrega valores promedios para FO-0511 de 502°C y 4.1Kbar. Temperaturas entre 50 a 70°C menores que las entregadas por GB de Holdaway a similar presión (Tabla 6.3 y Fig. 6.2).

#### 6.4. Geobarómetro granate-biotita-plagioclasa-cuarzo (GBPQ) y geotermómetro GB

Wu et al. (2004b) y Wu & Zhao (2006) calibran un nuevo geobarómetro: granate-biotita-plagioclasa-cuarzo (GBPQ). Éste, junto al termómetro GB clásico, son una alternativa al GB-GASP. Con esta nueva herramienta es posible calcular las presiones y temperaturas de manera simultánea iterando los cálculos hasta converger a un punto P-T, a diferencia de los cálculos realizados en el punto 5.1 donde se procedió a calcular temperaturas para distintas presiones arbitrarias.

La aplicación de GB-GBPQ a la muestra FO-0511 entrega valores de temperatura entre 546 a 570°C con un promedio de 559°C, junto a presiones entre 4925 a 5735bar con un promedio de 5472bar (Tabla 6.3).

**Tabla 6.3.** Temperaturas y presiones para FO-0511, calculadas con GM-GMPQ y GB-GBPQ (Wu, 2004a,b, 2006)

GM-GMPQ (Wu & Zhao, 2006)				GB-GBPQ (Wu et al., 2004b)			
Tríos	Nº de Análisis plg-gt-mb	T (°C)	P (bar)	Tríos	Nº de Análisis gt-bt-plg	T (°C)	P (bar)
1	16-1-13	502	4179	1	1-33-16	563	5657
2	16-1-21	508	4202	2	1-33-20	563	5735
3	16-8-13	494	4097	3	1-37-20	570	5751
4	16-8-21	500	4127	4	8-33-16	553	5689
5	20-1-21	508	4274	5	8-37-16	559	5718
6	20-8-21	500	4197	6	55-33-16	546	4925
7	20-8-13	494	4166	7	55-37-54	552	5029
8	54-55-50	490	3360	8	57-33-16	561	5328
9	54-57-50	520	4421	9	57-37-54	568	5418
<b>promedio</b>		<b>503</b>	<b>4114</b>	<b>promedio</b>		<b>559</b>	<b>5472</b>

Por último, con las nuevas presiones encontradas mediante la aplicación de GMPQ y GBPQ se recalcularon las temperaturas para FO-0510 y FO-0511 con el termómetro GB de Holdaway, esta vez para presiones específicas de 4.1 y 5.4Kbar, encontrándose una buena correlación con los métodos aplicados (Tabla 6.4).

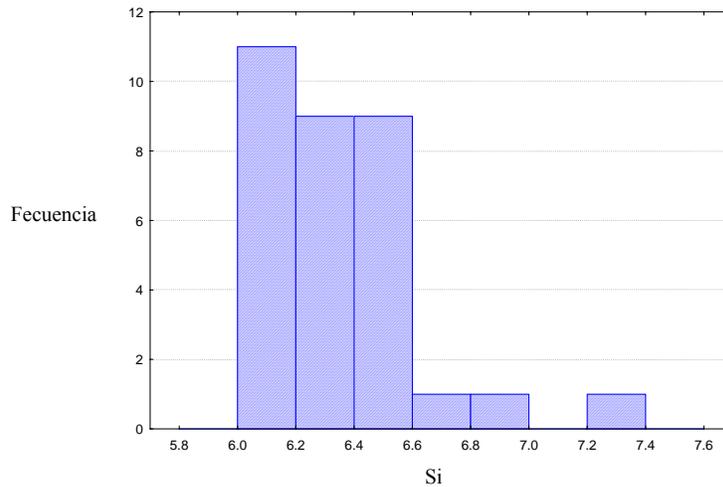
En cuanto a las micas blancas de FO-0511, aquellas seleccionadas para el cálculo de GM-GMPQ poseen valores promedios de Si de 6.15pfu, aunque el promedio de todos los análisis disponibles esta entre 6.36pfu tal como puede verse en el histograma de la Figura 6.2. La dependencia del contenido de sílice en la mica blanca (fengita) con respecto a las variación de presión y temperatura, a sido propuesta como un “geobarómetro de fengita” tal como lo sugieren los resultados de Massonne & Schreyer (1987). Conforme a esto, en el espacio P-T de la Figura 6.3, se han sobrepuesto las isópletas de contenido de sílice para fengitas propuestas por Massonne & Szpurka (1997) con el fin de contrastar los resultados obtenidos por los geotermómetros ya discutidos.

Así, tomando en cuenta las temperaturas entregadas por GM y GB para las muestras, estas fengitas (promedio global) determinan presiones de formación entre 4 y 5.5Kbar, coincidente con los valores

obtenidos por los otros geobarómetros GMPQ y GBPQ. Mayores consideraciones entorno a este y otros aspectos geotermobarométricos serán expuestos en el Capítulo de Discusiones (Cap 6).

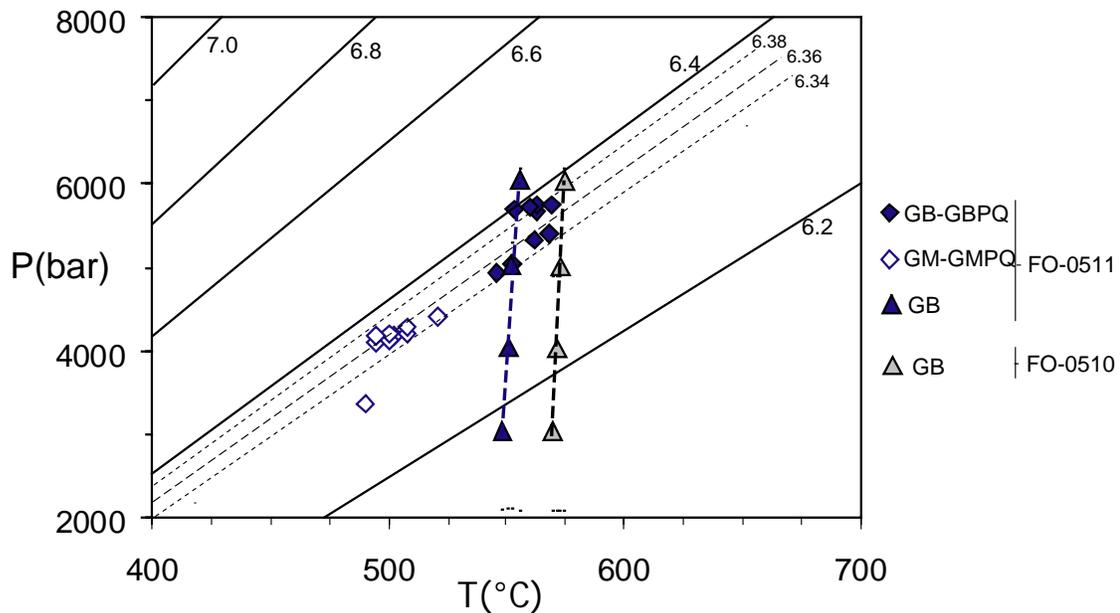
**Tabla 6.4.** Temperatura GB (Holdaway, 2000) recalculadas a partir de nuevas presiones

<b>FO-0510, GB (Holdaway, 2000)</b>				<b>FO-0511, GB (Holdaway, 2000)</b>			
Pares	Nº de Análisis gt-bt	T (4.1Kbar)	T (5.4Kbar)	Pares	Nº de Análisis gt-bt	T (4.1Kbar)	T (5.4Kbar)
3	41-40	566	568	1	1-33	555	558
4	43-42	576	578	2	8-33	546	549
5	48-47	605	608	3	55-33	542	545
6	51-50	567	570	4	57-33	554	557
7	54-53	577	580	5	1-37	561	564
	<b>promedio</b>	<b>578</b>	<b>581</b>	6	8-37	552	555
				7	55-37	548	551
				8	57-37	560	563
				<b>promedio</b>		<b>552</b>	<b>555</b>



**Fig. 6.2.** Histograma de contenido de Si en 'fengita' del esquistó granatífero FO-0511. Del gráfico se desprende un promedio de 6.25pfu para las micas blancas.

En síntesis, los resultados aquí expuestos indican a priori que los esquistos granatíferos de Fiordo Parry, poseen una química mineral que debió ser equilibrada a condiciones de temperatura entre 500°C (GM) y 570°C (GB), y presiones entre de los 4.1Kbar (GMPQ) y 5.4Kbar (GBPQ).



**Fig. 6.3.** Síntesis y comparación de resultados PT para esquistos granatíferos. Las líneas oblicuas y valores asociados representan isópletas para distintos contenidos de Si (pfd) en fengita según Massonne & Szpurka (1997). La línea punteada gruesa (promedio) y las delgadas a cada lado (2<sup>do</sup> cuartil) corresponden a la química de cristales de fengita de FO-0511. Triángulos e interpolación corresponden a temperaturas promedio para distintas presiones (3 a 6Kbar) calculada con GB de Holdaway (2000) en punto 5.1.

## 6.5. Geotermómetro de clorita

Los análisis seleccionados para termometría de clorita corresponden, en lo posible, a los de aquellos granos de clorita más representativos y en particular con bajos contenidos de calcio (< 0.1pfu, para 28 oxígenos), con el fin de asegurar que los cálculos geotermométricos se realicen sobre fases puras y lo más homogéneas posible, sin interstratificaciones de otras fases minerales como esmectitas u otro filosilicato (Bettison & Schiffman, 1988; ver Cap. 4).

Para este estudio se aplicaron los geotermómetros ya clásicos de Cathelieu, 1988 (**CA 88**), y sus modificaciones propuestas por Kranidiotis & MacLean, 1987 (**KM 87**) y Jowett, 1991 (**JO 91**). Los detalles de estos métodos fueron discutidos en el Capítulo 3.

### 6.5.1. Geotermometría de cloritas en esquistos del CMCD.

Se realizaron cálculos de temperatura para los esquistos de anfíbola (FO-0509) y granate (FO-0510, FO-0511) de Fiordo Parry, así como también para un esquisto verde de Bahía Ainsworth (FO-0529).

Al comparar las temperaturas obtenidas por los distintos métodos (Tabla 6.5), es posible notar que los geotermómetros CA 88 y JO 91 entregan valores muy similares, con diferencias de apenas 3 a 9 °C (con  $T(\text{CA } 88) < T(\text{JO } 91)$ ) dependiendo de la muestra con un excelente coeficiente de correlación entre ambos termómetros ( $r^2=0.998$  en promedio). Por otro lado, la calibración de KM 87 entrega valores de hasta 190° C menos con respecto a los otros dos geotermómetros. Dicha diferencia podría deberse principalmente a que el geotermómetro KM 87 fue calibrado utilizando datos de cloritas formadas en medios saturados en aluminio (con presencia de fases aluminicas), condición que parece no ser el caso de las muestras estudiadas, puesto que no se reconocen aluminosilicatos en su mineralogía. De esta manera

resulta probable que las temperaturas obtenidas mediante el geotermómetro KM 87 carezcan de significado geológico, por lo que sus resultados no serán tomados en cuenta en adelante.

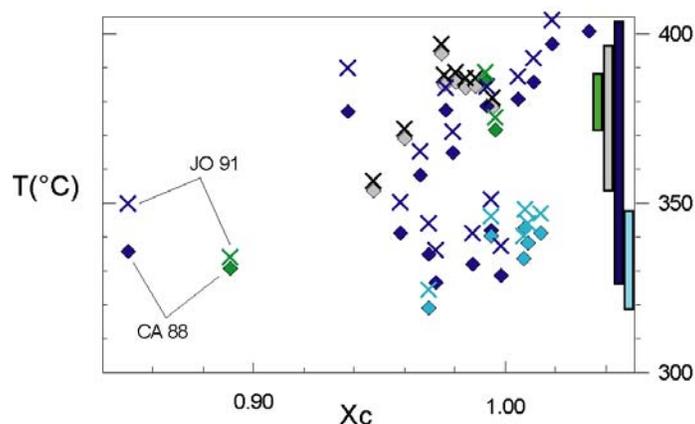
La Figura 6.4 muestra los resultados obtenidos en un gráfico T (°C) v/s X<sub>c</sub>, que permite visualizar las diferencias en el grado de dispersión de las temperaturas obtenidas en las distintas muestras ( $\sigma = 2-16$ , ver Tabla 6.5). Así por ejemplo, la muestra FO-0511 es una de las que presenta mayor dispersión ( $\sigma=16$ ) en las temperaturas de sus cloritas, debido a diferencias composicionales entre estos cristales (desequilibrio?), mientras que las temperaturas para las otras muestras plotean en cúmulos más cerrados.

**Tabla 6.5.** Resumen de temperaturas (°C) para cloritas del CMCD. CA 88: Cathelineau, 1988; KM 87: Kranidiotis & MacLean, 1987; JO 91: Jowett, 1991.

	CA 88 °C	KM 87 °C	JO 91 °C		CA 88 °C	KM 87 °C	JO 91 °C
<b>FO-0509</b>				<b>FO-0511</b>			
Media	<b>378.8</b>	<b>196.8</b>	<b>382.1</b>	media	<b>360.1</b>	<b>202.3</b>	<b>387.2*</b>
máximo	386.0	198.0	388.8	máximo	400.7	219.2	407.9
mínimo	254.1	158.2	259.6	mínimo	326.6	192.0	371.1
$\sigma$ (n=4 (2))	59 (10) <sup>†</sup>	18 (2)	58 (9)	$\sigma$ (n= 16)	26	8	15*
<b>FO-0510</b>				<b>FO-0529</b>			
Media	<b>379.3</b>	<b>196.0</b>	<b>382.2</b>	Media	<b>335.9</b>	<b>187.6</b>	<b>341.8</b>
máximo	394.2	201.1	397.1	Máximo	342.7	189.8	348.5
mínimo	353.6	187.1	356.5	Mínimo	319.1	180.6	324.4
$\sigma$ (n= 8)	13	4	13	$\sigma$ (n= 6)	9	3	9

<sup>†</sup> Toma en cuenta facies con posible esmectita, que dispersan los datos. En paréntesis solo las cloritas s. strc.

\*Media y desviación estándar ( $\sigma$ ) calculada con n= 8, excluyendo a cloritas con #Fe > 0.06 (ver texto).



**Fig. 6.4.** Temperaturas de cloritas para muestras del CMCD en espacio T v/s X<sub>c</sub>. CA 88: Geotermómetro de Cathelineau (1988), JO 91: Jowett (1991). Los colores de las muestras igual que en Fig. 5.9. Las barras verticales de la derecha indican el rango de temperatura de cada muestra para facilitar la lectura.

En conclusión, las cloritas aquí estudiadas presentan temperaturas de formación entre 360 a 380°C para los esquistos granatíferos y anfíbolíticos de Fiordo Parry, y de 335 a 340 °C para los esquistos verdes de Bahía Ainsworth.

### 6.5.2. Cloritas provenientes de la cobertura volcano-sedimentaria.

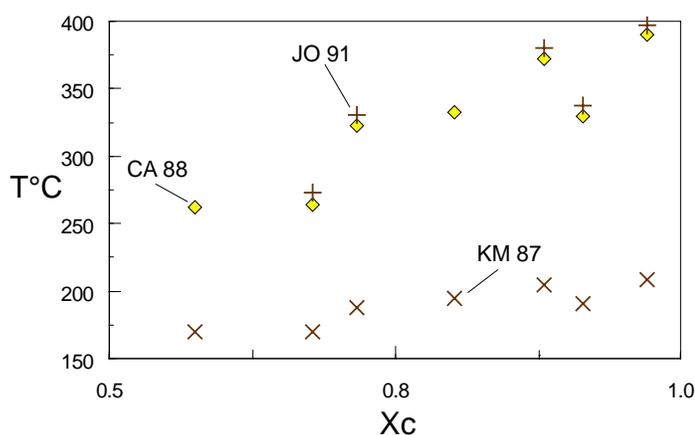
Uno de los principales minerales de metamorfismo desarrollado en las rocas de la cobertura volcano-sedimentaria, corresponden a filosilicatos máficos como cloritas. Pese a esto, un problema en la aplicación de este geotermómetro, es que el desarrollo de clorita no es un evento pervasivo en estas muestras (5% como máximo), lo que se suma a sus tamaños demasiado pequeños, dificultando un correcto análisis de microsonda. Por esto, sólo 8 análisis de cristales de clorita pertenecientes a la muestra FO-0525, considerados como buenos y representativos, fueron seleccionados para los cálculos geotermométricos. Aunque el valor estadístico de las temperaturas calculadas bajo este escenario carece de fortaleza, las temperaturas obtenidas se presentan aquí como primera aproximación y su validez significado será discutido luego.

Como se vio en el capítulo anterior (Cap.5), las cloritas formadas en estas rocas presentan una alta variación composicional variando desde cloritas *s. str.* hacia sudoitas (Fig. 5.10). Recordemos también los valores relativamente altos que poseen algunos cristales de clorita para los cationes interfoliares, en especial de Ca (0.32 pfu, 28 oxígenos), lo que hace muy presumible la existencia de fases interestratificadas dentro de los paquetes de cloritas (Bettison & Schiffman, 1988). De ser esto cierto, los análisis obtenidos vía microsonda electrónica pueden no corresponder a los de clorita *s. str.*, y por ende el cálculo de las temperaturas no será exacto.

La Figura 6.5. y la Tabla 6.5, muestran los valores calculados utilizando los mismos geotermómetros para clorita que en las rocas del basamento (CA 88, KM 87, JO 91).

**Tabla 6.6.** Temperaturas para cloritas de FO-0525 de la cobertura volcano-sedimentaria

	CA 88	KM 87	JO 91
<i>FO-0525</i>			
Media	329.6	190.7	337.7
Máximo	390.3	208.5	396.9
Mínimo	262.6	169.6	271.7
$\sigma(n=8)$	46.8	14.8	46.1



**Fig. 6.5.** Temperaturas para las cloritas de la muestra FO-0525. Los distintos símbolos representan distintos geotermómetros. CA 88: Cathelineau, 1988; Kranidiotis & MacLean, 1987; JO 91: Jowett, 1991. Los resultados que faltan para JO 91 fueron eliminados debido a su alto valor de # Fe (ver texto).

