



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

**EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL COMPLEJO METAMÓRFICO
CORDILLERA DARWIN, TIERRA DEL FUEGO, XII REGIÓN, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JAVIER IGNACIO ÁLVAREZ AMADO

**PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CESAR ARRIAGADA ORTEGA
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ**

**SANTIAGO DE CHILE
ABRIL 2007**

RESUMEN

Las rocas del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin, al sur de Tierra del Fuego, se estudiaron en los fiordos Bahía Pía y Seno Garibaldi, ambos de elongación NS. En cada fiordo se definieron unidades litodémicas. En Bahía Pía afloran Unidad Esquistos, Unidad Ortoneis y Unidad Anfibolita, mientras que en Seno Garibaldi afloran Unidad Esquistos, Unidad Metavolcánica y Unidad Metasedimentaria.

El grado metamórfico que afecta a estas rocas es diferente en cada fiordo. En Bahía Pía el máximo grado es de la facies anfibolita, mientras que en Seno Garibaldi es de la facies esquistos verdes. En ambas áreas hay evidencia de metamorfismo retrógrado.

Las estructuras reconocidas son foliación esquistosa (localmente milonítica), lineaciones de elongación mineral, clivaje de crenulación y numerosos pliegues. Se realizó un estudio cinemático y estructural que permitió reconocer la existencia de tres fases de deformación compresiva dúctil (asociadas al metamorfismo), con componente lateral y una cuarta fase transtensional. De las tres fases compresivas la más intensa es la segunda, durante la cual se alcanzó el máximo grado metamórfico.

En el sur del complejo se desarrollaron zonas de cizalle subverticales con cinemática dextral. La dirección de máximo acortamiento es en la dirección NE-SW. La diferencia en las condiciones de metamorfismo permite deducir la existencia de alzamiento diferenciado, el cual comenzó primero en el norte del área de estudio, seguido posteriormente en el sur.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a las personas que hicieron posible este trabajo y me ayudaron de distintas maneras a lograrlo:

El trabajo se realizó bajo el apoyo del proyecto FONDECYT 1050431.

Agradezco a mi profesor guía Francisco Hervé, quien hizo posible que yo tomara este tema de memoria. A Pájaro, quien me acompañó en terreno y fue de gran ayuda en la toma de datos. A Geoffrey Clarke, por su ayuda y disposición a enseñar en terreno.

De forma muy especial quiero agradecer a Keith Klepeis, sin él esto no hubiese sido posible de ninguna manera. Gracias Keith, por tu disposición a enseñar siempre y por tu voluntad para compartir tus conocimientos y por darme la posibilidad de trabajar en esta zona.

También merece mención María Rosa, no sólo por la ayuda durante el tiempo que escribí la memoria, sino que por la ayuda desde que entré a Geología.

ÍNDICE

RESUMEN.....	2
AGRADECIMIENTOS.....	3
ÍNDICE.....	4
Capítulo I.- INTRODUCCIÓN.....	6
1.- Aspectos Generales.....	6
2.- Ubicación y Accesos.....	7
3.- Objetivos.....	9
4.- Metodología.....	10
5.- Estudios Anteriores.....	11
Capítulo II.- MARCO GEOLÓGICO.....	13
1.- Geomorfología.....	13
2.- Unidades Estratigráficas.....	15
3.- Rocas Ígneas.....	17
4.- Estructuras Mayores.....	18
5.- Evolución Tectónica.....	19

Capítulo III.- RESULTADOS.....	21
1.- Bahía Pía.....	22
1.1.- Litología.....	22
1.2.- Metamorfismo.....	39
1.3.- Deformación y Estructuras.....	42
1.4.- Cinemática.....	57
2.- Seno Garibaldi.....	65
2.1.- Litología.....	65
2.2.- Metamorfismo.....	71
2.3.- Deformación y Estructuras.....	72
2.4.- Cinemática.....	78
Capítulo IV.- DISCUSIONES Y CONCLUSIONES.....	82
Discusiones.....	82
1.- Bahía Pía.....	82
2.- Seno Garibaldi.....	85
Conclusiones.....	87
Capítulo V.- REFERENCIAS.....	89

Capítulo I.- INTRODUCCIÓN

1.-ASPECTOS GENERALES

El estudio de muestras orientadas es importante en la determinación de la evolución tectónica de un volumen de roca. En este trabajo se aplica esta técnica a rocas del flanco sur de la Cordillera Darwin (Fig 1).

La orientación de las muestras se realiza en terreno y luego se obtienen láminas delgadas, también orientadas, de estas muestras para ser estudiadas mediante el microscopio.

En dichas láminas se estudia tanto la foliación de las rocas como los elementos lineares presentes, lo que es importante para determinar la dirección del transporte tectónico.

Debido a que la foliación y los lineamientos son más penetrativos que los pliegues y otras estructuras, son muy útiles para determinar el crecimiento relativo de minerales metamórficos y las diferentes fases de deformación a las que fue expuesta la roca. Entre los usos prácticos del estudio de la foliación secundaria están: obtener información sobre strain, condiciones de metamorfismo y relaciones de sobreimpresión (overprinting). Estas últimas son la principal herramienta para estudiar la evolución tectónica de cuerpos de roca, junto con el estudio cinemático de las diferentes fases de deformación. Para ello se realiza un estudio de los indicadores cinemáticos observados en terreno y en láminas delgadas y de las estructuras existentes.

Este estudio comprende análisis estructurales a distintas escalas. Sumado al estudio de cortes orientados se presentan y analizan datos estructurales a escala de afloramiento y regional.

Todo esto está complementado de un análisis mediante proyecciones estereográficas de diferentes estructuras observadas y medidas en terreno, las cuales representan las distintas fases de deformación.

2.- UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio se encuentra ubicada en la Región de Magallanes y de la Antártica Chilena, provincia de Tierra del Fuego. Más precisamente al suroeste de la isla grande de Tierra del Fuego, en la costa norte del brazo noroeste del canal Beagle, donde se encuentran los fiordos Bahía Pía y Seno Garibaldi (Figs 1 y 2).



Figura 1: mapa de ubicación de la zona de estudio, el rectángulo rojo indica la zona específica de estudio.

La única forma de acceder desde Chile es en barco o yate desde Puerto Williams, navegando hacia el oeste por el canal Beagle y luego en alguna embarcación más pequeña, como un bote inflable, acceder a la costa de los fiordos antes mencionados.