Las temperaturas obtenidas para las cloritas muestran buena correlación para los geotermómetros de CA 88 y JO 91, los que a su vez son mayores, hasta en 250 °C, respecto de KM 87. Los valores promedios obtenidos con los primeros geotermómetros indican temperaturas entre los 330 a 340° C, sin que puedan descartarse los valores entregados por KM 87, los que ampliarían este rango hacia temperaturas aún más bajas.

### 6.5.3. Cloritas de rocas intrusivas.

La muestra FO-0503, leucogranito de biotita, presenta clorita secundaria de tamaño fino a medio. Como en los casos anteriores, el contenido de aluminio de estos cristales fue utilizado para calcular sus temperaturas de formación en base a las distintas calibraciones. Al igual que en ellos el termómetro de KM 87 entrega valores más bajos que los de CA 88 y JO 91. Para estas dos últimas calibraciones los resultados promedios obtenidos muestran temperaturas de 345°C (Tabla 6.7).

**Tabla 6.7.** Temperaturas para cloritas del leucogranito FO-0503

<i>FO-0503</i>			
N° de Análisis	CA 88	KM 87	JO 91
8	340.5	169.3	337.8
9	356.1	175.4	353.6
10	345.7	171.9	343.3
<b>promedio</b>	<b>347.4</b>	<b>172.2</b>	<b>344.9</b>

### 6.6. Geobarómetro de contenido de Al en anfíbola.

Como se explica en el Capítulo 3, existe una relación positiva entre la presión de cristalización y el contenido de aluminio total en hornblenda magmáticas. Esta relación permitió el desarrollo de un geobarómetro consistente, que posee la ventaja de ser independiente de la temperatura. En este trabajo se aplican las calibraciones propuestas por Johnson & Rutherford (1989) y Schmidt, (1992), que en lo sucesivo serán abreviadas como JR 89 y SC 95, respectivamente. Las formulas de estos barómetros pueden ser consultadas en el Capítulo 3 (ecuaciones 14 y 15, respectivamente).

Los resultados de la aplicación directa de los geobarómetros JR 89 y SC 95 a las magnesio-hornblendas de la muestra FO-0503 de Fiordo Parry (leucogranito de biotita y anfíbola, Sitio 2), se muestran en la Tabla 6.8. Las presiones promedio varían entre 3,8Kbar y 5Kbar, dependiendo de la calibración utilizada (JR 89 o SC 95).

Estos valores promedio, no toman en cuenta la presión obtenida con el análisis número 18, debido a que posiblemente este análisis presenta errores analíticos, o al menos no representa el equilibrio químico que registra el resto de los cristales de anfíbola. Este hecho puede verse en directamente en los valores más bajos de aluminio en la tabla inferior, como también en el diagrama de Leake (Cap.5, Fig. 5.13). En aquel diagrama este análisis escapa al resto del grupo hacia valores más altos de sílice, por lo que posiblemente este cristal ha intercambiado cationes de Al por Si.

**Tabla 6.8.** Presiones de magnesio-hornblenda de leucogranito en Sitio 2

N° de análisis utilizado	Al <sup>tot</sup> (pfu)	JR 89 (Kbar)	SC 92 (Kbar)
#13	1.7	3.7	4.9
#14	1.7	4.0	5.3
#18	1.2	1.9	2.9
#23	1.7	3.9	5.1
#27	1.6	3.6	4.8
Promedio*	1.7	<b>3.8</b>	<b>5.0</b>

\*Presión promedio calculada sin datos de análisis #18 (ver texto).  
Aluminio total calculado en base a 23 oxígenos.

## CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN

### 7.1. Sobre el Complejo Metamórfico Cordillera Darwin

Las rocas aquí estudiadas asociadas a este cuerpo geológico, corresponden principalmente a esquistos y filitas predominantemente micáceos, polideformados y en ocasiones fallados. Las asociaciones mineralógicas y sus texturas observadas permiten reconocer un protolito mixto para esta parte del complejo, en el que predominan las rocas sedimentarias pelíticas y clásticas como arenitas y wackas, con intercalaciones de rocas afines a composiciones más básicas. Los análisis de química en roca total realizados por Godoy (1986) en dos esquistos verdes de Bahía Parry, le permitieron concluir que no es posible esperar un protolito de origen magmático para dichas muestras debido a los bajos valores de  $\text{TiO}_2$  (0.28), alto contenido  $\text{Na}_2\text{O}$ , y a los altos contenidos de Ni (96ppm) y Zr (460ppm).

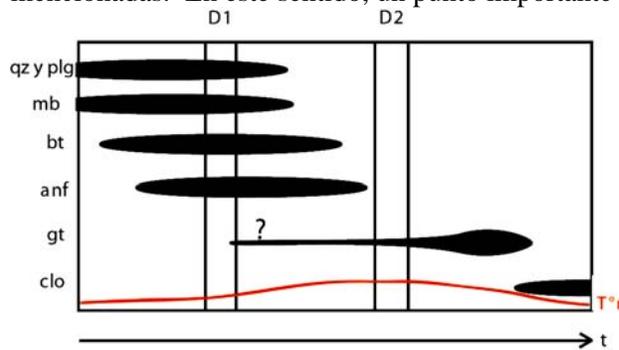
#### En cuanto a las relaciones texturales de los minerales metamórficos

Aunque los minerales estudiados no presentan claras evidencias de desequilibrio, es posible reconocer una cronología en la generación de minerales en base a sus fábricas y otras consideraciones detalladas a continuación (Fig. 7.1). En la mayoría de los tres grupos litológicos principales (Cap. 4, petrografía) es posible encontrar minerales de cuarzo, plagioclasa y epidota que presentan deformación intracristalina, recristalización dinámica y en ocasiones segregación en bandas. Además, es común que los cristales planares y prismáticos como mica blanca, biotita y anfíbola definan fábricas planares y lineares paralelas entre sí que generan una foliación plana (evento D1). En ocasiones esta foliación es deformada mediante pliegues y crenulaciones, por medio de uno o más eventos dinámicos, que otorgan una segunda foliación a la roca (evento D2). Estas evidencias permiten inferir que estos minerales pueden ser considerados como productos de un metamorfismo deformativo (pre- a syn-tectónicos). Los esquistos granatíferos de Fiordo Parry, si bien poseen muchas de estas características, presentan además porfiroblastos de granate que muestran relaciones más afines a un origen tardi- a post-tectónico, al menos post-D1. Tal cronología se desprende de la débil perturbación existente al rededor de los cristales de granate, evidenciando su tardío crecimiento con respecto a micas y otros silicatos durante la fuerte foliación D1. De haber crecido juntos, la foliación debería flexurarse entorno al grano rígido (granate) más fuertemente (Passchier & Trouw, 1996; Manson, 1984).

Otro mineral común en estos esquistos es la clorita, en su mayoría de tipo ripidolita. En los esquistos granatíferos de Fiordo Parry, este mineral se presenta de manera discordante a la foliación plana D1, quedando claro su origen post-tectónico (Fig. 4.6c). Bajo este argumento y debido a que las temperaturas de formación de este mineral son más bajas que las estimadas para el granate (Cap. 6), es muy probable que la clorita se trate de una mineralogía retrograda. Sin embargo es necesario destacar que ni los cristales de granate, ni de biotita muestran signos de reemplazo por clorita. Por otro lado, los esquistos de anfíbola del mismo lugar, presentan cristales de clorita orientados según la foliación principal. Los resultados químicos y termométricos para dichos cristales son muy similares a los cristales de clorita de los esquistos de granate, por lo que posiblemente se trate de la misma generación retrograda de clorita, solo que en esta muestra presentan un crecimiento mimético a la foliación principal. La Figura 7.1 muestra de manera esquemática la cronología relativa para la generación de estos minerales en relación a los eventos deformativos D1 y D2.

La nueva información entregada en este trabajo, más la reportada por trabajos anteriores en la misma zona (Johnson, 1990), indican que existe un aumento del grado metamórfico al acercarse al núcleo de Cordillera Darwin. El hecho de que en el sector centro-sur de esta cordillera existan cuerpos intrusivos asociados a las *suite* Darwin y Beagle, ha llevado a algunos autores (Johnson, 1990) a insinuar una

relación entre este gradiente metamórfico del basamento y la presencia de las rocas intrusivas mencionadas. En este sentido, un punto importante a discutir en base a los nuevos antecedentes aquí



**Fig. 7.1.** Relación entre recristalización/formación de minerales y eventos deformativos D1 y D2 en el tiempo. La línea roja representa la variación de temperatura de manera relativa ( $T^{\circ}r$ ) en base a las mineralogías formadas.

entregados, es si el aumento del grado metamórfico, en especial la aparición de esquistos portadores de granate, corresponde al desarrollo de distintas zonas de un metamorfismo regional prógrado, o bien al resultado de un metamorfismo de contacto sobre impuesto.

La posibilidad de que estos cristales de granate crecieran a partir de un calentamiento debido a los intrusivos cercanos es aquí cuestionada y se propone desecharla en base a los siguientes argumentos:

- a) La química de los granates aquí estudiados muestran una leve zonación química con un aumento del componente almandino hacia sus bordes, un rasgo común en granates generados en rocas pelíticas en un metamorfismo regional prógrado (Deer, 1992).
- b) Esquistos de anfíbola, prácticamente del mismo sitio de extracción de los esquistos de granate, presentan una química de sus cristales de anfíbola similar a otras reportadas unos 13Km más al norte por Johnson (1990) (tschermaquita vs. ferropargasita), indicando que no poseen relación con los cuerpos plutónicos, ni se han desequilibrado posteriormente con su intrusión.
- c) La barometría en cristales de magnesio-hornblenda para un leucogranito de Fiordo Parry (*suite Darwin*) indica presiones cristalización (y por ende de emplazamiento) de 5kbar. Esta evidencia descarta de inmediato a estos cuerpos como una posible fuente de calor, debido a que a estas profundidades el calor que aporta un plutón a su roca de caja es prácticamente imperceptible.
- d) Por último, el CMCD en la vertiente sur de Cordillera Darwin presenta facies de alta anfíbolita (Kohn, 1995 entre otros), indicando que al menos en esta parte el complejo alcanzó y superó en grado metamórfico la zona de granate. Aún más, en Bahía Pía (Fig. 1.1) se reconocen cristales de granate de origen claramente tectónico (cristales con inclusiones en espiral; J. Álvarez, com. pers., 2006.) por lo que no parece necesario buscar un *input* de calor para explicar su aparición.

### **Sobre los resultados de geotermobarometría para el CMCD.**

Los cálculos de presión y temperatura para los esquistos de granate de Fiordo Parry indican temperaturas en el rango de 500 a 600°C y presiones entre 4,1 a 5,4Kbares dependiendo del método aplicado (Fig. 6.3). Estos cálculos de presión-temperatura representan las condiciones a las que se alcanza el equilibrio para el intercambio catiónico ente los minerales involucrados en cada geotermobarómetro. De esta manera dichos valores deben ser considerados mínimos si consideramos que el intercambio catiónico puede continuar posterior al peak metamórfico.

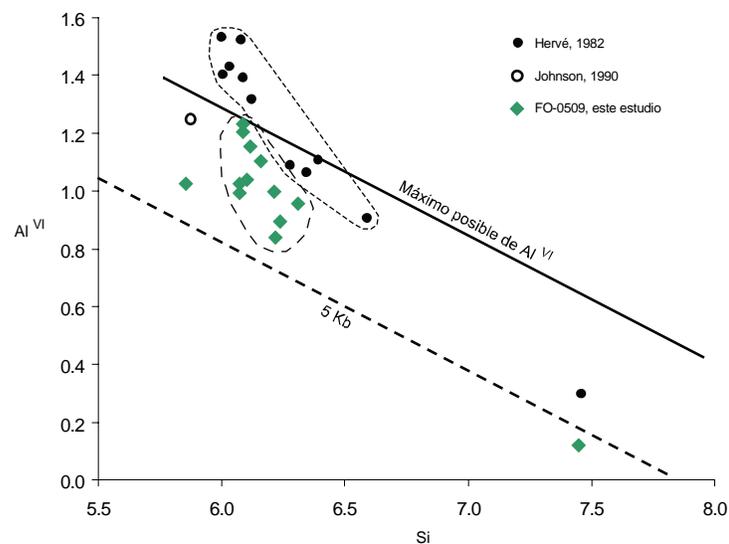
El amplio rango de condiciones PT entregado por los distintos geotermobarómetros puede explicarse por los siguientes motivos:

a) Errores analíticos. Los cálculos termobarométricos fueron realizados con química mineral obtenida en distintos laboratorios, hecho que podría traducirse en diferencias en los cálculos realizados. Por otro lado es posible que existan diferencias composicionales reales en los cristales de granate de una y otra muestra, tal como lo sugieren sus distintas texturas, las que reflejan distintas velocidades de crecimiento de los granos.

b) Estimación de hierro férrico. El termómetro GB utiliza las estimaciones de hierro recomendadas por Holdaway (2000) que mejor ajustan su calibración. A diferencia, la calibración del GM-GMPQ depende de la razón  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  de la mica blanca, valor que depende a su vez de la fugacidad de oxígeno. Debido a la presencia de ilmenita en estas rocas, condiciones de fugacidad de oxígeno relativamente bajas son esperables, por lo que para estos cálculos se ha asumido un 0% de  $Fe^{3+}$  para la mica blanca (modelo A de Wu & Zhao, 2004a). Aunque esto no sea cierto, el error introducido por esta estimación no es suficiente para explicar las diferencias de hasta 80°C y 1.5kbar obtenidos con los otros métodos. Así, al considerar un 50% de  $Fe^{3+}$  para estas micas (modelo B de Wu & Zhao, 2004a), las temperaturas aumentan como máximo en 30°C y las presiones en 500bar.

c) Diferencias en las tasas de difusión de cationes. Este argumento es probablemente el de mayor peso. En general, si consideramos que el granate es tardi-tectónico y la biotita y mica blanca syn-tectónicos, entonces parece claro que las temperaturas obtenidas carecen de significado si estos minerales no se han reequilibrado por completo (intercambio catiónico incompleto). El mismo argumento es válido en la aplicación del geobarómetro GMPQ. Aún más, los cristales de mica blanca utilizados en los cálculos de GM-GMPQ no están en contacto directo con los cristales de granate, por lo que diferencias en las tasas de difusión de los cationes pueden explicar el origen de las diferencias de presión y temperatura.

Al comparar el rango de presión obtenido con estos métodos (4,1 a 5,4Kbar) con las presiones obtenidas a partir del diagrama de Raase (1974) para anfíbolos metamórficos de la Figura 7.2, vemos que los cristales del esquisto de anfíbola FO-0509 plotean sobre la línea de los 5Kbar. Esta presión mínima, se relaciona de buena manera con las estimadas para los esquistos granatíferos por medio de los geobarómetros GBPQ y de Si en fengita cuando se consideran temperaturas de 550 a 580°C entregadas por el geotermómetro GB de Holdaway.



**Fig. 7.2.** Diagrama de Raase (1974). Se muestran análisis de tschermaquitas del CMCD de Fiordo Parry, comparados con ferropargasita reportada por Johnson (1990) y anfíbolos del sector sur de Cordillera Darwin reportadas por Hervé (1982)

En síntesis los resultados de los métodos expuestos descartan los valores más bajos obtenidos a partir del geotermobarómetro GM-GMPQ, acotando las variables intensivas del *peak* metamórfico al rango 550-580 ± 25°C y 5 a 5.5 ± 1.2Kbar.

Para el leucogranito asociado a la *Suite Beagle* en Fiordo Parry, se obtuvieron presiones de cristalización en hornblenda entre 3.8 ± 0.5 y 5 ± 0.6kbar según se utilice la calibración de Johnson & Rutherford (1989) o la de Schmidt (1992) respectivamente. Estas presiones son levemente menores a las obtenidas para el CMCD aunque muy similares si se considera la magnitud del error asociado a estos métodos. Es posible entonces que la intrusión de este cuerpo ocurriera simultáneamente al momento en que el basamento alcanzaba su *peak* metamórfico. Según esto la edad relativa asignada para dicho intrusivo debería ser revisada.

### **En cuanto a los grados metamórficos alcanzados.**

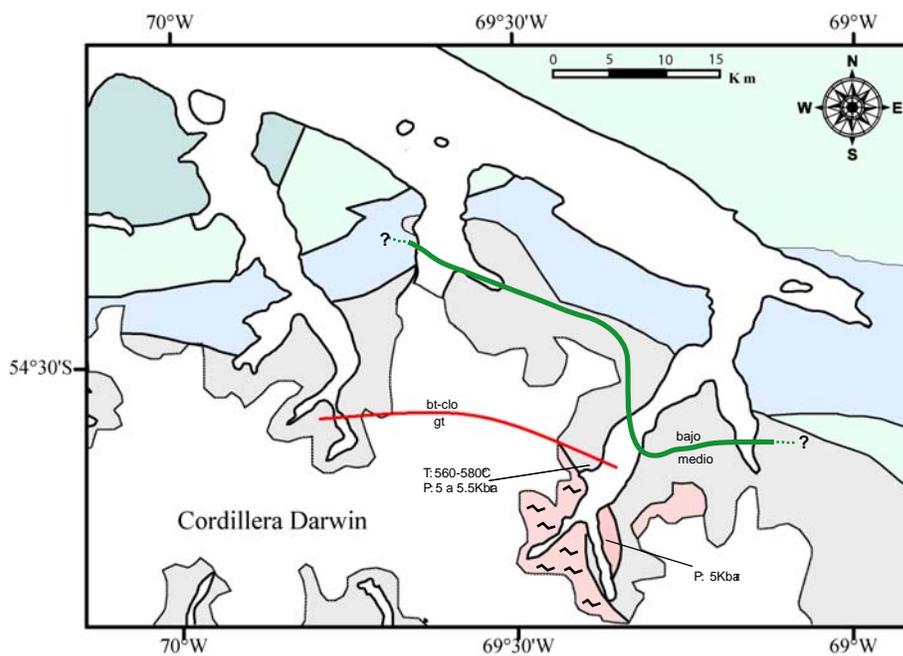
En cuanto a los grados metamórficos registrados en las rocas del CMCD aquí estudiadas, es posible reconocer al menos dos grupos de rocas con grados metamórficos distintos.

El grupo de más alto grado metamórfico corresponde a los afloramientos de esquistos de granate y de anfíbola, representados por las rocas estudiadas al interior de Fiordo Parry (FO-0509/10/11). Los resultados termobarométricos y asociación mineralógica observada indican un metamorfismo de grado medio en facie anfíbolita 'baja'. En particular, la presencia de plagioclasa de composición intermedia An<sub>25</sub> a An<sub>30</sub> y el desarrollo de zoicita, es considerado como propio de los comienzos de este grado (Winkler, 1979).

Adicionalmente los de esquistos de granate y anfíbola en Fiordo Finlandia descritos por Johnson (1990), podrían ser incluidos en este grupo de rocas en facie anfíbolita.

El segundo grupo corresponde a aquellos esquistos y filitas de clorita, mica blanca, epidota de más amplia distribución. Estas rocas registraran un metamorfismo de bajo grado, en base a las mineralogías mencionadas. El esquisto verde de Bahía Ainsworth analizado (FO-0529) presenta cloritas con razones de Fe/Mg intermedias, además de plagioclasa sódica casi 100% albita. La química de estos minerales es acorde al metamorfismo de bajo grado (Winkler, 1979).

La Figura 7.3, muestra la distribución de estas zonas metamórficas, insinuando además la ubicación de una isógrada muy aproximada de aparición de granate (“granate-*in*”).



**Fig. 7.3.** Distribución de los grados metamórficos del CMCD. La línea verde separa las zonas de metamorfismo de bajo grado y grado medio, indicadas como “bajo” y “medio” respectivamente. La línea roja representa la ubicación muy aproximada de la isógrada *granate-in*. Las litologías son las mismas que en la Figura 4.1, aunque con colores más atenuados para mejor contraste.

## 7.2. Sobre la cobertura volcano-sedimentaria

A escala mesoscópica, la cobertura volcano-sedimentaria depositada en discordancia sobre el CMCD, presenta pliegues y foliaciones penetrativas producto de un metamorfismo deformativo que si bien es intenso está lejos de obliterar las estructuras originales. Este metamorfismo afecta tanto a rocas de la Formación Tobífera como de la Formación La Paciencia, indicando que la deformación debió perdurar al menos hasta el Neocomiano. Las características de esta deformación de alto *strain*, se manifiesta en la foliación de la matriz de muchas rocas y en la deformación de algunos clastos de conglomerados (cuarzos y líticos) los que presentan formas oblatas con sus ejes mayores contenidos en el plano de foliación.

A escala microscópica, las muestras estudiadas presentan deformaciones intracristalinas que afectan principalmente a los cristales de cuarzo con extinción ondulosa, desarrollo de subgranos de borde e internos, bordes con solución por presión, entre otros; los cristales de calcita presentan maclas de deformación y en algunos casos presencia de feldespatos con extinción ondulosa, aunque en su mayoría con un comportamiento frágil. En la mayoría de los casos la recrystalización de cristales relictos de cuarzo es común, en ocasiones de manera poligonal de alto empaquetamiento. Este tipo de deformación, aunque depende de las tasas de *stress/strain*, ocurren a temperaturas del orden de los 300°C (Passchier & Trouw, 1996).

Junto a esta deformación, estas rocas presentan desarrollo de mica blanca y filosilicatos en metadominios como matriz o bien reemplazando a algún mineral detrítico.

Los cristales de clorita analizados en una metarenisca de Puerto Demonio (FO-0525), muestran composiciones similares a las del basamento (ripidolitas) aunque con mayor dispersión. Al tratar de discriminar entre un origen diagenético vs. metamórfico para estos cristales, éstos caen en campos intermedios. Por otro lado, los cálculos termométricos para un reducido número de cristales de clorita en esta misma muestra, indican temperaturas de formación del orden de 260 a 270°C, sin descartar la posibilidad de que estas temperaturas puedan estar distorsionadas por la eventual presencia de interlaminações criptocristalinas de otras fases en los cristales de clorita analizados.

## CAPITULO 8. CONCLUSIONES

En Cordillera Darwin afloran tres cuerpos geológicos principales: Un basamento metamórfico denominado Complejo Metamórfico Cordillera Darwin (CMCD), una secuencia de rocas estratificadas volcano-sedimentarias que comprende formaciones del Jurásico al Neocomiano y rocas intrusivas pertenecientes a las *suite* Darwin y Beagle de edades Jurásico superior y Cretácico superior, respectivamente. Para el CMCD se han reportado protolitos principalmente sedimentarios que han alcanzado facies de alta anfíbolita con presencia de cianita, sillimanita, estaurolita, entre otros minerales de alto grado. Estos elevados grados metamórficos son registrados en esquistos del sector sur de Cordillera Darwin, mientras que en la vertiente norte de esta cordillera, el basamento presenta asociaciones mineralógicas que definen grados metamórficos menores (Kohn et al., 1995).

En la zona de estudio, vertiente norte de Cordillera Darwin, el basamento metamórfico presenta esquistos y filitas principalmente micáceos formados a partir de protolitos mixtos predominantemente sedimentarios. A este basamento metamórfico cristalino le sobreyace, en clara discordancia angular, una cobertura mesozoica, en parte metamorfozada correlacionada a las Formación Tobífera del Jurásico superior, Formación La Paciencia del Cretácico inferior y Formación Cerro Matrero del Cretácico superior (Johnson, 1990, Klepeis, 1994, Cunningham, 1993). Por último, en la zona de estudio es posible reconocer cuerpos plutónicos asociados a ambas *suites* graníticas las que intruyen al basamento.

Respecto a la naturaleza y condiciones de formación de estas rocas, en este trabajo se concluye lo siguiente:

Las rocas asociadas al CMCD entre Fiordo Brookes y Fiordo Parry registran un metamorfismo prógrado cuyo gradiente aumenta de norte a sur, desde Seno Almirantazgo hacia el núcleo del orógeno. Consecuentemente, los afloramientos de este basamento pueden ser separados en dos grupos según sus grados metamórficos alcanzados (Fig. 7.3). El primero de ellos agrupa esquistos y filitas grises y verdes que registran un metamorfismo de bajo grado, en que neominerales como cuarzo, mica blanca, clorita, epidota, y en menor proporción, biotita son frecuentes. El segundo grupo de rocas registra un metamorfismo de alto grado, en facie de anfíbolita. Estos esquistos, ubicados al interior de los fiordos Parry y Brookes, presentan minerales como granate, anfíbola, biotita, mica blanca, zoicita, plagioclasa y cuarzo en distintas proporciones. En especial la aparición de granate puede ser utilizada como mineral índice para trazar de manera muy aproximada una isógrada de *granate-in*, la que separa una zona de biotita-clorita hacia el norte y una zona de granate hacia el sur de esta línea. (Fig. 7.3).

Los resultados de presión y temperatura obtenidos a partir de varios métodos geotermobarométricos aplicados en minerales de los esquistos de granate en Fiordo Parry, indican que el *peak* metamórfico se alcanzó a condiciones de entre 550-580  $\pm 25^\circ\text{C}$  y de 5 a 5.5  $\pm 1.2\text{Kbar}$ . Estos valores se relacionan perfectamente con el contenido de aluminio en cristales de anfíbola y de sílice en la mica blanca. Este grupo de rocas, presenta además abundante clorita (ripidolita) retrógrada, cuyos contenidos de aluminio indican temperaturas de formación de unos 360 a 380 $^\circ\text{C}$ .

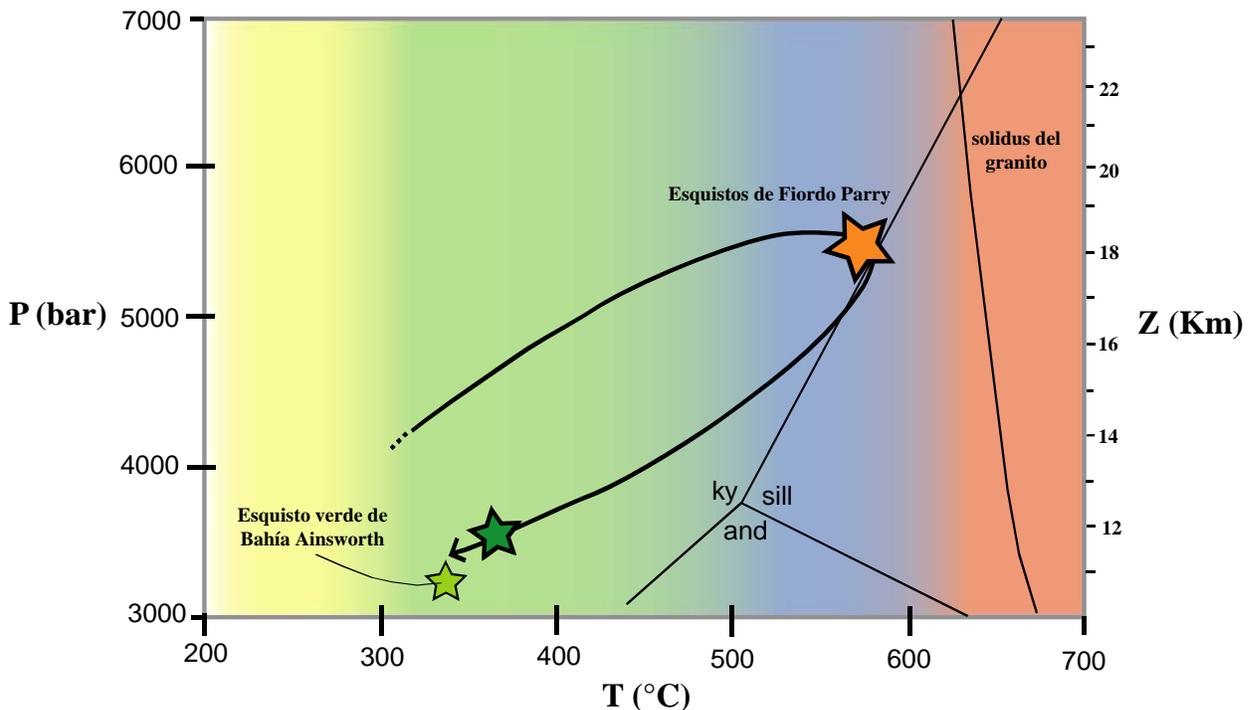
Para las rocas de bajo grado metamórfico se desconocen las condiciones de presión temperatura del *peak* metamórfico, aunque para aquellas rocas ubicadas en Bahía Ainsworth, éste debió alcanzar como mínimo temperaturas entre 336 y 342 $^\circ\text{C}$ , según lo demuestra la termometría de clorita.

Las condiciones de presión-temperatura alcanzadas por los esquistos de Fiordo Parry durante el *peak* metamórfico permiten estimar una profundidad de formación de 18Km si se considera una corteza

granítica típica ( $2.7\text{gr/cm}^3$ ) y un gradiente de presión promedio de  $0.3\text{Kbar/Km}$ . Dicha profundidad implica un gradiente de temperatura de  $32^\circ\text{C/Km}$  para la corteza Jurásico-Cretácica (Fig. 8.1).

Las rocas pertenecientes a la cobertura volcano-sedimentaria por su parte, han sido afectadas por un metamorfismo el cual presenta variaciones en la intensidad de su deformación y de las nuevas fases formadas. De esta cobertura, las rocas cercanas a la base local de Formación Tobífera corresponden a las más estudiadas. Las condiciones de presión y temperatura para estas rocas poseen un menor control comparado con las del CMCD, en parte, debido a la escasez de minerales metamórficos apropiados para cálculos termobarométricos. Pese a esto, en base a consideraciones petrográficas en cuanto a minerales neoformados y tipo de deformación, es posible situar este metamorfismo como transitivo entre el muy bajo grado y el bajo grado. En particular, las temperaturas registradas por cloritas de una metarenita de Bahía Ainsworth determinan temperaturas de  $280^\circ\text{C}$ .

Respecto a las rocas intrusivas, se pudo determinar por medio del contenido de aluminio total en hornblenda, presiones de cristalización de  $5\text{Kbar}$  para los plutones no deformados asociados a la *suite* Beagle que afloran en Fiordo Parry. Si se considera que esta unidad intruye al CMCD, entonces estas presiones indican que el momento de intrusión es coetáneo al *peak* metamórfico del CMCD o levemente posterior. De ser esto cierto, y considerando las edades para la *suite* Beagle ( $85\text{Ma}$  en U-Pb, Mukasa et al., 1988) existen dos posibilidades: 1) el CMCD y el intrusivo mencionado se debieron enfriar y descomprimir muy rápidamente desde su intrusión, para permitir el cierre del sistema Ar/Ar en muscovita a los  $73\text{Ma}$  (Grunow et al., 1992). 2) Otra posibilidad es que las edades para el leucogranito de Fiordo Parry estén mal asignadas, implicando que este no formaría parte del evento magmático Cretácico superior representado por la *suite* Beagle, sino a un evento anterior.



**Fig. 8.1.** Trayectoria PT para esquistos del CMCD. La estrella naranja indica condiciones PT para el *peak* metamórfico calculado para los esquistos de Fiordo Parry. La estrella verde oscuro indica condiciones PT retrógradas estimada para las mismas muestras, en base a termometría en clorita y presión estimada con fines esquemáticos, a partir de gradientes de temperatura  $32^\circ\text{C/Km}$ , y presión  $0.3\text{Kbar/Km}$ . Se muestra además condiciones mínimas para el *peak* metamórfico de los esquistos verdes de Bahía Ainsworth en base a termometría de clorita y gradientes mencionados. Curvas de estabilidad de aluminosilicatos son mostradas como referencia (modificado de Holdaway & Mukhopadhyay, 1993), al igual que solidus mínimo del granito (Winkler, 1979). Los colores del fondo indican los campos de metamorfismo de muy Bajo grado (amarillo), Bajo Grado (verde), Grado Medio (azul), y granulita (rojo), dichos límites modificados de Winkler (1979).

## REFERENCIAS

- Baraldo, A., Rapalini, A., Tassone, A., Lippai, H., Menichetti, M. y Lodolo E. 2002.** Estudio paleomagnético del intrusivo del cerro hewhoepen, Tierra del Fuego, y sus implicancias tectónicas. Actas del XV Congreso Geológico Argentino.
- Barwick, J., García, F. y Gonzales, E. 1951.** *Geology of the Lago Blanco – Lago Chico – Lago Lynch area, Tierra del Fuego.* Archivo técnico, Enap. Inédito.
- Berman, R.G., Aranovich, L.Y. 1996.** *Optimizad estándar state and solution propeties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, and illmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>.* Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 126, p. 1-24.
- Bettison, L.A., Shiffman, P. 1988.** *Compositional and structureal variations of phyllosilicates from the Point Salt ophiolite, California.* The American Mineralogist, v.73, p. 62-76.
- Cathelineau, M., Nieva, D. 1985.** *A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system.* Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 91, p. 235-244.
- Cathelineau, M. 1988.** *Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature.* Clay Minerals, v. 23, p. 471-485.
- Céspedes, S. 1971.** *Estudio geológico de la zona de Cabo Nariz y Tierra del Fuego.* Informe técnico, ENAP.
- Cortés, R., & Valenzuela, H. 1960.** *Estudio Geológico del área Lago Blanco-Hito XIX-Monte Hope (porción central de Tierra del Fuego).* Informe inédito ENAP.
- Cunningham, W.D. 1993.** *Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline.* Tectonics, v.12, n.1, p.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, p.197-229.
- Darwin, C. 1846.** *Geological observations on South America,* London.
- De Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J.L. 1993** *Chlorite geothermometry. A review.* Clays and clay minerals, v. 41, p. 219-239.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1992.** *An Introduction to the Rock Forming Minerals.* 2<sup>nd</sup> Edition. Longman. p. 32-45.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Rossello, E.A. 1997.** *Magellan Strait:Part of a Neogene rift system.* Geology, v. 25, n. 8, p. 703-706.
- Droop, G.T.R. 1987.** *A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria.* Mineralogical Magazine, V. 51, p. 431-435.
- Esawi, E.K. 2004.** *An Excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphiboles based on the 1997 recommendations of the International Mineralogical Association.* Computers & Geosciences, v. 30, pp. 753-760.