Figura 2: mapa del área específica de estudio: Bahía Pía y Fiordo Garibaldi.

3.- OBJETIVOS

Objetivo General

Explicar, en tiempo y espacio, la evolución tectónica y estructural de las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin.

Objetivos Específicos

- Determinar estilos de deformación y propagación de ésta.
- Determinar los diferentes eventos de deformación y su temporalidad relativa.
- Determinar la cinemática de la deformación.
- Determinar si la deformación observada en dichos fiordos es acorde a la documentada en la literatura existente.
- Determinar la relación que existe entre la formación de minerales y los diferentes eventos de deformación.
- Determinar la relación (semejanzas y diferencias) entre la geología y la deformación presentes en cada fiordo.

4.- METODOLOGÍA

El presente trabajo se desarrolla mediante análisis a muestras traídas de la campaña de terreno realizada durante el mes de marzo de 2006. A continuación se menciona la metodología utilizada y los tipos de estudios realizados.

Terreno

La campaña de terreno duró 11 días y se realizó en los fiordos Bahía Pía y Seno Garibaldi ubicados al norte del brazo noroeste del canal Beagle, en Tierra del Fuego. Los participantes fueron los geólogos Keith Klepeis, de la Universidad de Vermont, Estados Unidos de América y Geoff Clarke, de la Universidad de Sydney, Australia; el estudiante de geología Fernando Poblete, Universidad de Chile y el autor del presente trabajo.

Se realizó un mapeo geológico básico basado en los datos observados en terreno y complementado con fotografías aéreas e imágenes satelitales.

Se tomaron 44 muestras para ser analizadas petrográficamente, de las cuales 17 se orientaron para estudiar también la cinemática de la deformación.

Se tomaron medidas estructurales como planos de foliación, planos de fallas, planos y ejes axiales de pliegues y lineamientos por crecimiento de minerales.

Se determinaron diferentes eventos de deformación en las rocas de cada fiordo.

Laboratorio: Petrografía

- a) Se realizaron cortes transparentes en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile a las muestras para determinar la mineralogía indicadora de la facies metamórfica de las rocas de cada fiordo, también se determinó la relación entre los eventos de deformación y el crecimiento de los minerales más importantes.
- b) A las muestras orientadas se le realizaron cortes transparentes, también orientados, con el fin de determinar la cinemática de los diferentes eventos de deformación. Estas rocas también fueron usadas para análisis mineralógico.

Análisis Estructural

Mediante un programa para proyecciones estereográficas se realizó un estudio de todas las estructuras medidas durante la campaña de terreno, con el fin de determinar la distribución espacial y temporal de los eventos de deformación.

5.- ESTUDIOS ANTERIORES

Se destacan los siguientes trabajos hechos en los Andes del sur, especialmente en la Cordillera Darwin:

Kranck, 1932. Determina la existencia de 2 *suites* intrusivas félsicas y 1 enjambre de diques máficos. Una de las *suites* félsicas está intruida por los diques y éstos, a su vez, por la otra *suite* félsica.

De acuerdo con este autor, la *suite* félsica de mayor edad y los diques están deformados y metamorfizados en grado medio a alto, mientras que la otra *suite* félsica no lo está.

Nelson et al., 1980. Distinguen entre basamento y cobertura, donde el basamento aflora sólo en la parte central de la cordillera. Reconocen metamorfismo en ambas unidades tectónicas.

Se enfoca en un estudio estructural, en el que reconocen 4 eventos de deformación, uno pre-andino y restringido al basamento evidenciado por estructuras como planos axiales de pliegues isoclinales y algunas venas de cuarzo. Los otros 3 eventos afectan tanto a basamento como a rocas de la cobertura. Corresponden a deformación andina. El primero (más antiguo) está representado por planos de foliación esquistosa y de pizarra principalmente, también hay planos axiales de pliegues y lineaciones por elongación de minerales e intersecciones. El segundo evento deforma las estructuras del primero, hay foliación y lineamiento de crenulación. El tercer y más joven de los eventos de deformación está reconocido principalmente en el basamento y representado por planos axiales de pliegues.

Diraison et al., 2000. Con el objetivo de estudiar el engrosamiento cortical, desplazamientos laterales y extensión en los Andes del sur, reconocen estructuras cretácicas y cenozoicas. Para investigar el origen de estas estructuras usaron modelos análogos.

Reconocen que las estructuras mayores varían según el lugar: En los Andes patagónicos al N de Tierra del Fuego pliegues y cabalgamientos tienen rumbo NNW, levemente oblicuos al orógeno, mientras que las fallas de rumbo son paralelas al orógeno y presentan movimiento dextral. En los Andes de Tierra del Fuego los pliegues y cabalgamientos tienen rumbo ESE, levemente oblicuos al orógeno, mientras que las fallas de rumbo son paralelas al orógeno, pero con movimiento sinistral. En la zona axial de la cuenca Magallanes los pliegues y cabalgamientos son paralelos al orógeno y los *rifts* son sub-perpendiculares a él.

Los resultados del análisis de estructuras menores de edad cenozoica fueron:

- (1) Las direcciones de acortamiento y estiramiento son mayoritariamente sub-horizontales.
- (2) Las direcciones de acortamiento varían su tendencia, siendo ENE en la cordillera patagónica y NE en Tierra del Fuego.
- (3) Las direcciones de estiramiento son sub-paralelas a las trazas de los cabalgamientos mayores.

En Tierra del Fuego dominan las fallas de rumbo y en la cordillera patagónica lo hacen los cabalgamientos y engrosamiento cortical.

Olivero et al., 2001. Realizan una revisión de la geología de los Andes Fueguinos en Argentina y en Chile.

Reconocen 7 unidades estratigráficas, las cuales representan la evolución geológica de la zona. Establecen la cronología de los eventos de deformación ocurridos en la zona, desde el arco pacífico hasta el cierre de la cuenca marginal y posterior plegamiento y metamorfismo.

Cunningham, 1995. Realiza un estudio de la orogénesis de los Andes del sur y de la evolución del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin.

El estudio lo realiza al sur de la Cordillera Darwin, donde reconoce tres eventos de deformación (D1, D2, y post-D2), cada uno de ellos representado por diferentes tipos de estructuras. Representando a D1 hay foliaciones y lineaciones, a D2 foliaciones y pliegues y a post-D2 zonas de cizalle frágil-dúctil, fallas de rumbo frágil-dúctil y fallas de rumbo frágiles de escala kilométrica.

Klepeis, 1994. Realiza estudios litológicos, estructurales y geocronológicos en Tierra del Fuego, más precisamente al norte del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin.

Infiere alzamiento entre el Cretácico tardío y el Terciario para el complejo. Acortamiento entre el Cretácico medio y el Paleógeno de la Flaja Plegada y Corrida Magallanes y finalmente alzamiento vergente al continente y deformación frágil del basamento al NE del complejo.

Capítulo II.- MARCO GEOLÓGICO

1.- GEOMORFOLOGÍA

Desde el Océano Pacífico hacia el oeste se distinguen en la zona más austral de los Andes cuatro dominios geomorfológicos (Fig 3), que son detallados a continuación (basado en Kranck, 1932; Suárez *et al.*, 1985; Dalziel, 1989; Olivero y Martinioni, 2001):

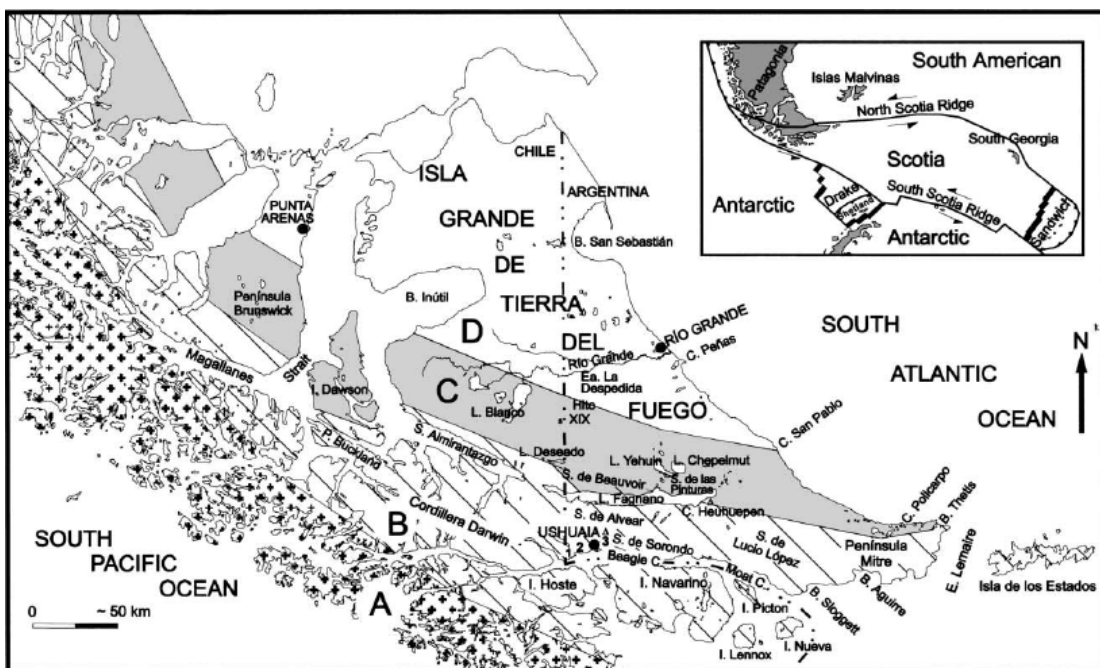


Figura 3: mapa con las principales áreas morfoestructurales del extremo sur de Sudamérica (detalle en texto a continuación). Tomada de Olivero y Martinioni, 2001.

- A) Archipiélago de antártico: Corresponde a islas de mediana altura formadas principalmente por rocas plutónicas cretácicas-cenozoicas. Es interpretado como las raíces de un arco magmático.
- B) Cordillera Central: También llamada Cordillera Principal, sus mayores alturas fluctúan entre los 1500 y 2400 m s.n.m. y se ubican en la Cordillera Darwin, Sierra de Sorondo, Sierra de Alvear, Isla Hoste e Isla Navarino.

Preserva parte de la cuenca marginal jurásica tardía a cretácica inferior de Rocas Verdes.

Consiste en esquistos y rocas graníticas altamente deformadas de edad paleozoica a jurásica, rocas volcánicas silíceas del jurásico superior, turbiditas profundas volcanoclásticas

de edad cretácica inferior y rocas plutónicas del Cretácico Inferior. Ofiolitas del Jurásico Superior (Mukasa y Dalziel, 1996) y rocas volcánicas del Cretácico Inferior (Miller *et al.*, 1994) representan el piso de la cuenca marginal y el arco volcánico, respectivamente.

- C) Colinas del norte de la Cordillera Central (Precordillera): Consiste en montañas de altura relativamente baja. Altamente falladas y corridas y plegadas, corresponden a las Fajas Plegadas y Corridas de Magallanes y Malvinas.
- D) Pampa: Área topográficamente baja y plana, ubicada al norte de la Isla de Tierra del Fuego. Son cuerpos aislados de rocas subhorizontales del Paleógeno Superior a Neógeno, que están en su mayoría cubiertas por sedimentos glaciales y fluvioglaciales cenozoicos.

Es importante notar la existencia del Oroclino de Magallanes, donde la cordillera cambia su rumbo, paulatinamente, de NS a E-W.

2.- UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

En la Cordillera Darwin existe una disconformidad principal que separa las rocas sedimentarias y volcánicas jurásicas del basamento más antiguo (Nelson *et al.*, 1980).

Es difícil distinguir entre basamento y cubierta debido a la similitud litológica entre ambas unidades y a la deformación que afecta a las distintas unidades.

Basamento:

Aflora sólo en la región central de la Cordillera Darwin. La litología consta predominantemente filitas, esquistos, neises y ocasionalmente migmatitas, donde el metamorfismo ha alcanzado el grado de anfibolita.

Las rocas predominantes, es decir las pelíticas, contienen dos tipos de capas silíceas de espesor milimétrico a centimétrico : a) metatobas y b) venas de cuarzo irregulares de origen secundario.

Cobertura:

Consiste principalmente en rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Tobífera (Thomas, 1949) y rocas clásticas de la Formación Yagán (Kranck, 1932). Las primeras subyacen a las segundas.