- Essene, E.J., Peacor, D.R. 1995.** *Clay mineral thermometry-A critical perspective.* Clays and clay minerals, v. 43, p. 540-553.
- Ferry, J.M. and Spear, F.S. 1978.** *Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet.* Contributions to Mineralogy and Petrology, 66, 113–117.
- Ganguly, J., Cheng, W., Tirone, M. 1996.** *Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, and optimized model, and thermometric applications.* Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 126, p. 137-151.
- Gessmann, C.K., Spiering, B., and Raith, M. 1997.** *Experimental study of the Fe-Mg exchange between garnet and biotite: Constraints on the mixing behavior and analysis of the cation-exchange mechanisms.* American Mineralogist, 82, 1225–1240.
- Ghent, E.D., Stout, M.Z. 1981.** *Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages.* Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 76, p. 92-97.
- Godoy, E., 1986.** *Die Entwicklung des Gondwana\_Randes in Chile wahrend des Palaozoikums unter besonderer Berucksichtigung der geotektonische Stellung der Metavulkanite.* Tesis de Doctorado. Universidad de Munster, pp 70.
- Grunow, A.M., Dalziel, I.W.D., Harrison, T.M., Heizler, M.T. 1992.** *Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: New data from the Antartic Peninsula and southernmost Andes.* Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 1497-1514.
- Guidotti, C.V. & Dyar, M.D. 1991.** *Ferric iron in metamorphic biotite and its petrologic and crystallochemical implications.* American Mineralogist, v. 76, p. 161-175.
- Halpern, M. 1973.** *Regional geochronology of Chile South of 50°S Latitude.* Geological Society of America, Bulletin, Vol. 84, p. 2407-2422.
- Hervé, F., Nelson, E., Kawashita, K. and Suárez, M. 1981.** *New isotopic ages and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, southernmost Chilean Andes.* Earth Planet. Sci. Lett., 55, p. 257-265.
- Hervé, F. 1982.** *Condiciones de formación de complejos metamorficos chilenos a partir de la química de anfíbolos en metabasitas.* III Congreso Geológico Chileno, T. 2, p.D-93, D-115
- Hervé, M., Suárez, M. and Puig. 1984.** *The Patagonian batholith S of Tierra del Fuego, Chile: Timing and tectonic implications.* J. Geol. Soc. London. 141, p. 909-917.
- Hervé, F., Godoy, E., MPodozis, C. y Fanning, M. 2004.** *Monitoring magmatism of the Patagonian batholith through the U-Pb SHRIMP dating of detrital zircons in sedimentary units of the Magallanes Basin.* En: Actas, GEOSUR International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the ScotiaArc and the Antarctic Peninsula, J. Carcione, F.Donda, E.Lodolo (editores), Bolletino di Geofísica teorica ed applicata, v. 45, n 2, p. 113-117.
- Hey, M.H. 1954.** *A new revision chlorites.* Mineralogical Magazine, v. 30, p. 277-292.

- Holdaway, M.J., Lee, S.M. 1977.** *Fe–Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations.* Contributions to Mineralogy and Petrology v. 63, p. 175–198.
- Holdaway, M.J., Mukhopadhyay, B., Dyar, M.D., Guidotti, C.V., Dutrow, B.L. 1997.** *Garnet-biotite geothermometry revised: New Margules parameters and a natural specimen data set from Maine.* American Mineralogist, v.82, p. 582-595.
- Holdaway, M.J. 2000.** *Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer.* American Mineralogist, v. 85, p. 881-892.
- Holdaway, M.J. 2001.** *Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclases activity models and versions of the garnet- biotite geothermometer.* American Mineralogist, v. 86, p. 1117-1129.
- Johnson, C. 1990.** *Antecedentes estratigráficos de la rivera sur del seno Almirantazgo.* Memoria de Título, Universidad de Chile. Inédito.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J. 1989.** *Experimental calibration of the aluminium-in-horblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks.* Geology, v.17, p. 837-841.
- Jowett, E.C. 1991.** *Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer.* GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstract, v.16, p. A62.
- Katz, H. 1973.** *Contrast in tectonics evaluation of orogenic belts in South-east Pacific.* Journal of the Royal Society of New Zealand, v. 3, p. 1195-1213.
- Klepeis, K. 1994.** *Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile.* Tectonics, v.13, n.4, p.882-904.
- Klepeis, K., Austin, J.A. 1997** *Contrasting styles of superimposed deformation in the southernmost Andes.* Tectonics,v.16, n.5, p. 755-776.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M and Dalziel, W.D. 1995.**  *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile.* Journal of Metamorphic Geology, v.13, p.251-270.
- Kraemer, P.E. 2003.** *Orogenic shortening and the origin of the patagonian orocline (56°S.Lat).* Journal of South American Earth Sciences, v.15, p.731-748.
- Kranck, E.H. 1932.** *Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego,* Acta Geogr., Soc. Geogr. Fennic, 4(2), 1-231.
- Kranidiotis, P., MacLean, W.H. 1987.** *Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec.* Economic Geology, V. 82, p. 1898-1911.
- Leake, B.E., Woollet, A.R., Arps,C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev. 1997.** *Nomenclature of Amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names.* Canadian Mineralogist 35 (1), 219-246.

- Manson, R. 1984.** *Textbook of petrology. Volumen 3. Petrology of Metamorphic Rocks.* George Allen & Unwin Ltd. Segunda edición.
- Massonne, H.J., Schreyer, W. 1987.** *Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz.* Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 96, p. 212-224.
- Massonne, H.J., Szpurka, Z. 1997.** *Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the system K<sub>2</sub>O-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O.* Lithos, v.41, p.229-250.
- Mpodozis, C., Ramos, V. 1989.** *The Andes of Chile and Argentina.* En: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. and Reinemund, J.A. editors, 1989. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources; Houston, Texas, Circum-Pacific Council for energy and Mineral resources. Earth Science Series, v.11.
- Mukasa, S., Brueckner, H.K., Dalziel, I.W.D. 1988.** *Zircon U-Pb constraints on the kinematic evolution of the northern Scotia Arc:* Geological Society of America Abstract with Programs, v. 20, p. A12.
- Mukhopadhyay, B., Holdaway, M.J., Koziol, A.M. 1997.** *A statistical model of thermodynamic mixing properties of Ca-Mg-Fe<sup>2+</sup> garnets.* American Mineralogist, v. 82, p. 165-181.
- Nelson, E.P., Dalziel, I.W.D., Milnes, A.G. 1980.** *Structural geology of the Cordillera Darwin collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes.* Eclog. geol. Helv. n. 73, p. 727-751.
- Nelson, E.P. 1982.** *Post Tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: evidence from fission track geochronology and closing temperature-time relationships.* Geological Society of London, v.139, p.755-761.
- Newton, R.C., Haselton, H.T. 1981.** *Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz geobarometer.* In: Newton, R.C., Navrotsky, A., Wood, B.J. editores. Thermodynamics of minerals and melts. New York: Springer, p.131-147.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R. 1998.** *The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province.* Journal of Volcanology and Geothermal Reserch, v. 81, p. 113-136.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J. 1996.** *Microtectonics.* Ed. Springer. Segunda edición. p.289.
- Perchuk, L.L. and Lavrent'eva. 1983.** *Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite.* En: Saxena, S.K., Ed., Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Advances in Physical Geochemistry, 3, p. 199-239, Springer, New York.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans., B.W., Doolan, B.L. 1984.** *Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory.* In: Veblen, D.R., Ribbe, P.H., Eds. Reviews in Mineralogy. v.9B: Amphiboles: Petrology and Experimental phase relations. Mineralogical Society of America. p. 1-227
- Raase, P. 1974.** *Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism.* Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 45, p. 231 a 236.

- Robertson, S. 1999.** *BGS Rock Classification Scheme, Volume 2, Classification of metamorphic rocks.* British Geological Survey Research Report, RR 99-02.
- Rossello, E. 2005.** *Kinematics of the Andean sinistral wrenching along the Fagnano-Magallanes fault zone (Argentina-Chile Fuegian foothills).* 6<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, extended Abstracts: 623-626.
- Rossmann, G.R. 1984.** *Spectroscopy of Micas.* In: Bailey, S.W. *Reviews in Mineralogy v. 13: Micas.* Mineralogical Society of America. v. 13, pp. 145-181. ¿?
- Schmidt, M.W. 1992.** *Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer.* *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, p. 304-310.
- Schiffman, P., Fridleifsson, G.O. 1991.** *The Smectite to Chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir Geothermal Field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigation.* *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, p. 679-696.
- Schumacher, J.C. 1991.** *Empirical ferric iron corrections: necessity, assumptions, and effects on selected geothermobarometer.* *Mineralogical Magazine* 55 (1), 3-18.
- SERNAGEOMIN. 2002.** *Mapa Geológico de Chile, Escala 1:1.000.000.* Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica n.75.
- Stern, C.R., De Wit, M.J. 2003.** *Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin.* Publicado en Dilek, Y. & Robinson P.T., 2003. *Ophiolites in the Earth History.* Geological Society, London, Special Publications, 218, p.665-683.
- Stout, J.H., 1972.** *Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Tidemark, Norway.* *Journal of Petrology* 13 (1), 99-145.
- Thompson, A.B. 1976.** *Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase reactions.* *American Journal of Science* 276, 425-454.
- Weaver, C.E., Broekstra, B., 1984.** *Illite mica.* In: Weaver, C.E. (Ed.), *Shale-Slate Metamorphism in the Appalachians* Developments in Petrology, vol. 10, p. 67-97.
- Wiewiora, K., Weiss, J. 1990.** *Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition II: The Chlorite group.* *Clay minerals*, v. 25, p. 83-92.
- Winkler, H.G.F. 1979.** *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer, 5ta Edición. pp.348
- Wu, C.M., Wang, X.S., Yang, C.H., Geng, Y.S., Liu, F.L. 2002.** *Empirical garnet-muscovite geothermometry in metapelites.* *Lithos* v. 62, p. 1-13.
- Wu, C.M., Zhang, J., Ren, L.D. 2004a.** *Empirical garnet-muscovite-plagioclase-quartz geobarometry in medium- to high- grade metapelites.* *Lithos*, v. 78, p. 319-332.
- Wu, C.M., Zhang, J., Ren, L.D. 2004b.** *Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium-to high-grade metapelites.* *Journal of Petrology*, v. 45, n. 9, p.1907-1921.
- Wu, C.M., Cheng, B.H. 2006.** *Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks.* *Lithos*, v. 89, p. 1-23.

**Wu, C.M, Zhao, G. 2006.** Recalibration of the garnet-muscovite (GM) geothermometer and the garnet-muscovite-plagioclase-quartz (GMPQ) geobarometer for metapelitic assemblages. *Journal of Petrology*, v.47, n. 12, p.2357-2368.

## APÉNDICE A

Abreviaciones utilizadas en el texto.

ab =	albita
alm =	almandino.
an =	anortita
and =	andradita
anf =	anfíbola
bt =	biotita
clo =	clorita
cpx =	clinopiroxeno.
ep =	epidota.
esf =	esfeno
fel-K=	feldespato potásico
gro =	grosularia
gt =	granate
hb =	hornblenda
hem =	hematita
msv =	muscovita
plag =	plagioclasa
px =	piroxeno.
py =	piropo
qz =	cuarzo
ser =	sericita
sp =	espesartina
tit =	titanita.
tsch =	tschermaquita.
uv =	uvarovita
zoi =	zoicita

# APÉNDICE B

## Ubicación de Sitios

Sitio	Ubicación	Coordenadas	
		N	W
1	Caleta Stanley	54°26'36,2"	69°14'51,5"
2	Brazo SE de Fiordo Parry	54°40'07,0"	69°21'46,1"
3	Sur de Bahía Parry	54°38'3,9"	69°23'25,1"
4	Norte de Bahía Parry	54°36'29,3"	69°22'
5	Frente a Bahía Blanca	54°30'50,6"	69°15'23,1"
6	Frente a Bahía Blanca	54°29'58,9"	69°14'57,1"
7	Sur de Caleta Stanley	54°28'42,8"	69°12'14,6"
8	Ca. María	54°25'46,1"	69°00'17,1"
9	Pto. Demonio	-	-
10	Pto. Demonio	-	-
11	Puerto Vuelta	54°25'41,4"	69°31'48,9"
12	Puerto Vuelta	54°25'41,4"	69°31'48,9"
13	Pta. Caimán	-	-
14	Norte de Pto. Demonio	54°22'40,7"	69°37'26,6"
15	Isla Alta	54°16'26,5"	69°54'47,2"
16	Norte de Bahía Kairamo	54°22'23,2"	69°56'42,9"
17	Fiordo Presidente Relander	54°27'38,8"	69°50'56,8"
18	Norte de Pto. Malo	54°23'47,8"	69°52'31,8"
19	Frente a Bahía Blanca	-	-
20	Centro de Fiordo Parry, orilla W	-	-
21	Centro de Fiordo Parry, orilla E	-	-
22	Punta entre Fiordo Parry y Bahía Blanca	-	-
24	Entrada Presidente Relander, orilla SE	-	-

# APÉNDICE C

## Descripciones Petrográficas

Se describen a continuación las observaciones petrográficas en corte transparente de las rocas extraídas del flanco norte de Cordillera Darwin (FO-05xx, 05xx, 6/x, 132, 133). Todos los nombres de las rocas y su nomenclatura en el sentido de Robertson (1999).

### FO-0501

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 1.

Roca grano lepidoblástica. El dominio granoblástico está compuesto principalmente por cuarzo el que se presenta en dos dominios en la roca: porfiroclastos de cuarzo (26%; 1.2mm prom.) y cuarzo en mosaico (49%). Los primeros presentan bordes regulares, encontrándose algunos cristales euhedrales hexagonales. El mosaico de cristales de menor tamaño posee bordes irregulares. En ambos dominios se observa extinción ondulosa. Entre estos granos se observa además cristales de calcita anhedral relleno intersticios (15%) alcanzando los 3mm en algunos casos mostrando maclas levemente deformadas.

#### **Metavolcanoclástica.**

Asociación: qz + cal

Facies: bajo grado

Protolito: roca volcanoclástica ácida.

### FO-0502A

**Unidad y ubicación:** Suite Darwin. Sitio 2.

Textura pórfiro-grano-lepidoblástica. La roca posee un 15% de porfiroclastos de hasta 5mm (2mm prom.), entre cuarzos (6%), feldespatos (7%) y plagioclasa (2%) inmersos en una matriz cuarzo-micácea. Comunes son los porfiroclastos de cuarzo de pocas inclusiones, sin extinción angulosa y fuertes embahiamientos de bordes suaves, en general tienden a ser euhedrales. Las plagioclasas presentan maclado polisintético en ocasiones deformado y numerosas inclusiones de mica blanca, mientras que el feldespato (accesorio) posee abundantes inclusiones de mica blanca y en ocasiones desarrolla exsolución vermicular de cuarzo (mirmequitas). La matriz por su parte, se compone de un mosaico cuarzo de bajo empaquetamiento y mica blanca en pequeños cristales. El dominio lepidoblástico consiste en bandas de mica blanca y menor biotita café-verdosa, las que otorgan foliación a la roca. Estas bandas son flectadas por en torno a los porfiroclastos, desarrollando además sombras de presión entre los granos, y sobre la matriz. En estas zonas crecen grandes cristales elongados de calcita, cuarzo, biotita y mica blanca, crecimiento que en ocasiones recuerdan un *boudinage*.

#### **Ortoneis de mica blanca y biotita**

Asociación: qz + mb + feld-K + bt.

Facies: bajo grado

Protolito: granitoide

### FO-0503:

**Unidad y ubicación:** Granitos Beagle. Sitio 2

Roca holocristalina, equigranular (0.8mm prom.), hipidiomórfica, leucocrática, e isótropa. El cuarzo (10%) se presenta embahiado y de bordes irregulares. El feldespato potásico (40%) en ocasiones desarrolla delgadas bandas ondulosas de exsolución, y al igual que las plagioclasa (40%) se encuentra muy alterado. Los minerales máficos (10%) corresponden en su mayoría a biotita de gran tamaño (1mm)

café-rojizo, encontrándose además clorita (5%) de colores verde anómalo y en menor proporción anfíbola subhedral (<1%).

**Granito de biotita leucocrático**

Asociación primaria: qz + plag + feld-K + bt + (anf)

Asociación secundaria: clo

**FO-0504:**

**Unidad y ubicación:** Basamento Metamórfico. Sitio 2.

Textura grano-lepidoblástica. Esta roca presenta en general granulometría muy pequeña (0.1mm prom.), aunque algunos porfiroclastos de cuarzo alcanzan los 0.7mm. El dominio granoblástico se compone de cuarzo (35%) y feldespato plagioclasa (menor) en agregados de bajo empaquetamiento. Poseen bordes irregulares y los cristales más grandes parecen redondeados. No poseen extinción ondulosa. La biotita (50%) de color de interferencia rosado y verde da foliación a la roca de manera discreta. En este mismo dominio se observa mica blanca (3%). Se observan cristales de calcita (15%) creciendo diseminada y en cerrados agregados (0.8mm), en ocasiones junto a cuarzo. Circón detrítico fracturado (5%, 0.25mm) colores de interferencia fucsias altos y algunos azules y amarillentos.

**Esquisto de biotita**

Asociación: qz +bt + ser + cal.

Facies: esquisto verde

Protolito: pelítico a psamítico.

**FO-0504\***

**Unidad y ubicación:** Granitos Darwin. Sitio 2.

Roca holocristalina, isótropa, leucocrática. Se compone de cristales equigranulares (0.8-1mm) de feldespato potásico (40%), plagioclasa (30%), cuarzo (10%). Ambos tipos de feldespatos presentan casi en su totalidad exsoluciones vermiculares y gráficas de cuarzo (mirmequitas). Estos feldespatos se encuentran fuertemente alterados a sericita. Algunos de ellos aún conservan sus maclas distintivas (tartran, albita, respect.). En general son anhedrales y carecen de orientación preferencial. Entre estos cristales se encuentra clorita (10%) de forma irregular de hasta 0.5mm, de fuerte pleocroismo a verde intenso al igual que sus colores de interferencia. Algunos de estos cristales presentan un hábito radial. Además es posible se observa anfíbola y epidota. Estas últimas generalmente crecen asociadas a las cloritas. Mica blanca accesoria (0.1mm).

**Granito de anfíbola hololeucocrático.**

Asociación: qz + feld-K + plag + (anf)

Secundaria clo + mb + (ep)

Facies: bajo grado

**FO-0507**

**Unidad y ubicación:** Dique. Sitio 3.

Roca Holocristalina, anisótropa, inequigranular. Se compone principalmente de biotita y anfíbola. Las primeras (50%) son de gran tamaño (1.8mm máx. y 0.2mm prom.) y variados colores de interferencia y se les ve entrecrecidas con clorita. La anfíbola (40%) posee forma prismática típica, en general subhedral, e incluso anhedral creciendo entre los demás granos, posee bajo pleocroismo al verde y color de

interferencia bajo en el gris y amarillo pálido. Estos minerales dan una foliación muy penetrativa a la roca.