La litología y el grado de deformación y metamorfismo es variable de norte a sur, por ello se ha dividido en 2 zonas (basado en Nelson *et al.*, 1980):

- a) Zona norte: en este sector hay dos unidades, una inferior y otra superior:
 - Unidad inferior: predominan rocas volcánicas silíceas, con una secuencia sedimentaria delgada en la base que consta de un conglomerado basal clastosoportado, con clastos volcánicos en su mayoría y también del basamento. Las rocas volcánicas son tobas bien estratificadas, riolitas bandeadas y masivas, brechas volcánicas muy gruesas y flujos de escoria.
 - Unidad superior: rocas sedimentarias clásticas finas a gruesas con un importante aporte volcánico detrítico.

El contacto entre ambas unidades es concordante y el grado metamórfico varía entre bajo y esquistos verdes.

- b) Zona sur: hay una mayor proporción de rocas volcánicas intermedias que en la zona norte. El grado metamórfico de éstas está restringido a esquistos verdes.

Hay brechas volcánicas que ocasionalmente se intercalan con lavas que presentan estructuras de almohadillas, rocas sedimentarias clásticas similares a las del sector norte, pero el grado metamórfico alcanza hasta anfibolita en algunos lugares y la deformación es mayor.

Aparece una unidad volcánica silícea intercalada.

3.- ROCAS ÍGNEAS

Se incluyen en este acápite rocas ígneas no estratificadas que existen en la Cordillera Darwin.

Hay dos unidades félsicas y un enjambre de diques máficos. La unidad félsica más antigua y los diques están deformados, mientras que la unidad félsica más joven no lo está (Kranck, 1932).

- **Unidad félsica deformada:** ortoneises félsicos al centro y sur de la Cordillera Darwin, rodeados por rocas del basamento de grado metamórfico alto a medio. Son granitos de biotita y granodioritas, que en menor medida contienen granate, muscovita y anfíbola. Están débilmente foliados, con un plano de foliación paralelo al lineamiento de micas y a la elongación de cuarzo y feldespato.
- **Diques máficos:** son abundantes en toda la cordillera, pero se concentran más en el centro y sur.

Debido al metamorfismo, ahora corresponden a anfibolitas con anfíbola, plagioclasa y en menor medida biotita, óxidos opacos, esfeno y granate. La foliación está definida por la orientación de anfíbolas y plagioclasas y usualmente es paralela a los márgenes de los diques.

Fueron intruidos después de las rocas graníticas del Jurásico Superior y antes de la deformación cretácica de la Cordillera Darwin.

- **Unidad félsica no deformada:** restringida a la zona centro y sur de la cordillera. Son tonalitas de biotita y ocasionalmente tonalitas de hornblenda y granodioritas comúnmente con muscovita.

Edad: 70 a 90 Ma como mínimo (Halpern, 1973).

4.- ESTRUCTURAS MAYORES

Esta sección está basada en el trabajo de Diraison *et al.*, 2000.

Se reconocen en la zona 3 tipos de estructuras a escala regional, que son detalladas a continuación:

1. Pliegues y fallas inversas

Son de edad cretácica tardía a cenozoica y se han documentado en:

- a) Cordillera Patagónica (Ramos, 1989).
- b) Zona axial de la faja plegada y corrida Magallanes (Winslow, 1981).
- c) Cordillera Darwin (Nelson *et al.*, 1980).
- d) Al SE de Tierra del Fuego (Kranck, 1932).

Como primera aproximación estas estructuras son paralelas a la Cordillera Principal en la zona axial, sin embargo hacia los flancos se hacen oblicuas. En la zona de la Cordillera Patagónica tienen rumbo aproximado NNW y las fallas presentan componente transcurrente dextral (Coutand *et al.*, 1999). En el sector fueguino el rumbo de las estructuras es ESE y la componente transcurrente de las fallas es sinistral (Nelson *et al.*, 1980).

2. Fallas de rumbo

Han sido bien documentadas en Tierra del Fuego, donde tienen movimiento sinistral y son paralelas a la cordillera (Cunningham, 1993; Klepeis, 1994). Muchas tienen estructuras tardías que representan régimen transtensional de edad neógena a cuaternaria (Diraison *et al.*, 2000).

En la Cordillera Patagónica hay menos información. Al N del ridge Chile está la falla Liquiñe-Ofqui (Hervé, 1976), esta falla ha estado activa dextralmente desde el Cenozoico temprano hasta el presente y es atribuible a la convergencia oblicua de la placa Nazca bajo Sudamérica (Cembrano *et al.*, 1996). Al S del ridge hay fallas dextrales en torno al lago Viedma (Coutand *et al.*, 1999).

3. Rifts

Rifts y fallas normales asociadas han sido documentadas en la zona axial de la cuenca Magallanes (Diraison *et al.*, 1997a, b). Otras estructuras de este tipo están presentes cerca de los 50° S (Coutand *et al.*, 1999). Todas ellas son tienen rumbo subperpendicular a las fallas inversas activas al menos hasta el Neógeno.

5.- EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Se presenta una síntesis de la evolución tectónica de la región basada en Diraison *et al.*, 2000.

Actualmente en la región está la placa Sudamericana, Antártica, Nazca y Scotia. Nazca y Antártica subductan bajo Sudamérica, pero a diferentes velocidades y direcciones (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Entre ellas está el Ridge Chile, entre Scotia y Sudamérica el límite es transcurrente sinistral.

Se pueden distinguir 4 etapas diferentes en la evolución de la región hasta la configuración actual:

1. Paleozoico: acortamiento y acreción

Durante el Paleozoico Sudamérica, África y Antártica eran parte de Gondwana. Actualmente hay muy pocos afloramientos paleozoicos y precámbricos, por lo cual se hace difícil reconstruir la historia evolutiva de la región para dicho periodo. Sin embargo existe evidencia de un episodio de acortamiento que permitió el plegamiento de las rocas del basamento (Ramos, 1989; Kraemer, 1993; Coutand *et al.*, 1999). Se ha sugerido la acreción de terrenos alóctonos durante el Paleozoico (Kranck, 1932; Dalziel y Elliot, 1973; Ramos 1988).

2. Triásico a Cretácico temprano: extensión y sedimentación

Ocurrió en el extremo SW de Gondwana adelgazamiento cortical (Dalziel, 1981). El resultado fue un sistema de cuencas de *rift* con tendencia actual NNW. Durante el Jurásico tardío la extensión fue acompañada de volcanismo silíceo producto de la anatexia cortical (Natland *et al.*, 1974; Bruhn *et al.*, 1978; Gust *et al.*, 1985; Pankrust y Rapela, 1995).

Desde el Jurásico tardío al Cretácico temprano el volcanismo silíceo decreció y se incrementó el básico y se desarrolló una cuenca marginal de trasarco llamada Cuenca de Rocas Verdes (Katz, 1973; Dalziel *et al.*, 1974; Cunningham, 1994). En la cuenca se alcanzó a formar piso oceánico, evidenciado hoy por la existencia de cuerpos ofiolíticos en la región (Diraison *et al.*, 2000).

3. Cretácico tardío: inversión y engrosamiento cortical

La compresión comenzó hacia el Albiano (aproximadamente 100 Ma), probablemente como resultado de cambios en la velocidad de convergencia de las placas, mientras el Atlántico sur continuaba abriéndose. El cierre e inversión de la Cuenca Rocas Verdes (Halpen y Rex, 1972; Dalziel *et al.*, 1974) fue seguida por alzamiento de la cordillera y emplazamiento de rocas plutónicas (Katz, 1972; Suárez y Pettigrew, 1976).

En la Cordillera Darwin la mayor fase de alzamiento y enfriamiento ocurrió en el Cretácico tardío (Nelson *et al.*, 1980; Nelson, 1982; Kohn *et al.*, 1993; Cunningham, 1995).

Movimientos transcurrentes contribuyeron al desarrollo del Oroclino de Magallanes, existe evidencia paleomagnética de rotaciones antihorarias cercanas a los 90° desde el Cretácico temprano (Dalziel *et al.*, 1973).

La deformación se propagó hacia el cratón estable formando la cuenca de antepaís de Magallanes y la faja plegada y corrida del mismo nombre (Klepeis, 1994).

4. Cenozoico: engrosamiento cortical, transurrencia y extensión.

A partir de los 30 Ma el paso Drake se abrió entre Sudamérica y la península antártica (Lawver *et al.*, 1985), permitiendo de esta forma el desarrollo de la placa Scotia (Diraison *et al.*, 2000).

A los 14 Ma la dorsal Chile, que separa las placas Nazca y Antártica, colisionó con Sudamérica y subductó oblicuamente (Cande y Leslie, 1986). Con esto el punto triple migró hacia el N, desde Tierra del Fuego hasta su posición actual.

Durante el Paleógeno el engrosamiento cortical continuó (Winslow, 1988). En la zona axial de la cuenca Magallanes se acumularon casi 5000 m de sedimentos (Biddle *et al.*, 1986).

Durante el Neógeno ocurre extensión que desarrolla cuencas de *rift* en la zona axial de la cuenca Magallanes (Diraison *et al.*, 1997), esto implica la separación de Tierra del Fuego del continente mediante una zona de extensión que genera como resultado el Estrecho de Magallanes.

Capítulo III.- RESULTADOS

Este capítulo se encuentra dividido según las dos áreas de estudio. En cada una de ellas se muestran datos litológicos, mineralógicos y estructurales. Primero se muestran los datos correspondientes a Bahía Pía y en segundo lugar a Seno Garibaldi (Fig. 2).

1.-BAHÍA PIA

Bahía Pía es un fiordo con elongación NS, que se divide en dos brazos, uno hacia el este y otro al oeste (Fig 2). Las costas son, en muchas partes, abruptas y de difícil acceso (Fig 4), por lo cual se tomaron datos en las zonas más cercanas al agua, sin alejarse demasiado de la costa. Además, pocos metros hacia el interior de la línea de costa la vegetación se hace más tupida dificultando aún más el acceso.



Figura 4: vistas tomadas desde el bote a la costa de Bahía Pía en diferentes partes de ella. Se muestra lo abruptas que son las costas en el área y la vegetación existente en algunas partes.

1.1 Litología

En esta área afloran 3 unidades litodémicas, de más antigua a más joven son una unidad de protolito volcano-sedimentario, otra de protolito plutónico y finalmente una cuyo protolito son diques máficos. Todas están afectadas por metamorfismo y deformación.

En los lugares donde se puede observar y medir la estratificación, ésta miente mayoritariamente hacia el suroeste.

La unidad más antigua, de protolito volcánico-sedimentario, está constituida actualmente por esquistos y la de protolito intrusivo por un ortoneis. Los diques son los que más conservan sus características originales, sin embargo también se encuentran deformados y afectados por metamorfismo.

La litología más abundante son esquistos, principalmente lepidogranoblásticos; intruyendo a estos esquistos se encuentra el ortoneis e intruyendo a ambas unidades están los diques.

Unidad Esquistos

Aflora en la parte central de Bahía Pía (Fig 5). Está constituida por esquistos lepidogranoblásticos de cuarzo (en bandas muy abundantes), plagioclasa, biotita y mica blanca, en menor medida hay granate y feldespato potásico, ocasionalmente sillimanita, estauroлита y muy escasa vez cianita.

El protolito corresponde a rocas volcánicas y sedimentarias.

Se encuentra altamente deformada, laminada y plegada (Figs 6 y 7).