**Dique básico de biotita y anfíbola.**

Asociación primaria: bt + anf + qz

**FO-0508**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 4.

Textura grano-nematoblástica. El dominio granoblástico de esta roca (65%) se compone principalmente de cuarzo en pequeños cristales (0.05mm prom.), aunque algunos llegan hasta los 0.6mm. Poseen un alto grado de recristalización poligonal de alto empaquetamiento, con bordes regulares mostrando recristalización poligonal leve a moderada especialmente los más pequeños y no presentan extinción ondulosa. La anfíbola (30%) es subhedral entrecrecida con cuarzo lo que les da un aspecto irregular. Posee tamaño máximo de 1mm (0.5mm prom.) y son fuertemente pleocroicas al verde con colores de interferencia amarillo pálido y más fuertes de segundo orden. Algunos de estos cristales de anfíbola crecen con hábito fibroso y colores bajos. Se observa biotita accesoria asociada a opacos. Diseminada en la roca existe clorita (10%) de color azul y café anómalo. Los minerales opacos alcanzan hasta el 5%, son anhedral y se encuentran diseminados.

**Esquisto de anfíbola**

Asociación: qz + anf + clo + (bt)

Facie: anfibolita

Protolito: pelita

**FO-0509**

**Unidad y ubicación:** Basamento Metamórfico. Sitio 4.

Roca grano-nematoblástica. Se compone principalmente de cuarzo y anfíbola. Se encuentra foliada y plegada. El dominio granoblástico está constituido por cuarzo (60%) en dos grupos principales, uno muy fino (<0.01mm) y otro más grueso (0.4mm). Ambos se encuentran segregados en bandas y plegados. Pese a estar deformados presentan extinción ondulosa leve. Los cristales más grandes poseen bordes irregulares, mientras que los más pequeños parecen tener una mayor recristalización, mostrando empaquetamiento regular y más poligonal. Se observan porfiroblastos (0.5mm prom.) de anfíbola (35%) euhedral, un poco fracturada de color de interferencia de primer y segundo orden. En menor proporción se observa mica blanca (4%) y biotita (1%) en pequeños cristales. Escasa clorita azul oscura entre granos.

**Esquisto de anfíbola.**

Asociación: qz + anf + mb + (bt) + (clo)

Facie: anfibolita

Protolito: roca básica

**FO-0510**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 4.

Roca porfido-lepidoblástica. La foliación de esta roca está dada por mica orientada. Posee abundante biotita (40%) muy pleocroica, de incolora a café. Entre las bandas de biotita se intercalan algunos cristales de sericita (a veces en aglomerados) y menor mica blanca. El cuarzo y el feldespato potásico aparecen anhedral y con bordes embahados. Posee además esfeno el que comúnmente se encuentra en contacto con biotita. Cristales de granate alcanzan el 2% y en general aparecen euhedral y libre de inclusiones, los cristales más desarrollados alcanzan los 5mm. Estos porfidoblastos no deforman

mayormente a la envoltura lepidoblástica, por lo que se les considera como tarditectónicos. Existe además zoicita en pequeños cristales prismáticos con bordes negros y pequeños puntitos opacos a su alrededor, son de color de interferencia gris a azul de primer orden. En todo el corte es posible reconocer clorita post-tectónica la que corta la foliación de manera casi perpendicular, de hábito fibroso presentando pleocroismo de incoloro a verde claro y colores de interferencia anómalo gris oscuro, cuando se encuentra en contacto con biotita la clorita corta a este último mineral.

**Esquisto de granate-biotita y zoicita.**

Asociación: qz + bt + gt + mb + esf + zoi

Asociación retrograda: clo

Facies: anfibolita.

Protolito: roca pelítica.

**FO-0511**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 4.

Roca pórfido-lepidoblástica. El dominio lepidoblástico está dado por biotita y mica blanca, mientras que el dominio porfidoblástico está compuesto por granate (5%). Los minerales del primer dominio se encuentran segregados formando bandas de mica orientada y bandas de cuarzo en mosaico de grano medio. Los cristales de granate se presentan diseminados en la roca alcanzando tamaños de 0.5mm. Estos cristales parecen estar levemente rotados, pero parecen ser tarditectónicos según la relación de estos con la matriz poco flexurada que les envuelve. Existe clorita en toda la roca cortando las bandas de mica por lo que se infieren un origen post-tectónico, aunque algunas crecen en el sentido de la foliación.

**Esquisto de granate- biotita**

Asociación: qz + mb + bt + grt

Asociación retrograda: clo

Facies: anfibolita.

Protolito: roca pelítica.

**FO-0512**

**Unidad y ubicación:** Dique. Sitio 4.

Roca holocristalina, equigranular (0.5mm), anisótropa. Se compone de abundante anfíbola tipo hornblenda (85%) y plagioclasa (15%). La anfíbola, es subhedral, pleocroica verde y posee alto color de interferencia. Algunas se ven sucias (posible alteración). La plagioclasa en general es irregular (subhedral), con maclado polisintético y no muestran signos de alteración más que una leve seritización.

**Dique Anfibolítico.**

Asociación: anf + plag

**FO-0513**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 4.

Roca grano-nematoblástica. El dominio granoblástico se compone de cuarzo (60%) el que se distribuye en forma de mosaico en la matriz y en bandas donde alcanza mayor tamaño (0.5mm). Estos granos poseen bordes medianamente regulares y recristalización. Las bandas de cuarzo se encuentran plegadas. Los cristales de anfíbola (30%) son pleocroicos de incoloro a verde musgo, la mayoría euhedral alcanzando 1mm (máx.), de pocas inclusiones y se encuentran fuertemente orientadas. Junto a ellas y

también en el sentido de la foliación crecen cristales de biotita (4%) de unos 0.1mm y fuerte color de interferencia. Los cristales opacos (5%) son en general pequeños y anhedrales.

**Semipelita de anfíbola**

Asociación: qz + anf + bt

Facies: anfíbolita

Protolito: roca básica

**FO-0514**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 4.

Roca granoblástica. Se compone principalmente de cuarzo y anfíbola. El cuarzo (85%) se presenta en dos dominios: el primero muy pequeño y entrecrecido con anfíbola y el segundo (más importante) se compone de grandes cristales de hasta 1.2mm (0.7mm prom.). Ambos dominios se encuentran segregados en bandas. En general presentan baja extinción ondulosa, bordes irregulares, aunque los cristales de mayor tamaño son más regulares y elongados formando *ribbons* en ocasiones plegados. La anfíbola (15%) se desarrollan principalmente fuera de estos *ribbons*, entre los cuarzos de ambos tamaños, pero en especial, entre los más pequeños donde se desarrolla euhedral (0.3mm).

**Esquisto de anfíbola**

Asociación: qz + anf.

Facies. Anfíbolita

Protolito: roca básica

**FO-0515**

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 6.

Metarenisca conglomerádica. El componente detrítico de esta roca corresponde a cristales y líticos, encontrándose cuarzo, feldespato potásico, fragmentos menores de plagioclasa, además de clastos volcánicos, metamórficos y vítreos. Algunos de los cristales de cuarzo se encuentran recristalizados en mosaicos. La matriz de esta roca se encuentra foliada presentando mica blanca la que crece en pequeñas fibras y láminas. Se reconocen también cristales de clorita (1%) azul en la matriz y junto a las bandas de mica blanca. Epidota y titanita accesoria.

**Metarenisca**

Asociación metamórfica: qz+(ep)+ mb + clo

Facies: esquisto verde o menor

Protolito: volcánico arenita.

**FO-0516A:**

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 6.

En este corte se observa un clasto de gran tamaño junto a una pequeña porción de matriz. Esta última es similar a la descrita para la muestra anterior. El clasto decimétrico corresponde a una granodiorita de anfíbola. Los minerales de este clasto se encuentran muy alterados presentando una importante sericitización y cloritización. Además se observan algunos cristales de circón subhedral. Otros clastos menores corresponden a fragmentos sedimentarios y volcánicos andesíticos redondeados. La matriz presenta algunos cristales detríticos de cuarzo y calcita, además de pequeños cristales de clorita. Abundantes bandas de solución por presión.

**Metaconglomerado**

Asociación en clasto ígneo: ser + clo

Asociación en matriz: cal + clo

Facies: bajo grado

Protolito: conglomerado polimíctico

**FO-0518:**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 5.

Roca grano-lepidoblástica. El dominio granoblástico presenta cuarzo (70%). Los minerales que dan la foliación son principalmente micas blanca (20%) y clorita (10%). Los cristales de cuarzo se encuentran deformados en el sentido de la foliación, poseen bordes irregulares, algunos incluso (los más grandes) muestran bordes aserrados y subgranos de bordes, en general presentan extinción ondulosa. Las micas se segregan en delgadas bandas, a veces crenuladas, las que dan foliación a la roca. Es posible reconocer abundante circón (3%) y esfeno (5%) detrítico, en su mayoría redondeados.

**Esquisto micáceo.**

Asociación Mineralógica: qz + mb + clo

Facies: esquisto verde o menor

Protolito: roca pelítica.

**FO-0519**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 5.

Roca grano-lepidoblástica. Se compone principalmente de cuarzo y mica blanca. El cuarzo (50%) constituye el dominio granoblástico con cristales en mosaicos apretados aunque de bordes irregulares. Aunque poseen distintos tamaños dominan los granos pequeños (<0.1mm) y de extinción ondulosa. La mica blanca (50%) se presentan en toda la roca pero a menudo se segrega en gruesas bandas (1 a 2mm). En general los cristales de mica blanca son pequeños y forman bandas plegadas internamente, en conjunto con bandas negras de minerales muy finos.

**Esquisto micáceo.**

Asociación Mineralógica: qz + mb

Facies: bajo grado

Protolito: roca pelítica.

**FO-0521**

**Unidad y Ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 7.

Brecha volcánica milonítica. Posee porfiroclastos (20%) de cuarzo los que han recrystalizado y forman sombras de presión de cuarzo. La matriz de la roca es principalmente cuarzo (15%), mica blanca (25%) y clorita (5%), estas últimas orientadas y en ocasiones formando bandas que definen la foliación. La clorita presenta fuerte pleocroísmo de verde pálido a verde musgo y color azul a gris. Se observa además esfeno alterado a epidota en la matriz (1%), la que parece estar asociada con la mica blanca. Se observan cristales de calcita (25%), entre porfiroclastos y en la matriz.

**Protomilonita volcanoclástica.**

Asociación mineralógica: qz + mb + clo + ep + cal

Facies: esquisto verde

Protolito: roca volcanoclástica

**FO-0522****Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 7.

Brecha volcánica milonítica. Duplicado de muestra FO-0521. Similar pero esta presenta menor cantidad de clorita, el resto de los minerales no presenta mucha diferencia. La foliación está dada por mica blanca la que parece más sucia. El cuarzo de grano fino es común encontrarlo recrystalizado.

**Protomilonita volcanoclástica.**

Asociación: qz + mb + clo + ep

Facies: esquisto verde

Protolito: roca

**FO-0523****Unidad y ubicación:** Fm Tobífera. Sitio 8.

Riolita. Roca porfírica. Se compone principalmente de cuarzo, plagioclasa (menor). El cuarzo se presenta como cristales de gran tamaño (2mm), fracturados y en ocasiones con embahiamientos. Los feldespatos de menor tamaño se encuentran alterados mostrándose con aspecto sucio a Nícoles paralelos, mientras que los cuarzoes están fracturados. En estos cristales es común encontrar sericita, epidota y posible prehnita y calcita. La masa fundamental es casi vítrea con cuarzo y feldespato potásico en mosaicos finos. La plagioclasa presenta macla de albita. Esta roca casi no presenta foliación.

**Riolita porfírica.**

Asociación primaria: qz + feld-K + plag

Asociación secundaria: qz + mb + ep + preh?

Facies: esquisto verde

**FO-0524****Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 9.

Arenisca gruesa. Los detritos corresponden a líticos y cristales que en conjunto alcanzan al 80%. Los líticos (25%) son fragmentos de roca metamórfica foliada de baja esfericidad y redondeado algunas de hasta 1cm (1.5mm prom.). Los cristales son cuarzo, feldespato potásico (algunos recrystalizados) y plagioclasa con maclado polisintético (30, 10, 15%, respectivamente). La matriz de esta roca es muy fina, en ocasiones no reconocible. Posee dos foliaciones principales, la primera de estas se forma por mica blanca y es de carácter continua. Es posible reconocer además prehnita y sericita en los granos feldespáticos y en la matriz.

**Metarenisca.**

Asociación: qz + (mb) + seri + preh

Facies: prehnita pumpellyita

Protolito: Arenisca conglomerádica.

**FO-0525****Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 9

Metarenisca. Compuesta principalmente por cristales detríticos y matriz (no se reconocen líticos). Los cristales que la componen son en general anhedrales y corresponden a cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa con maclado simple (albita). La matriz posee cuarzo y/o feldespato muy irregulares de bordes

poco nítidos. La mayoría de estos cristales presenta extinción ondulosa y láminas de deformación. En esta matriz es posible reconocer entre los granos microlitos de plagioclasa orientados y pequeños cristales de cuarzo irregular y estirado en matriz casi vítrea. La matriz presenta mica blanca y clorita en pequeños cristales, ambas diseminadas formando bandas insipientes. Los cristales detríticos como el feldespato potásico se encuentran alterados a mica blanca. Estos últimos crecen en agregados de cristales aciculares truncados, radiales. Otro mineral común es el esfeno (<1%) el cual aparece en secciones rómbicas, este mineral aunque se le encuentra en toda la roca, posee una mayor abundancia en los cristales de feldespatos en direcciones de clivaje y en sus bordes. No presenta foliación notoria.

**Metarenisca.**

Asociación: qz + mb + seri + preh + clo.

Facies: muy bajo grado

Protolito: arenisca cuarzo feldespática

**FO-0526**

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 10.

Metainimbrita. Esta roca posee mayor cantidad de matriz. Los cristales de cuarzo poseen numerosas inclusiones de cuarzo que cristalizan en amígdalas. Algunas de estas inclusiones parecen recristalización del cuarzo. Es común el amplio desarrollo de calcita con maclas de deformación en la matriz de la roca o bien los cristales de feldespato. Como accesorio ocurre epidota y cristales de esfeno. Se reconoce mica blanca la que ocasionalmente crece en cristales de gran tamaño (0.2mm). La matriz posee una leve foliación dada por las micas. Posee algunos líticos (1%) metamórficos de textura granoblástica, con cuarzo deformado y abundante mica blanca ambos en sentido de la foliación.

**Metainimbrita**

Asociación: qz + calc + ep + mb + esf

Facies: esquisto verde

Protolito: roca piroclástica.

**FO-0528**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 11.

Textura lepidoblástica. La roca posee granulometría muy fina (< 0.05). Se compone principalmente de mica blanca orientada, la que se presenta diseminada en la roca. Los cristales más pequeños (los más abundantes) son color amarillo a gris claro, mientras que los más grandes (0.3mm) presentan colores de interferencia de mayor orden. Aunque en un solo lugar se observa una banda de mica blanca en banda (1mm). Entre estos cristales de mica blanca crecen cristales de clorita anhedral de colores de interferencia café y azul anómalos, los que en ocasiones forman bandas cortas y estrechas (0.5mm máx.). Se observan opacos pequeños, anhedrales.

**Esquisto verde micáceo.**

Asociación: mb + clo

Facies: bajo grado.

Protolito: roca pelítica

**FO-0529**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 11.

Roca grano-lepidoblástica de grano muy fino. No se reconoce mineralogía primaria más que algunos cristales de plagioclasa fracturados (0.5mm), de macla polisintética y alteración a sericita. El dominio lepidoblástico ocurre en bandas muy plegadas de minerales oscuros (clorita fina) además de la común aparición de biotita (10%), clorita orientada y cristales de epidota (20%) bien desarrollados formando bandas. La matriz de esta roca está compuesta por minerales similares a los de las bandas pero de menor tamaño. En ambos dominios se aprecia prehnita, calcita, clorita.

**Esquisto verde micáceo rico en epidota**

Asociación: qz + bt + mb + preh + cal + clo + ep

Facies: bajo grado

Protolito: roca psamítica

**FO-0530**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 12.

Roca grano-lepidoblástica. El dominio granoblástico se compone de cuarzo, posible feldespato potásico, plagioclasa y epidota. En general el cuarzo es pequeño y de bordes irregulares. Existen porfiroclastos de cuarzo (1%) y feldespato (4%) de sección poligonal tendiendo a ser euhedral. Esta roca se presenta foliada y crenulada por un mineral amarillo similar a la mica blanca pero sin extinción a puntitos. Otros minerales como esfeno, zoicita (20%) y clorita café-azulosa se encuentran diseminados.

**Esquisto de zoicita**

Asociación: zoi + clo + preh + esf + qz

Facies: muy bajo grado

protolito

**FO-0531**

**Unidad y ubicación:** Fm. La Paciencia. Sitio 13.

Arenisca. De textura granoblástica, esta roca se compone principalmente de cuarzo detrítico (40%) los que en su mayoría poseen una textura de recrystalización de empaquetamiento variable. Algunos de estos minerales poseen bordes irregulares y embahados unos con otros por solución por presión. Otros presentan mayor empaquetamiento con recrystalización poligonal. Entre estos minerales y en menor cantidad se observa mica blanca (10%) muy sucia a Nícoles paralelos. También existen minerales accesorios de esfeno anhedral y opacos en secciones de 8 lados predominantemente anhedrales.

**Metarenisca cuarcífera**

Asociación: qz + esf + mb

Facies: bajo grado

Protolito: Arenisca cuarcífera.