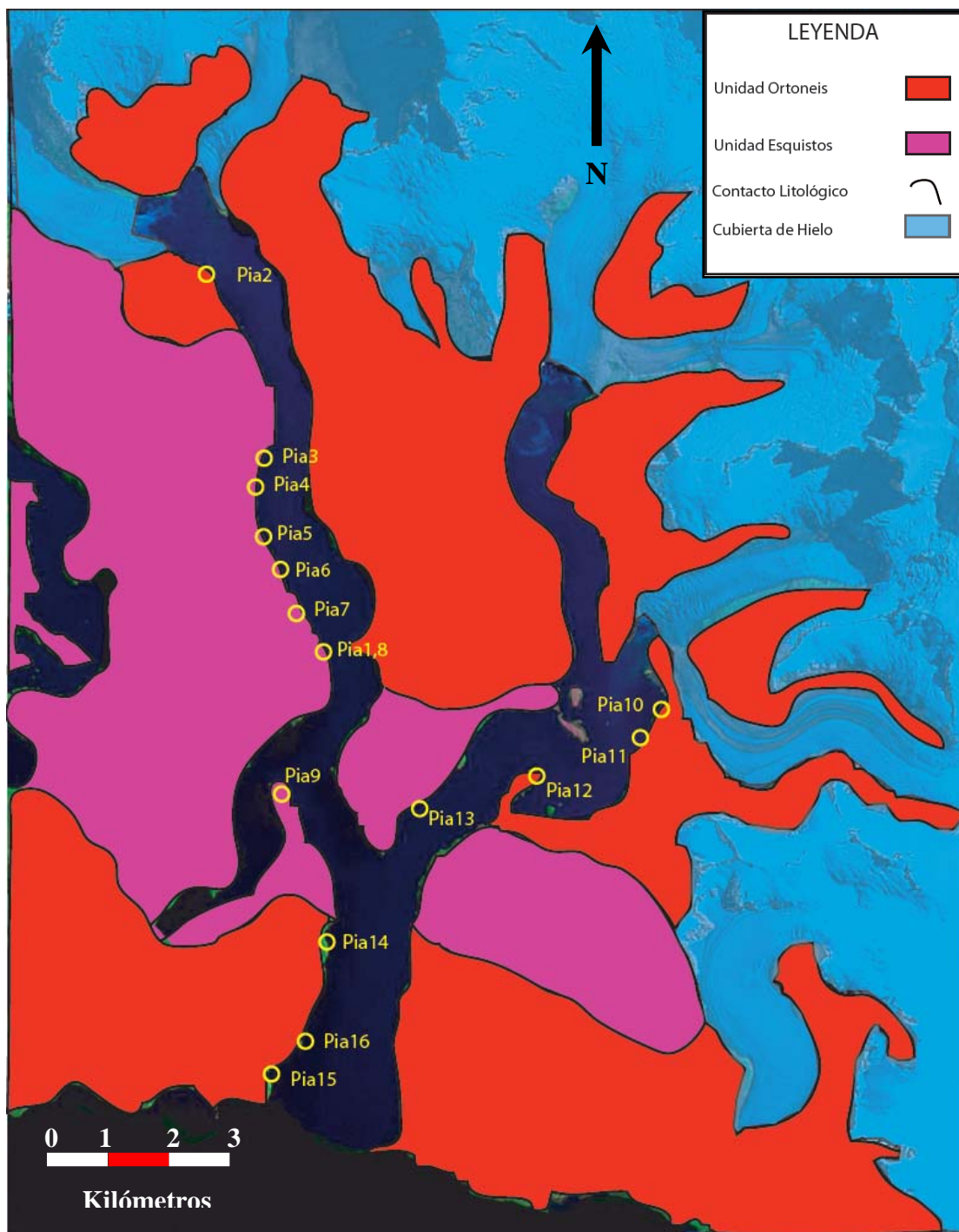


Figura 5: mapa litológico de Bahía Pía. Corresponde a información vista en terreno y fotointerpretada. Se muestran también los puntos de control, donde fueron recolectadas muestras.



Figura 6: fotografía de esquisto lepidogranoblástico representativo de toda el área de Bahía Pía. Se muestra la mineralogía (cuarzo y micas, principalmente), la laminación y los pliegues.



Figura 7: laminación y pliegues en esquisto lepidogranoblástico de Bahía Pía.

Los minerales que dan la foliación a las rocas de esta unidad son mica blanca, biotita y cuarzo, que también son los minerales más abundantes (Fig 8).

Todos los granos de cuarzo existentes en esta unidad presentan extinción ondulosa y textura de recristalización (Fig 8).

El granate se presenta en muchas partes de la bahía, de tamaño muy variable. Se han observado en terreno granos centimétricos y en cortes granos milimétricos (Fig 9). Muchos de estos granos se encuentran rotados, lo que será estudiado más adelante para determinar la cinemática de la deformación.

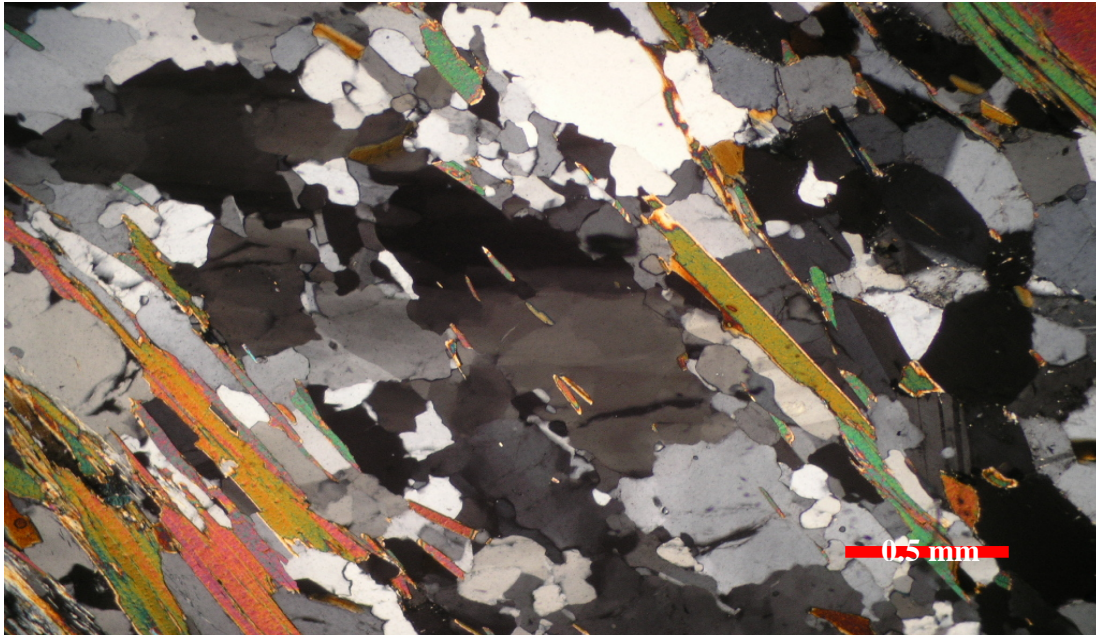


Figura 8: microfotografía de lámina delgada de esquistos lepidogranoblásticos representativo de Bahía Pía. Se observan minerales abundantes como cuarzo y micas. Ambos, orientados paralelamente, dan la foliación de la roca (S1). Los granos de cuarzo presentan extinción ondulosa y textura de recristalización. Estas dos últimas características son penetrativas en toda el área de Bahía Pía. Tomada con nícoles cruzados.

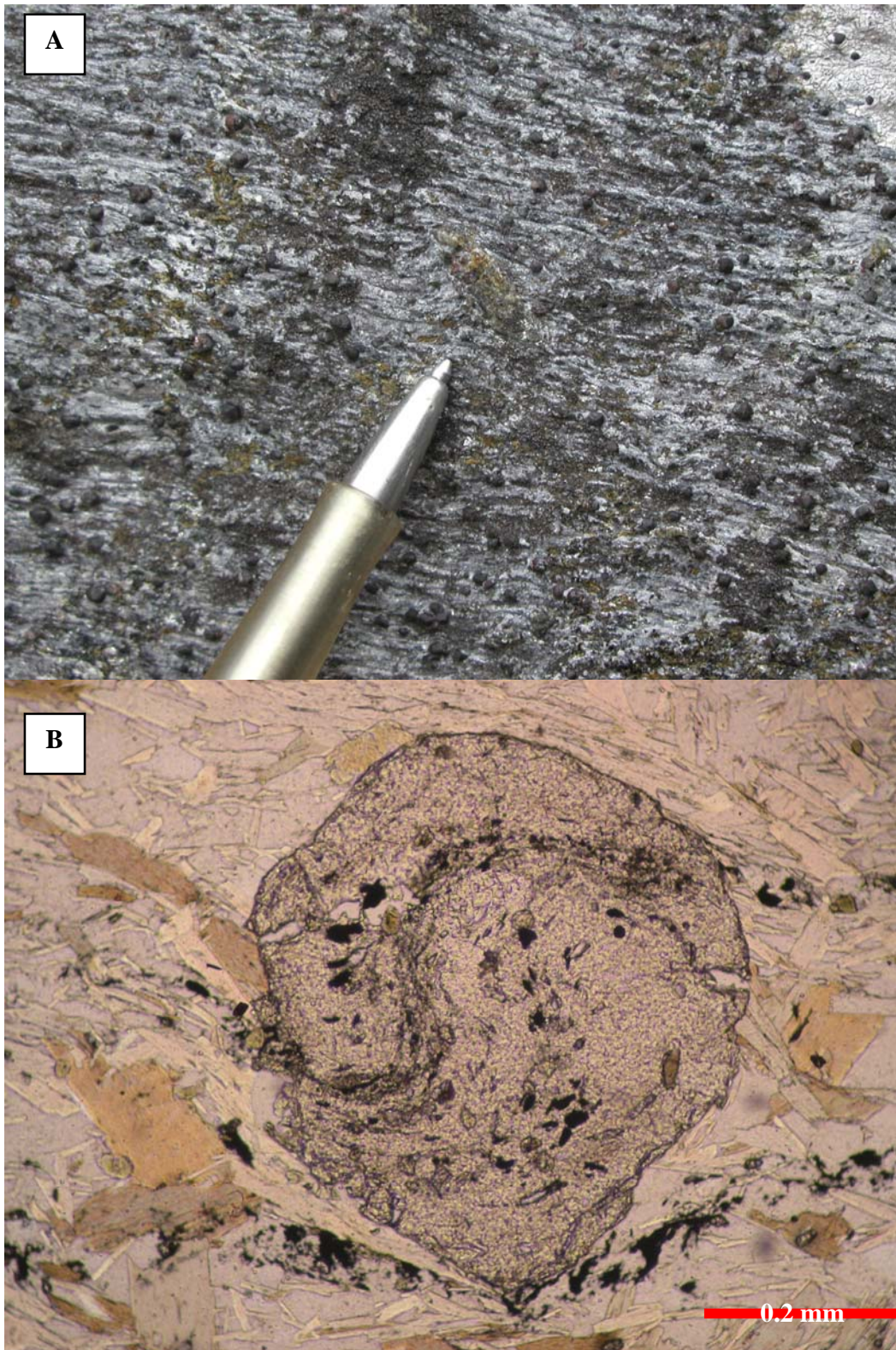


Figura 9: A) cristales de granate en Esquistos de Bahía Pía. Muestra PIA6 B.
B) microfotografía de cristal rotado de granate de 0.6 mm aprox. Muestra PIA6 B. Tomada con nícoles paralelos.

Otros minerales importantes por su presencia, para conocer las condiciones del metamorfismo, pero de menor abundancia, son sillimanita, estaurolita y aún en menor cantidad cianita. Al igual que el granate, la estaurolita se presenta en variados tamaños, desde milimétrica a centimétrica (Figs 10 y 11) en cambio la sillimanita lo hace en todos los casos en forma de fibrolita (Fig 12) y cianita sólo se encontró en PIA 7, ubicada al centro del brazo oeste de Bahía Pía (Figs 5 y 13).