**FO-0532**

**Unidad y ubicación:** Fm. La Paciencia. Sitio 13.

Metarenisca conglomerádica. Posee similares características al corte FO-0531, variando el tamaño de grano (clastos de hasta 1cm). Es una roca granoblástica, en que se observa abundante solución por presión en los cristales de cuarzo. Algunos clastos corresponden a rocas recrystalizadas de distintas

granulometrías. Las mica blanca se ven sucia a Nícoles paralelos. Existen algunos clastos constituidos casi únicamente por mica blanca. Hematita anhedral entre los granos.

**Metarenisca cuarcífera.**

Asociación: qz + mb

Facie: bajo grado

Protolito: arenisca conglomerádica cuarcífera.

**FO-0533**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 14.

Pizarra. Roca grano-lepidoblástica. Dominio granoblástico se compone por cristales de cuarzo con textura de recristalización, aunque la mayoría se presenta irregular con bordes de presión y desarrollo de subgranos. En ocasiones los granos de mayor tamaño se segregan en bandas poco definidas y plegadas. Aunque en muy bajo porcentaje se observa plagioclasa. El dominio lepidoblástico se constituye de mica blanca (35%) la que integra bandas con minerales oscuros. En ocasiones la mica blanca ocurre en grandes (0.4mm) cristales euhedrales. Presenta foliación a las que se le sobre impone un plegamiento general muy apretado en algunas zonas. Algunas bandas de mica presentan foliación 'interna' de forma continua y discontinua. Presenta clorita (2%) azul a morada las que crecen preferentemente en las bandas de mica blanca, posiblemente post tectónica.

**Psamita rica en mica blanca**

Asociación: qz + mb +

Facie: bajo grado

Protolito: roca pelítica

**FO-0534**

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 14.

Pizarra. Muy similar a la muestra FO-0534. Esta roca presenta un menor plegamiento y las bandas de mica blanca presentan una menor foliación interna. Algunos cristales de plagioclasa detríticos presentan maclas deformadas. La mica blanca es igualmente abundante y se presenta también en cristales euhedrales de gran tamaño. Se reconoce epidota en forma de granos al interior de las bandas micáceas. Se observan diminutas cloritas prismáticas en toda la roca, pero se distinguen mejor en los mosaicos de cuarzo. Otros minerales accesorios son esfeno y circón detrítico. Clorita junto a mica blanca (<1%).

**Psamita rica en mica blanca**

Asociación: qz + mb + esf + (clo)

Facie: bajo grado

Protolito: volcanoclástica

**FO-0535**

**Unidad y ubicación:** Dique. Sitio 15.

Roca intrusiva básica. Holocristalina, porfírica. Los fenocristales (40%) corresponden a plagioclasa, clinopiroxeno. La plagioclasa (25%) se presenta fracturada transversalmente y presenta maclado polisintético y albitización. Clinopiroxeno (15%) se presenta en ocasiones maclado, con secciones de ocho lados y halos de alteración. Algunos de estos cristales presentan inclusiones de cuarzo con formas prismáticas. La masa fundamental (52%) se compone de microlitos de plagioclasa y pequeños piroxenos.

Los opacos aparecen como fenocristales y además en la masa fundamental (8% total). Se observa alteración esmectita-clorita en algunos cristales euhedrales como plagioclasa.

**Diabasa.**

Asociación: plg + clpx

**FO-0536**

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 15.

Toba de lapilli cristalina. Los fragmentos piroclásticos (80%) corresponden en su mayoría a cristales, insertos en una matriz de ceniza (20%). Los cristales son de tamaño lapilli fino a ceniza gruesa (1mm prom.), destacando clinopiroxeno (20%), anfíbola (15%), plagioclasa (25%), opacos anhedral (8%) y abundante óxido de hierro anhedral (12%). En su mayoría se encuentran fracturados y alterados. Las plagioclasa presentan una fuerte argilización y/o albitización presentando con aspecto sucio. Los cristales de anfíbola desarrollan bordes oxidados y parecen recrystalizados a clorita.

**Toba de lapilli cristalina**

**FO-0537**

**Unidad y ubicación:** Intrusivo diorítico. Sitio 16.

Holocristalina, isótropa. Se forma principalmente de plagioclasa (65%) de 2mm, con maclado polisintético y menor feldespato potásico ambos minerales alterados (argilizados y sericitizados). Entre estos minerales se ve mica blanca o calcita (5%) entre los cristales de plagioclasa relleno intersticios. Clorita (12%) en grano grande (0.4mm) azul morada y muy verde pleocroica a paralelo en ocasiones mezclada con esmectita. Se observan opacos fracturados. Esfeno accesorio.

**Metadiorita**

Asociación primaria: qz + plg + (bt) + esf

Asociación secundaria: ep + cal + clo

Facies: bajo grado

Protolito: diorita

**FO-0538**

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 17.

Metatoba lítica. Esta roca posee abundantes líticos (80%). En la matriz se observan cristales de calcita de hasta 1mm, que le otorga una leve foliación a la roca. Mica blanca en muy baja cantidad. Los líticos son de muy baja esfericidad y redondeados, corresponden a andesitas a dioritas, muy ricos en plagioclasas (<0.1mm) orientada. Los cristales de plagioclasa poseen la misma orientación en la mayoría de los clastos respecto a su forma y forman un ángulo de 15° con respecto a la foliación de la matriz. Algunos de estos clastos se encuentran reemplazados con calcita. Escasa clorita.

**Metavolcanoclástica.**

Asociación: mb + clo

Facies: bajo a muy bajo grado

Protolito: roca volcanoclástica.

**FO-0539**

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 17.

Arenisca. Roca grano-lepidoblástica. Se compone básicamente de cuarzo (65%) en mosaico fino (0.3mm máx.) con cristales elongados en el sentido de la foliación. Presentan extinción ondulosa y bordes irregulares. El dominio lepidoblástico lo forman bandas de mica blanca (35%) muy fina junto a bandas negras. Estas bandas no son continuas presentándose en ocasiones como *mica-fish* y flectándose en torno a los cristales de cuarzo. Aunque menor, es posible observar cristales de clorita entre los cristales de cuarzo. Vetillas de cuarzo post- micas.

**Metarenisca**

Asociación: qz + mb

Facies: bajo grado

Protolito: arenisca cuarcífera.

**FO-0540**

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 17.

Conglomerado fino. Textura granoblástica. La roca se compone en su mayoría de cuarzo con recristalización poligonal y clastos recristalizados por completo. Aunque la recristalización es evidente, los granos más grandes poseen bordes irregulares y extinción ondulosa. Existen pequeñas bandas de mica blanca (0.5mm ancho) y zonas con cúmulos de abundante clorita azul, la que crece en pequeños cristales prismáticos cortos. Estos crecen sobre cristales de cuarzo (y posible feldespato potásico) de pertenecen a un clasto en particular (1cm). Existen vetillas de cuarzo, donde los cristales crecen elongados (1.2mm) de manera perpendicular al los bordes de ésta, con bordes muy irregulares y extinción muy ondulosa.

**Metaconglomerado.**

Asociación: qz + mb

Facies: bajo grado a muy bajo

Protolito: conglomerado cuarcífero.

**FO-0541**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 17.

Psamita esquistosa. Textura. Los cristales de feldespato y plagioclasa se encuentran muy alterados con inclusiones de sericita. Además se observa abundante clorita azul entre los granos. La matriz se presenta levemente recristalizada en mosaico de muy bajo empaquetamiento. Se reconoce abundante calcita (30%) en la roca. Además posee una vetilla de unos 5mm compuesta principalmente de calcita y feldespato. Epidota accesoria.

**Psamita esquistosa.**

Asociación: qz + mb + clo

Facies: esquistos verde

Protolito: roca pelítica

**FO-0543**

**Unidad y ubicación:** Fm. La Paciencia. Sitio 18.

Arenisca fina. Textura granoblástica. Presenta numerosos nódulos compuestos de cuarzo en mosaico, en su interior poseen bordes irregulares como agregados recristalizados. En otras zonas existen agregados

de calcita cristalina. La matriz (60%) se compone de micrita y cuarzo (10%). Es posible reconocer recristalización de cuarzo en fibras alargadas entre otros cristales (*fringes*). La foliación de la roca está dada por bandas de minerales negros y micrita las que se flectan alrededor de los granos mayores. Se observa pirta y vetillas de cuarzo y calcita.

**Metawacka.**

Asociación: qz + cal + (mb)

Facies: bajo grado

Protolito: wacka cuarzo feldespática.

**0501-1**

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 1  
**(Duplicado de FO-0501)**

Roca grano-lepidoblástica. El dominio granoblástico está dado por cristales de cuarzo de bordes irregulares en muy bajo empaquetamiento, intercalado con pequeños cristales de plagioclasa y mica blanca la que da una foliación pobre. El dominio lepidoblástico está dado por pocas pero anchas (0.5mm máx.) bandas de micas de fuerte orientación en las que se reconocen cristales opacos aciculares. Destaca una pequeña banda la cual es desplazada de manera dextral. Óxidos de hierro en fracturas.

**Metavolcanoclástica.**

Asociación: qz + plag + mb

Facies: bajo grado

Protolito: roca volcanoclástica

**0502-1**

**Unidad y ubicación:** Suite Darwin. Sitio 2.  
**(Duplicado de FO-0502)**

En este corte se observa una mayor extinción ondulosa de los porfiroclastos de cuarzo. Además la matriz de esta roca presenta cuarzoes elongados en el sentido de la foliación, reconociéndose incluso la orientación de sus ejes ópticos mediante la inserción de la placa de yeso del microscopio (CTO). Las sombras de presión generan colas de biotita y cuarzo al igual que en FO-0502A. Además es posible ver como los cristales de feldespato presentan inclusiones de sericita fuertemente orientadas, formando un ángulo (45°) respecto a la foliación de la matriz, indicando un cizalle dextral relativo al corte.

**Ortoneis de mica blanca y biotita**

Asociación: qz + mb + bt.

Facies: Bajo grado

Protolito: Granitoide

**0503A-1**

**Unidad y ubicación:** Granitos Darwin. Sitio 3.  
**(Equivalente a FO-0503)**

Holocristalina, anisótropa, grano grueso (3mm máx), se compone de cuarzo (30%), plagioclasa (25%), feldespato potásico (30%). Los máficos (15%) corresponden a cristales de anfíbola con abundantes inclusiones de cuarzo, y biotita en bajo porcentaje (1 a 2%). La plagioclasa posee inclusiones de cuarzo irregulares (algunas circulares) y pequeños cristales de mica blanca. Se observan *ribbons* de cuarzo y feldespato potásico los que poseen extinción ondulosa. Los prismas de anfíbola se encuentran orientados

solidariamente a los cuarzos dando junto una foliación neisica muy penetrativa. Clorita entre feldespato y cuarzo (<1%). Circón accesorio.

**Granito de anfíbola y biotita.**

Asociación: qz + plg + feld-K + anf. + bt

Secundaria: clo

**0503B-1**

**Unidad y ubicación:** Granitos Darwin. Sitio 3.

Corresponde a un enclave de la muestra 0503A-1. Posee textura nemato-lepidoblástica. Los cristales de feldespato potásico y plagioclasa (18%, 2.5mm máx.) se encuentran fuertemente alterados, desarrollando sericita fuertemente orientada. Entre ellos se observan cristales de biotita (40%) y mica blanca (menor), junto a anfíbola (35%).

**Ortoneis de biotita y anfíbolos**

Asociación primaria: qz + plg + feld-K

Asociación secundaria: bt + anf + (mb)

Facies: esquisto verde.

Protolito: granitoide.

**0504A-1**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 4.  
**(Equivalente a FO-0508/9/13)**

Textura grano-nematoblástica. El dominio granoblástico se compone casi únicamente de cuarzo y algunos minerales opacos. El dominio lepidoblástico, se constituye por cristales de anfíbola orientados constituyendo bandas que dan foliación a la roca. Esta foliación se encuentra plegada. El cuarzo (40%) en su mayoría se presenta en cristales pequeños (0.25mm), con bordes medianamente irregulares y baja extinción ondulosa. Existen algunas bandas de cuarzo (0.8mm ancho) de tamaños mayores y en ocasiones elongados tipo *ribbons*. Entre estos mosaicos de cuarzo es posible observar opacos anhedral de tamaños similares al cuarzo. De la misma manera se observan granos de clorita (20%) de color azul anómalo y celeste. La anfíbola (35%) por su parte corresponde a hornblenda con pleocroismo verde y color de interferencia preferentemente amarillo. Se les ven sucias y fracturadas. Estos cristales en su mayoría presentan formas euhedral (1mm máx., 0.5mm prom.) y se encuentran orientadas formando bandas que en ocasiones son plegadas. Algunos cristales de anfíbola curvadas en las charnelas de los pliegues. La roca posee hematita anhedral formando drusas entre los granos y en fracturas.

**Metapelita de anfíbola**

Asociación: qz + clo + anf

Facies: anfibolitita

Protolito: roca básica

**0504B-1**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 4.  
**(Equivalente a FO-0508/9/13)**

Textura grano-nematoblástica. El dominio granoblástico lo constituyen cristales de cuarzo con extinción levemente ondulosa, el que es relativamente más grande y abundante (70%) que en la muestra 0504A-1. Aunque el tamaño promedio de estos mosaicos de cuarzo es del orden de 0.2mm existen

grandes cristales de cuarzo que se distribuyen en bandas. Estos últimos cristales (grandes) poseen bodes más regulares y recristalización poligonal de mediano desarrollo, aunque es posible observar algunos embahiamientos aislados. La anfíbola (25%) se distribuye en dos poblaciones de tamaño, algunos alcanzando hasta los 1.3mm y otros muy finos. Aparentemente el desarrollo de la anfíbola es favorable en las regiones de cuarzo en mosaico de tamaño muy pequeño. A diferencia del corte transparente anterior no se reconocen pliegues sobrepuestos a la foliación. Aunque la mayoría de los cristales de anfíbola presentan pleocroismo en el verde y color de interferencia amarillo de segundo orden, existen algunas pocas de color calipso pálido a paralelo. La anfíbola presenta abundantes inclusiones de cuarzo y opacos, y aunque son en general euhedral muchas de ellas presentan bordes irregulares. Abundante hematita anhedral entre los granos y fracturas.

**Metapelita de anfíbola**

Asociación: qz + anf

Facies: anfíbolita.

Protolito: roca psamítica.

**0506-1**

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 6.

Roca grano-lepidoblástica. El dominio granoblástico está constituido por cuarzo, el que constituye el mayor volumen de roca (70%). Los tamaños son variables con rangos entre 0.6 – 0.1mm o menor (0.2mm prom.). La mayoría de los cristales presenta extinción ondulosa. El grado de recristalización es variable presentándose dominios de recristalización poligonal y otros con granos de bordes irregulares casi aserrados. El dominio lepidoblástico lo constituyen bandas bien definidas de mica blanca. Estos cristales son en general muy pequeños. Estas bandas se encuentran plegadas y presentan crenulaciones de manera muy irregular en su interior. En ellas es posible observar bandas opacas delgadas junto a las micas. Se observan minerales opacos subhedrales de secciones cúbicas, los que parecen ser secundarios por la forma en que cortan a las micas. Algunos de ellos con inclusiones de mica blanca.

**Metapelita micácea**

Asociación: qz + mb

Facies: bajo grado

Protolito: roca pelítica.

**0514-1**

**Unidad y ubicación:** Fm. Tobífera. Sitio 14.

**(Equivalente a FO-0533/34)**

Textura grano-lepidoblástica. El dominio granoblástico se compone principalmente de cuarzo (45%) entre 0.1 a 0.3mm, presentan extinción ondulosa y bordes irregulares. Se reconoce una leve elongación de los cristales en sentido de la foliación. Al insertar la placa de yeso del microscopio se aprecia la alineación de los ejes ópticos (CTO) y en conjunto se les ve plegados en bandas junto al dominio lepidoblástico. La mica blanca se desarrolla en bandas gruesas (1mm) las que se encuentran crenuladas generando una foliación discreta en su interior. Escasos cristales opacos anhedrales.

**Metapelita micácea**

Asociación: qz + mb

Facies: bajo grado

Protolito: roca pelítica

6/8

**Unidad y ubicación:** Basamento Metamórfico. Sitio 19

Textura granoblástica. Se compone principalmente de cuarzo, plagioclasa y posible feldespato potásico, los que parecen ser detríticos o volcánicos debido a sus características anhedrales y fracturamiento. Estos granos minerales se encuentran soportados en una matriz muy fina en la que cristalizó calcita y clorita en abundancia. El cuarzo y feldespato (40%) alcanzan un tamaño máximo de 0.5mm (0.1mm prom.). En los feldespatos más grandes es posible ver numerosas inclusiones de calcita. La calcita (25%) se presenta en bandas (1.5mm ancho) y entre los granos de los minerales antes mencionados. Otro mineral de abundante desarrollo es la clorita (25%) la que se presenta diseminada en la matriz y formando bandas (0.8mm ancho) en las que casi no existen otros minerales. Presenta color de interferencia café oscuro anómalo, muy distintos a las que se observan en los demás cortes. Ambos minerales clorita y calcita otorgan una foliación penetrativa a la roca (macro), aunque el cuarzo presenta también una leve elongación.

**Metavolcanoclástica**

Asociación: qz + cal + clo.

Facies: bajo grado o menor

Protolito: roca epiclástica.

6/8-1

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 19.

Roca grano-lepidoblástica. El dominio granoblástico está constituido por cuarzo (65%) y plagioclasa (5%) entre 0.1-1mm (0.15mm prom). En su mayoría el cuarzo presenta extinción ondulosa y bordes muy irregulares con formas aserradas, lejos de presentar una recristalización poligonal, en especial los cristales más grandes. Contrariamente existen zonas donde la recristalización parece mayor formando cristales de cuarzo de bordes rectos tipo polígonos con extinción ondulosa. En general mientras mas grande el tamaño de grano estos son más irregulares y ondulosos. El dominio lepidoblástico se constituye por mica blanca (25%) y clorita (5%) las que forman bandas que dan foliación a la roca a las que se superpone un plegamiento. Al interior de estas bandas de micas se reconoce plegamientos sinuosos que dan foliación interna. La clorita es en general de menor tamaño que la mica blanca y en ocasiones aparece en toda la roca como pequeños cristallitos bien formados prismáticos entre las bandas y entre el mosaico de cuarzo.

**Metapelita.**

Asociación: qz + mb + clo

Facies: bajo grado

Protolito: roca semipelítica

6'/16'-1

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 20.

Textura grano-lepidoblástica. El dominio granoblástico está constituido por cuarzo (60%) en mosaico de tamaño variable (0.25 - <0.05mm). Estos cristales poseen bordes medianamente rectos, siendo posible observar zonas de recristalización poligonal. La extinción de los granos es variable dentro del corte siendo medianamente ondulosa. El resto de la roca, el dominio lepidoblástico, se compone mica blanca (40%) orientada y segregada en bandas (1.5mm ancho). En general los cristales de mica blanca no alcanzan un desarrollo importante, luciendo como agregados de micas casi masiva. Estas bandas presentan estrechas bandas negras entre las micas. En conjunto forman una banda con foliación a lo largo de ésta, la que es crenulada por una segunda foliación discreta en alto ángulo c/r a la principal. Como

accesorio es posible reconocer granos de epidota en la matriz, así como opacos aciculares levemente orientados con la foliación principal los que en ocasiones se presentan en cúmulos.

**Metapelita micácea**

Asociación: qz + mb + (ep)

Facies: bajo grado

Protolito: roca pelítica

**6/21**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 21.

Textura grano-lepidoblástica. El dominio granoblástico se compone de granos de cuarzo (55%, <0.1mm) en mosaico de alto empaquetamiento mostrando un alto grado de recristalización generando zonas moderadamente poligonales. Epidota accesoria ocurre en granos (0.05mm) redondeados. El dominio lepidoblástico se constituye de mica blanca orientada, la que se distribuyen en estrechas bandas (0.8mm máx.) segregadas de manera incipiente, predominando la diseminación. Existe un grupo de mica blanca que destaca por su fuerte color de interferencia en el verde de 2° orden. Circón detrítico redondeado. Opacos anhedrales diseminados (0.05mm)

**Semipelita esquistosa rica en epidota**

Asociación: qz + mb + ep

Facies: bajo grado

Protolito: roca psamítica

**6/25**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 22

Textura grano-lepidoblástica. El dominio granoblástico está formado por cuarzo (70%) de pequeños cristales (0.1mm), con bordes irregulares. Es común la extinción ondulosa entre los granos de bordes más irregulares, además los granos más grandes han recristalizado en mosaico. El dominio lepidoblástico se forma por bandas (1.5mm) de mica blanca (30%) de altos colores de birrefringencia. En estas bandas de mica se ven bandas negras dando foliación. Escasa hematita anhedral secundaria entre granos.

**Metapelita**

Asociación: qz + mb

Facies: bajo grado

Protolito: roca pelítica

**6/26**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 22.

Textura grano-lepidoblástica. La roca se compone por abundantes cristales de cuarzo y feldespato anhedrales, fracturados (detríticos). El cuarzo (20%) presenta extinción normal y tamaño promedio de 0.1mm (0.5mm máx.). La plagioclasa (10%) se encuentran alteradas a mica blanca. Estos cristales presentan macla de albita y algunos de periclina. El grado de recristalización parece ser muy bajo o nulo. Entre estos granos epigénicos, se desarrolla en bajo porcentaje (10%) clorita azul, que cuando sus formas son más elongadas parecen seguir la foliación. La roca posee abundante calcita (25%) maclada diseminada y formando importantes bandas creciendo en el sentido de la foliación. También existen bandas de mica blanca aunque en proporción mucho menor que la calcita (1%). La asociación cuarzo, mica blanca, clorita, calcita se encuentra en equilibrio.

### **Metavolcanoclástica**

Asociación: qz + mb + clo + calc

Facies: bajo grado

Protolito: roca volcanoclástica.

**6/32**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 23.

Roca nematoblástica. Posee gran cantidad de cristales de anfíbola (hornblenda) euhedral de hasta 2mm largo (1mm prom.) de color verde-musgo a Nícoles paralelos y color de interferencia de 2° orden. Entre estos minerales se observan cristales de cuarzo elongados, paralelo a la orientación de la anfíbola. Se observan algunos cristales de feldespato potásico y escasa plagioclasa. Existen bandas de mica blanca muy fina y minerales negros prismáticos cortos y finos orientados. La anfíbola es de fuerte pleocroismo rosado, calipso, y café verdoso. Muchos de estos cristales poseen inclusiones o se encuentran parcialmente alterados o reabsorbidos.

### **Metavolcaniclástica**

Asociación: qz + mb + anf

Facies: anfibolita

Protolito: volcanoclástico

**132**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 24.

Roca granoblástica. Se compone principalmente de cuarzo (70%). Estos cristales ocurren en un amplio rango de tamaño, diferenciándose así distintos dominios. Pasando de un agregado extremadamente fino (<0.01mm) a cristales de casi 3mm. La totalidad de estos cristales de cuarzo poseen fuerte extinción ondulosa (en especial los más grandes). Es posible que algunos de estos cristales alargados correspondan a feldespato, pues presentan extinción ondulosa con un patrón similar a un maclado tipo Tartran. Se observa un cristal completamente recristalizado, cuyos nuevos cristales están muy elongados reconociéndose incluso CTO. Las zonas más finas también presenta elongación y algunas partes el empaquetamiento de los cuarzos no es tan fuerte dejando espacio para una matriz en la que crecen pequeñas mica blancas. La mica blanca detrítica (30%) da foliación a la roca en bandas de aspecto sucio la que a su vez se ve levemente plegada. Posee, aunque en baja proporción, pequeños cristales anhedral de clorita azul (1%).

### **Psamita**

Asociación: qz + clo

Facies: bajo grado

Protolito: roca psamítica.

**133**

**Unidad y ubicación:** Basamento metamórfico. Sitio 24.

Textura lepidoblástica. Se compone de porfiroclastos de cuarzo (15%), los más grandes alcanzan los 0.4mm (3%) se encuentran en general redondeados. El resto de la roca se compone de granulometrías muy finas (<0.1mm) entre cristales fuertemente orientados de mica blanca finas y cristales de calcita los que en ocasiones a desarrollan un poco más que el promedio. Posee de clorita (10%, 0.5mm) en cúmulos, donde pequeños cristalitos forman mosaicos. Poseen color muy verde a Nícoles paralelos y gris a cruzado.

**Metapelita**

Asociación: mb + cal + clo + qz

Facies: Bajo grado

Protolito: volcanoclástica.

# APÉNDICE D

## Análisis de Microsonda

**Tabla D1.** Análisis químico de microsonda electrónica (M. Ortiz)

N° Análisis	Mineral	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO	suma
<b>FO-0510</b>											
1	gt	0.000	1.472	20.540	34.923	0.000	6.572	0.000	11.387	21.367	96.3
2	gt	0.000	1.526	21.151	35.540	0.012	6.576	0.023	10.692	20.485	96.0
3	gt	0.032	1.452	21.360	36.333	0.032	6.123	0.000	10.311	23.068	98.7
4	gt	0.000	1.568	21.239	35.955	0.000	5.808	0.070	10.663	23.803	99.1
5	gt	0.000	1.655	21.408	35.878	0.017	6.206	0.000	9.806	22.822	97.8
6	gt	0.684	2.048	23.020	35.134	0.938	5.827	0.094	7.400	19.835	95.0
7	gt	0.032	1.393	21.363	35.261	0.023	6.556	0.182	11.372	23.453	99.6
8	gt	0.000	1.683	20.950	36.012	0.003	6.444	0.116	10.819	22.666	98.7
9	gt	0.000	1.678	21.504	35.573	0.055	6.132	0.000	9.419	23.278	97.6
10	gt	0.350	1.576	21.454	35.729	0.000	5.991	0.023	10.464	23.518	99.1
11	gt	0.064	1.904	21.404	35.251	0.000	6.104	0.116	9.646	22.593	97.1
12	gt	0.000	1.730	21.073	35.340	0.043	6.007	0.023	9.531	23.216	97.0
13	gt	0.284	6.141	20.404	32.199	0.376	4.497	0.046	6.748	23.807	94.5
14	gt	0.192	1.376	21.256	35.854	0.000	7.742	0.093	10.800	21.788	99.1
15	gt	0.000	1.592	20.725	35.089	0.017	6.359	0.205	11.586	22.030	97.6
16	gt	0.222	1.373	22.304	35.125	0.000	6.109	0.000	11.180	21.900	98.2
17	gt	0.192	1.772	21.125	35.139	0.037	6.185	0.070	10.481	22.047	97.0
18	gt	0.000	1.464	21.792	34.982	0.000	6.621	0.046	9.326	24.426	98.7
19	gt	0.547	1.733	20.889	35.662	0.066	6.141	0.070	9.561	23.785	98.5
20	gt	0.096	1.733	21.461	35.684	0.054	5.905	0.069	9.819	23.945	98.8
21	gt	0.000	1.896	21.141	35.156	0.026	5.764	0.069	10.208	23.567	97.8
22	gt	0.287	1.658	21.529	36.243	0.000	5.714	0.000	10.056	23.942	99.4
23	gt	0.186	1.537	20.004	39.198	0.164	5.401	0.000	7.878	19.314	93.7
24	gt	0.000	1.671	20.728	35.520	0.052	5.938	0.000	10.409	22.511	96.8
25	bt	0.118	10.411	18.512	34.782	9.399	0.100	1.490	0.000	18.017	92.8
26	bt	0.146	11.027	18.048	33.389	9.736	0.143	1.698	0.195	17.619	92.0
27	bt	0.204	10.334	17.793	34.457	9.594	0.076	1.665	0.177	17.891	92.2
28	bt	0.000	10.415	18.184	33.558	9.156	0.119	1.665	0.274	18.115	91.5
32	bt	0.444	10.306	18.214	34.586	9.366	0.118	2.023	0.294	18.039	93.4
33	gt	0.031	5.216	20.171	35.950	3.108	4.217	0.517	6.217	21.447	96.9
34	bt	0.117	9.577	17.766	33.273	8.581	0.813	1.351	1.030	17.309	89.8
35	gt	0.222	3.037	21.165	35.245	1.389	5.697	0.000	8.449	22.339	97.5
36	gt	0.282	1.181	20.984	36.261	0.008	7.774	0.331	10.254	20.664	97.7
37	gt	0.130	1.468	21.146	35.795	0.008	6.618	0.212	9.709	23.156	98.2
38	gt	0.307	1.546	20.921	30.965	0.111	10.674	0.000	8.773	19.598	92.9
39	bt	0.166	10.750	17.612	33.722	8.699	0.005	1.488	0.154	17.288	89.9
40	bt	0.024	10.581	18.567	34.362	9.351	0.057	1.268	0.262	18.629	93.1
41	gt	0.026	1.567	21.311	36.669	0.003	6.816	0.000	8.728	23.440	98.6
42	clo	0.404	10.157	18.557	34.669	9.766	0.052	0.950	0.246	18.144	92.9
43	gt	0.000	1.641	21.315	35.924	0.000	6.631	0.024	9.404	23.438	98.4
44	clo	0.048	15.849	21.186	25.204	0.254	0.071	0.000	0.259	21.801	84.7
45	clo	0.000	16.070	21.772	24.950	0.078	0.038	0.000	0.350	22.159	85.4
46	clo	0.098	15.814	21.925	24.012	0.115	0.119	0.119	0.532	22.536	85.3
47	bt	0.447	10.172	18.391	34.926	9.565	0.112	0.685	0.247	16.531	91.1
48	gt	0.155	2.268	21.221	35.624	0.566	6.133	0.165	8.156	23.864	98.2

**Tabla D1.** Continuación.

N° Análisis	Mineral	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO	suma
49	gt	0.000	1.917	21.704	36.597	0.026	5.999	0.094	8.783	23.090	98.2
50	bt	0.213	10.661	18.515	35.140	9.286	0.103	1.513	0.200	17.506	93.1
51	gt	0.232	1.752	21.733	36.548	0.039	5.686	0.070	9.874	24.232	100.2
52	clo	0.024	16.166	22.394	24.728	0.248	0.170	0.286	0.410	22.872	87.3
53	bt	0.190	10.033	18.600	34.557	9.283	0.057	2.021	0.123	17.739	92.6
54	gt	0.000	1.633	21.171	36.117	0.026	6.137	0.024	9.117	22.649	96.9
55	clo	0.000	15.643	22.214	24.461	0.072	0.051	0.214	0.409	22.656	85.7
56	clo	0.170	15.980	21.925	24.500	0.080	0.000	0.024	0.318	22.983	86.0
57	bt	0.378	10.221	18.540	34.749	9.364	0.131	1.231	0.122	18.323	93.1
58	clo	0.097	15.704	22.217	24.521	0.130	0.073	0.000	0.527	22.532	85.8
59	clo	0.145	15.870	22.215	24.438	0.157	0.139	0.095	0.439	21.735	85.2
60	clo	0.000	16.314	22.077	25.029	0.048	0.056	0.119	0.182	23.033	86.9
61	gt	0.052	1.962	21.409	35.635	0.018	5.941	0.047	9.823	23.123	98.0
62	bt	0.096	9.794	18.015	34.909	9.894	0.068	1.273	0.232	17.794	92.1
63	tit	0.377	2.491	9.979	15.046	2.512	1.850	0.121	0.000	11.760	44.1
<b>FO-0509</b>											
1	tit	0.266	1.885	4.117	8.332	0.113	2.284	41.872	1.646	37.536	98.1
2	tit	0.293	2.476	4.577	11.087	0.075	3.169	38.456	1.735	35.773	97.6
3	clo	0.097	16.209	22.460	24.722	0.024	0.053	0.000	0.348	22.591	86.5
4	anf	1.924	5.398	17.472	37.651	0.514	11.748	4.645	0.564	15.882	95.8
5	plg	8.101	0.000	26.108	57.566	0.110	8.023	0.000	0.000	0.321	100.2
6	plg	6.771	0.000	26.719	57.307	0.047	8.139	0.000	0.048	0.068	99.1
7	plg	7.049	0.024	26.650	57.506	0.134	8.002	0.000	0.000	0.251	99.6
8	clo	0.000	13.477	18.669	28.463	0.452	0.978	0.958	0.153	22.815	86.0
9	tit	1.409	6.110	21.708	35.152	0.617	10.790	0.345	0.310	13.968	90.4
10	anf	1.297	6.772	15.900	38.920	0.453	12.147	1.543	0.354	16.897	94.3
11	plg	6.341	1.185	25.528	54.243	0.044	7.597	0.000	0.000	1.981	96.9
12	plg	6.710	0.012	26.099	57.261	0.082	8.319	0.000	0.079	0.000	98.6
13	anf	1.176	7.937	15.505	40.787	0.362	11.475	0.148	0.481	16.648	94.5
14	anf	1.388	7.104	17.651	40.188	0.362	11.943	0.272	0.450	16.381	95.7
15	anf	1.057	8.319	14.782	41.311	0.422	11.072	0.615	0.542	17.112	95.2
16	tit	2.456	0.543	8.143	17.375	1.784	0.779	37.582	1.692	29.719	100.1
17	anf	1.727	6.983	16.429	40.473	0.411	11.271	0.910	0.356	17.009	95.6
18	anf	0.916	6.845	16.903	40.037	0.420	11.370	0.074	0.480	17.354	94.4
19	anf	1.274	7.336	17.883	38.917	0.488	10.683	0.392	0.540	17.634	95.1
20	anf	1.398	7.490	16.382	40.158	0.481	11.863	1.146	0.384	16.424	95.7
21	anf	1.225	7.341	16.492	39.978	0.317	11.678	0.367	0.308	17.557	95.3
22	anf	1.338	7.455	14.851	41.074	0.309	11.536	0.339	0.458	18.279	95.6
23	plg	7.053	0.695	25.475	54.918	0.333	8.377	0.076	0.016	1.661	98.6
24	clo	0.000	15.253	21.223	24.637	0.003	0.043	0.024	0.167	24.173	85.5
25	anf	1.422	7.724	17.336	39.957	0.364	11.409	0.247	0.186	15.634	94.3
26	tit	0.465	2.306	5.724	11.829	0.151	3.610	36.941	2.020	34.486	97.5
27	tit	1.975	5.643	16.960	29.535	4.028	1.323	16.050	0.579	20.005	96.1
28	plg	7.212	0.589	25.762	55.191	0.156	8.239	0.000	0.207	1.614	99.0
29	clo	0.456	14.922	21.505	26.031	0.131	0.436	0.072	0.152	20.945	84.6
30	anf	1.437	7.743	14.885	41.798	0.272	11.931	0.637	0.386	17.302	96.4
31	anf	0.369	1.183	19.575	57.155	11.904	3.368	0.000	0.127	2.808	96.5
32	anf	0.388	11.026	3.783	49.339	0.146	12.429	0.319	0.417	18.302	96.1

**Tabla D1.** Continuación.

N° Análisis	Mineral	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO	suma
<b>FO-0525</b>											
1	mb	0.051	11.268	22.132	22.235	0.072	0.018	0.000	0.015	29.090	84.9
2	mb	0.000	12.474	20.949	22.171	0.035	0.043	0.141	0.136	27.528	83.5
3	clo	0.099	9.846	20.184	24.186	0.492	1.297	0.197	0.113	24.768	81.2
4	clo	0.000	9.224	20.493	26.670	0.605	0.675	0.198	0.000	24.241	82.1
5	clo	0.124	10.210	20.565	23.446	0.525	1.298	0.492	0.211	25.162	82.0
6	clo	0.000	12.000	22.056	23.609	0.055	0.052	0.171	0.048	27.323	85.3
7	clo	0.125	10.267	21.910	23.495	0.067	0.131	0.147	0.290	26.640	83.1
8	clo	0.000	9.772	22.641	25.363	0.651	0.219	0.000	0.243	24.437	83.3
9	clo	0.240	16.106	18.883	25.791	0.097	0.370	0.123	1.033	23.759	86.4
10	clo	0.000	12.935	18.307	24.656	0.159	0.406	0.000	1.225	27.539	85.2
11	plg	10.571	0.038	19.936	65.073	0.324	0.867	0.080	0.000	0.270	97.2
12	plg	10.187	0.000	19.868	61.521	0.751	0.394	0.000	0.034	0.371	93.1
13	plg	11.473	0.044	19.451	66.732	0.314	0.262	0.027	0.017	0.000	98.3
14	ep	0.943	0.000	18.200	62.646	13.836	0.011	0.081	0.121	0.068	95.9
15	clo	0.120	14.796	17.880	25.135	0.058	0.921	0.638	0.857	21.732	82.1
16	clo	0.000	1.202	3.204	2.546	0.063	1.219	1.230	0.187	76.144	85.8
17	plg	10.522	0.217	20.895	61.778	0.597	0.387	0.000	0.068	0.714	95.2
18	clo	0.096	14.377	17.087	25.263	0.140	3.660	2.425	0.754	19.740	83.5
19	clo	0.000	12.034	16.453	24.052	0.078	4.227	1.133	0.955	23.270	82.2
20	clo	0.000	2.925	6.750	17.914	0.023	31.243	11.706	0.167	5.776	76.5
21	tit	0.049	0.027	1.402	27.692	0.056	26.117	31.130	0.234	1.845	88.6
22	clo	0.169	15.278	17.332	25.000	0.104	0.776	0.223	0.783	21.744	81.4

**Tabla D.2.** Análisis químicos de microsonda electrónica (M. Calderón).

Nº Análisis	Mineral	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	SiO <sub>2</sub>	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	Total
<b>FO-0511</b>													
1	gt	0.078	0.002	21.029	1.214	36.573	4.170	27.388	0.063	9.630	0.009	0.000	100.2
2	gt	0.059	0.000	20.961	1.159	36.738	4.109	27.599	0.072	9.883	0.003	0.000	100.6
3	gt	0.059	0.000	21.167	1.166	36.115	4.413	27.563	0.068	9.691	0.013	0.000	100.3
4	gt	0.059	0.008	20.640	1.247	35.341	3.853	27.954	0.080	9.346	0.010	1.457	100.0
5	gt	0.023	0.001	21.099	1.305	36.665	3.568	29.096	0.080	9.405	0.015	0.000	101.3
6	gt	0.077	0.000	21.162	1.270	36.240	3.585	29.364	0.058	8.780	0.035	0.000	100.6
7	gt	0.084	0.004	21.014	1.433	36.642	3.715	29.974	0.025	7.825	0.000	0.000	100.7
8	gt	1.204	0.281	20.071	1.254	35.630	4.013	28.677	0.007	7.112	0.026	1.725	100.0
9	gt	0.034	0.000	21.082	1.302	36.620	3.400	29.931	0.025	7.494	0.016	0.089	100.0
10	clo	0.032	0.172	19.539	10.953	25.289	0.105	31.991	0.103	0.223	0.041	11.545	100.0
11	clo	0.000	0.171	19.622	10.509	25.458	0.073	32.210	0.083	0.220	0.066	11.581	100.0
12	clo	0.044	0.082	19.518	10.875	25.100	0.115	31.566	0.113	0.288	0.053	12.242	100.0
13	mb	0.852	9.937	35.920	0.580	45.663	0.102	1.391	0.329	0.000	0.035	5.183	100.0
14	mb	0.608	9.674	30.713	1.695	48.448	0.698	2.030	0.827	0.000	0.026	5.281	100.0
15	plg	8.271	0.096	25.250	0.000	59.851	6.762	0.243	0.057	0.000	0.000	0.000	100.5
16	plg	7.593	0.126	25.607	0.000	58.420	7.877	0.207	0.032	0.010	0.009	0.116	100.0
17	mb	0.892	9.811	34.794	0.884	45.721	0.060	1.616	0.335	0.014	0.026	5.844	100.0
18	illm	0.147	0.135	1.245	0.114	3.427	1.767	40.838	50.096	1.979	0.023	0.223	100.0
19	plg	7.586	0.077	25.974	0.020	58.458	7.840	0.250	0.000	0.001	0.000	0.000	100.2
20	plg	7.627	0.065	25.791	0.000	58.255	7.584	0.309	0.028	0.014	0.018	0.304	100.0
21	mb	0.816	10.057	34.901	0.890	46.649	0.018	1.585	0.319	0.000	0.000	4.763	100.0
22	mb	0.848	9.738	35.733	0.660	46.401	0.014	1.492	0.324	0.044	0.025	4.718	100.0
23	clo	0.000	0.036	19.737	11.243	25.186	0.055	31.236	0.088	0.161	0.015	12.242	100.0
24	clo	0.015	0.042	19.835	11.141	25.389	0.069	31.950	0.035	0.262	0.016	11.242	100.0
25	mb	0.847	9.800	35.644	0.657	46.405	0.000	1.425	0.364	0.000	0.003	4.852	100.0
26	mb	0.848	9.993	35.757	0.676	46.378	0.015	1.289	0.347	0.000	0.020	4.674	100.0
27	mb	1.213	9.258	35.310	0.597	46.915	0.367	1.312	0.334	0.000	0.019	4.674	100.0
28	plg	7.724	0.117	25.764	0.000	59.091	7.585	0.175	0.023	0.021	0.000	0.000	100.5
29	plg	6.831	0.119	27.138	0.000	56.501	9.225	0.206	0.052	0.023	0.000	0.000	100.1
30	plg	7.762	0.098	25.940	0.000	59.014	7.751	0.232	0.023	0.000	0.000	0.000	100.8
31	illm	0.031	0.022	0.000	0.036	0.503	0.547	43.209	52.521	2.713	0.000	0.411	100.0
33	bt	0.044	6.270	18.488	9.033	32.237	0.024	25.080	1.593	0.106	0.032	7.086	100.0
35	bt	5.783	2.029	21.213	4.127	48.831	2.041	12.388	0.554	0.076	0.001	2.949	100.0
37	bt	0.077	5.759	18.412	8.929	31.830	0.060	25.930	1.563	0.072	0.029	7.336	100.0
39	clo	0.036	0.007	21.247	12.661	24.225	0.000	28.541	0.115	0.261	0.009	12.895	100.0
40	clo	0.019	0.000	21.942	12.112	23.821	0.032	30.051	0.087	0.303	0.035	11.590	100.0
41	mb	0.764	9.852	35.729	0.710	46.713	0.049	1.581	0.309	0.000	0.029	4.262	100.0
42	clo	0.020	0.010	21.813	12.154	23.909	0.018	30.266	0.087	0.257	0.026	11.438	100.0
43	feld	0.275	15.922	18.414	0.000	65.118	0.010	0.000	0.002	0.000	0.004	0.250	100.0
44	feld	0.350	16.051	18.384	0.000	64.891	0.000	0.000	0.012	0.000	0.038	0.268	100.0
45	clo	0.000	0.067	19.251	11.089	25.586	0.038	32.158	0.072	0.221	0.026	11.483	100.0
46	clo	0.000	0.094	19.287	10.774	25.004	0.020	32.571	0.060	0.275	0.028	11.885	100.0
47	tit	0.108	4.729	13.294	1.824	42.215	15.508	6.156	14.415	0.049	0.025	1.671	100.0
48	clo	0.015	0.017	21.985	12.135	24.007	0.052	29.972	0.078	0.331	0.010	11.393	100.0
49	clo	0.011	0.033	19.399	11.320	26.001	0.350	31.990	0.033	0.226	0.022	10.616	100.0
50	mb	0.918	9.686	35.523	0.622	46.224	0.000	1.423	0.394	0.000	0.034	5.174	100.0
51	mb	0.918	9.828	35.536	0.657	46.482	0.000	1.406	0.392	0.000	0.000	4.781	100.0
52	clo	0.016	0.002	21.589	12.238	24.232	0.000	29.620	0.062	0.253	0.020	11.965	100.0
53	feld	0.479	15.234	18.741	0.000	63.948	0.458	0.175	0.003	0.022	0.000	0.938	100.0
54	plg	7.733	0.124	25.738	0.000	59.066	7.714	0.225	0.032	0.012	0.003	0.000	100.7

**Tabla D2.** Continuación.

N° Análisis	mineral	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	SiO <sub>2</sub>	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	Total
55	gt	0.065	0.014	21.092	1.330	36.684	3.354	30.751	0.023	7.564	0.012	0.000	100.9
56	gt	0.012	0.002	21.086	1.373	36.905	3.697	29.931	0.025	7.647	0.006	0.000	100.7
57	gt	0.016	0.017	20.893	1.355	36.631	3.655	29.459	0.022	7.896	0.000	0.054	100.0
58	illm	0.040	0.010	0.000	0.003	0.000	0.150	45.004	52.616	2.532	0.028	0.000	100.4
59	tit	0.011	0.101	7.165	1.152	30.722	25.634	3.733	28.523	0.022	0.031	2.904	100.0
60	mb	0.856	10.010	35.880	0.645	46.654	0.000	1.350	0.335	0.000	0.013	4.254	100.0
61	mb	0.860	9.281	33.598	0.612	43.774	0.028	1.294	0.304	0.000	0.000	10.241	100.0
62	clo	0.580	7.337	31.623	2.825	40.510	0.025	9.395	0.232	0.000	0.007	7.462	100.0
63	clo	0.007	0.137	19.017	10.277	25.498	0.000	32.911	0.018	0.249	0.000	11.885	100.0
64	mb	0.210	10.158	31.948	1.781	49.139	0.006	1.909	0.158	0.000	0.026	4.656	100.0
65	mb	0.205	10.814	34.049	1.200	47.648	0.000	1.375	0.115	0.006	0.010	4.575	100.0
66	mb	0.262	10.648	32.912	1.559	48.688	0.000	1.937	0.152	0.000	0.009	3.825	100.0
67	mb	0.160	10.205	33.953	1.109	48.639	0.048	1.481	0.142	0.019	0.000	4.245	100.0
70	mb	0.163	10.282	31.062	2.169	49.723	0.006	2.154	0.148	0.000	0.022	4.262	100.0
71	mb	0.257	10.078	31.172	2.039	49.815	0.017	2.264	0.183	0.000	0.016	4.155	100.0
72	clo	0.015	0.087	21.778	13.596	24.948	0.008	28.134	0.042	0.414	0.015	10.956	100.0
73	clo	0.005	0.083	21.156	13.674	25.156	0.004	27.632	0.045	0.455	0.010	11.778	100.0
74	clo	0.015	0.092	21.779	12.301	24.563	0.007	28.773	0.003	0.390	0.026	12.046	100.0
75	mb	0.164	9.946	33.543	1.010	46.955	0.013	1.890	0.152	0.041	0.000	6.282	100.0
76	mb	0.202	9.886	33.511	0.861	47.787	0.027	1.666	0.128	0.000	0.018	5.907	100.0
77	mb	0.173	9.338	30.416	1.308	49.952	0.003	4.085	0.142	0.076	0.007	4.495	100.0
78	clo	0.004	0.010	21.103	12.558	25.235	0.000	29.054	0.093	0.192	0.000	11.751	100.0
79	mb	0.146	9.492	29.411	2.719	46.470	0.000	5.668	0.162	0.031	0.025	5.871	100.0
80	mb	0.270	10.846	33.658	1.058	48.143	0.015	1.551	0.105	0.015	0.022	4.316	100.0
81	mb	0.291	10.667	33.311	1.205	48.391	0.000	1.697	0.167	0.000	0.007	4.262	100.0
83	mb	0.163	9.949	34.854	0.831	48.113	0.116	1.095	0.108	0.018	0.000	4.745	100.0
84	mb	0.167	10.228	34.057	0.895	48.363	0.092	1.373	0.157	0.000	0.000	4.665	100.0
85	mb	0.209	10.004	34.406	0.720	48.378	0.035	1.157	0.100	0.043	0.009	4.942	100.0
86	mb	0.121	10.775	31.364	1.419	47.804	0.076	2.055	0.147	0.000	0.000	6.228	100.0
87	mb	0.189	8.774	27.349	0.811	57.256	0.011	1.272	0.125	0.050	0.000	4.155	100.0

**FO-0503**

5	bt	0.166	9.564	17.188	17.080	38.139	0.035	12.191	1.311	0.089	0.070	4.164	100.0
6	bt	0.182	8.996	16.984	17.279	37.093	0.043	12.299	1.458	0.048	0.063	5.549	100.0
7	bt	0.183	9.272	17.099	17.352	37.607	0.020	12.494	1.486	0.088	0.075	4.316	100.0
8	clo	0.000	0.399	21.558	23.992	28.046	0.035	14.511	0.125	0.147	0.050	11.125	100.0
9	clo	0.000	0.052	21.776	23.594	27.278	0.059	15.271	0.097	0.087	0.028	11.751	100.0
10	clo	0.000	0.040	21.326	23.259	27.368	0.067	15.035	0.088	0.129	0.101	12.582	100.0
11	tit	0.047	0.030	1.984	0.086	30.532	28.817	0.444	38.027	0.021	0.006	0.000	100.0
12	tit	0.000	0.005	1.852	0.000	30.498	28.669	0.376	38.525	0.023	0.016	0.036	100.0
13	anf	1.534	0.336	10.224	15.163	47.563	12.317	10.462	0.462	0.147	0.067	1.725	100.0
14	anf	1.628	0.175	10.602	14.944	47.944	12.053	10.756	0.420	0.165	0.064	1.242	100.0
17	bt	0.139	9.821	17.018	16.725	38.475	0.011	11.903	1.278	0.075	0.073	4.477	100.0
18	anf	0.958	0.348	7.648	16.634	50.025	12.814	9.652	0.259	0.210	0.010	1.439	100.0
20	plg	1.197	0.027	35.247	0.008	45.430	18.715	0.145	0.000	0.000	0.001	0.000	100.8
21	plg	1.170	0.017	35.181	0.008	45.355	18.697	0.139	0.000	0.000	0.000	0.000	100.6
22	mb	0.043	11.073	35.635	0.635	47.524	0.056	1.112	0.000	0.017	0.006	3.896	100.0
23	anf	1.405	0.266	10.356	14.884	47.514	12.588	10.725	0.450	0.151	0.032	1.626	100.0
24	ep	0.000	0.013	26.093	0.030	37.761	24.039	9.398	0.103	0.000	0.023	2.538	100.0
25	ep	0.008	0.655	24.107	2.772	37.716	20.636	9.979	0.535	0.035	0.240	3.306	100.0
26	plg	1.229	0.040	35.140	0.005	45.749	18.489	0.167	0.017	0.000	0.000	0.000	100.8
27	anf	1.337	0.341	9.997	15.284	47.768	12.415	10.436	0.485	0.132	0.070	1.725	100.0

**Tabla D2.** Continuación.

N° Análisis	mineral	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	SiO <sub>2</sub>	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	Total
28	mb	0.236	11.846	36.109	0.116	48.138	0.164	0.407	0.028	0.003	0.007	2.940	100.0
29	mb	0.078	11.176	34.087	1.577	48.202	0.073	1.169	0.000	0.027	0.000	3.601	100.0
31	plg	5.779	0.031	28.681	0.012	55.164	10.803	0.246	0.007	0.000	0.001	0.000	100.7
32	bt	0.173	9.302	17.328	16.554	37.607	0.052	11.728	1.465	0.093	0.064	5.630	100.0
33	mb	0.080	10.999	34.420	1.245	47.338	0.063	1.235	0.013	0.004	0.018	4.584	100.0
<b>FO-0529</b>													
1	plg	10.100	0.519	21.145	0.055	69.886	0.269	0.147	0.000	0.023		0.000	102.2
3	clo	0.028	0.006	19.202	14.891	26.534	0.000	26.687	0.000	0.376		12.269	100.0
7	plg	11.493	0.087	20.147	0.008	69.963	0.407	0.282	0.020	0.000		0.000	102.4
11	plg	11.661	0.134	20.525	0.007	70.250	0.322	0.224	0.038	0.000		0.000	103.2
12	feld	0.206	15.274	19.059	0.007	65.804	0.069	0.160	0.018	0.027		0.000	101.1
14	plg	12.354	0.093	20.015	0.007	69.446	0.155	0.048	0.000	0.014		0.000	102.1
15	plg	11.929	0.089	19.903	0.000	69.306	0.076	0.033	0.022	0.000		0.000	101.4
16	clo	0.000	0.025	19.202	14.269	25.733	0.101	28.152	0.003	0.390		12.117	100.0
17	clo	0.035	0.072	19.195	14.497	25.753	0.120	28.187	0.025	0.386		11.724	100.0
18	feld	0.321	16.039	18.630	0.002	65.060	0.053	0.301	0.007	0.000		0.000	101.0
19	plg	11.429	0.071	20.003	0.000	70.306	0.070	0.183	0.000	0.032		0.000	102.1
26	clo	0.000	0.006	19.185	14.435	25.558	0.215	27.800	0.035	0.411		12.350	100.0
29	alb	11.750	0.069	20.217	0.000	69.636	0.277	0.305	0.027	0.000		0.000	102.3
30	clo	0.004	0.012	19.299	14.571	25.909	0.301	28.099	0.008	0.440		11.349	100.0
32	plg	12.035	0.100	20.566	0.015	69.227	0.409	0.040	0.008	0.000		0.000	102.5
38	clo	0.000	0.013	19.078	13.949	25.798	0.053	28.559	0.005	0.337		12.198	100.0
40	feld	0.391	15.898	18.656	0.007	64.726	0.052	0.454	0.007	0.036		0.000	100.7
41	plg	12.033	0.076	20.179	0.012	69.523	0.168	0.571	0.000	0.000		0.000	102.6
42	plg	10.970	0.099	20.232	0.035	69.627	0.326	0.269	0.050	0.000		0.000	101.6