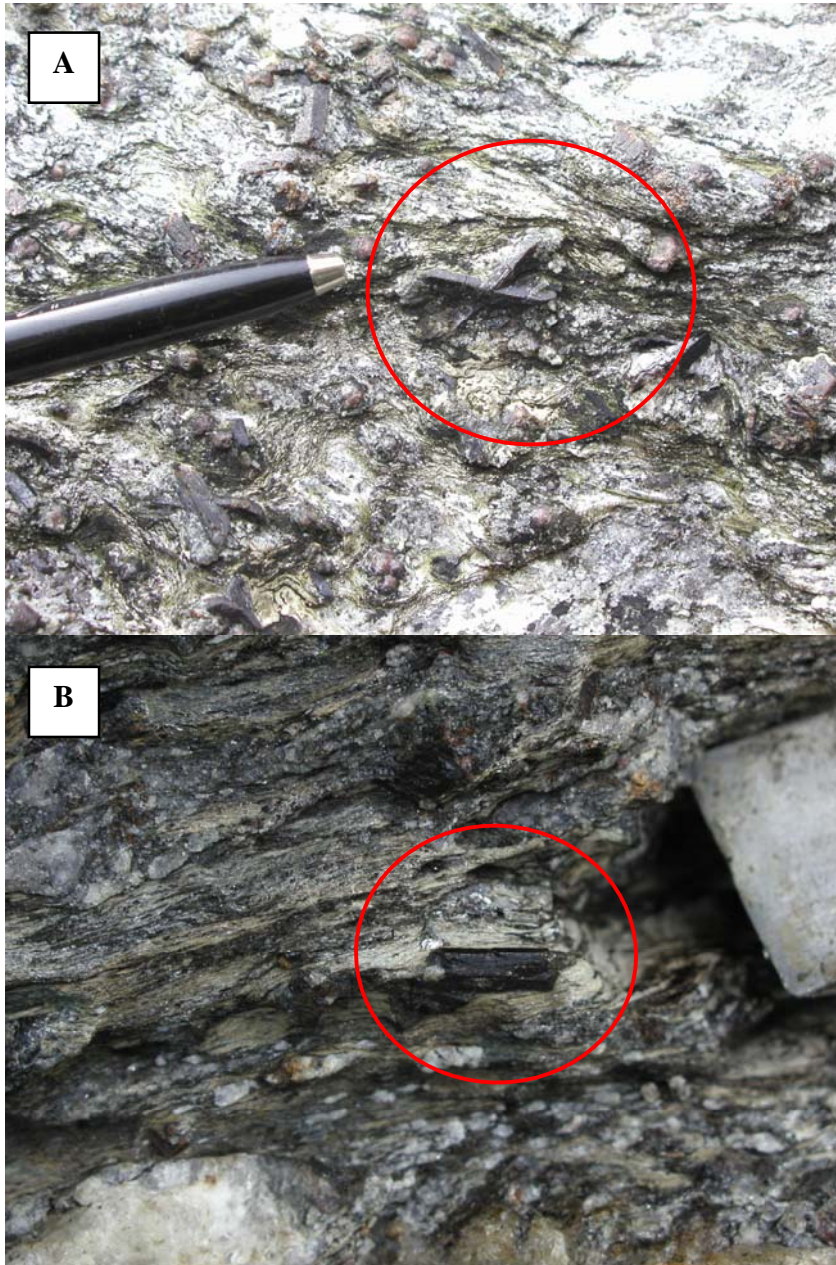


Figura 10: A) cristales centimétricos de estaurolita y granate, en el círculo rojo hay un cristal maclado de estaurolita. B) cristal de estaurolita. Ambas fotografías corresponden a la ubicación PIA13, en la Unidad Esquistos.

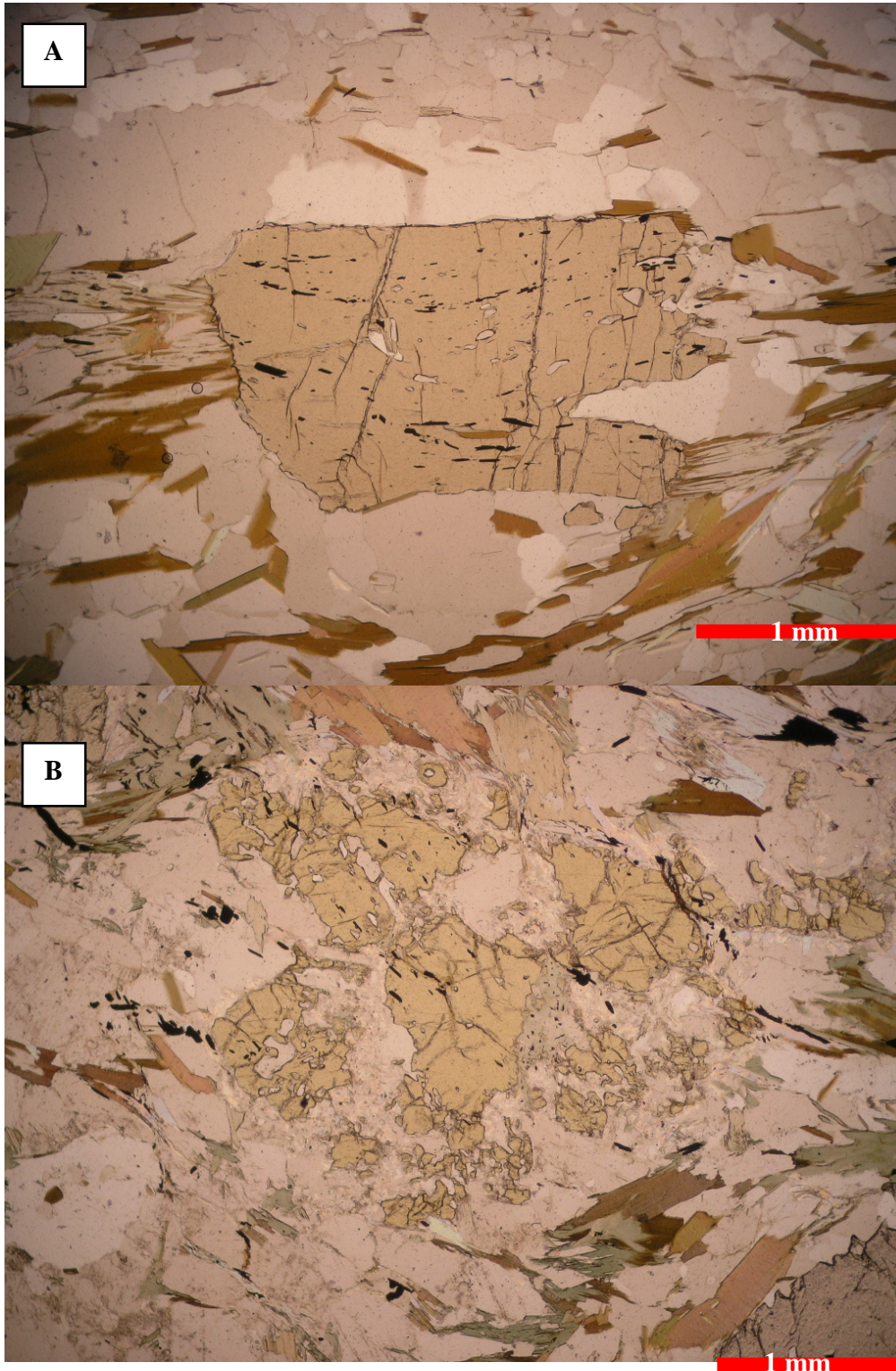


Figura 11a: A) microfotografía de cristal de estaurólita con inclusiones de minerales opacos. El grano es postectónico a la foliación de las biotitas (S1). Muestra PIA1 A. B) microfotografía de estaurólita parcialmente pinitizada. Muestra PIA7 A. Ambas están tomadas con nícoles paralelos.

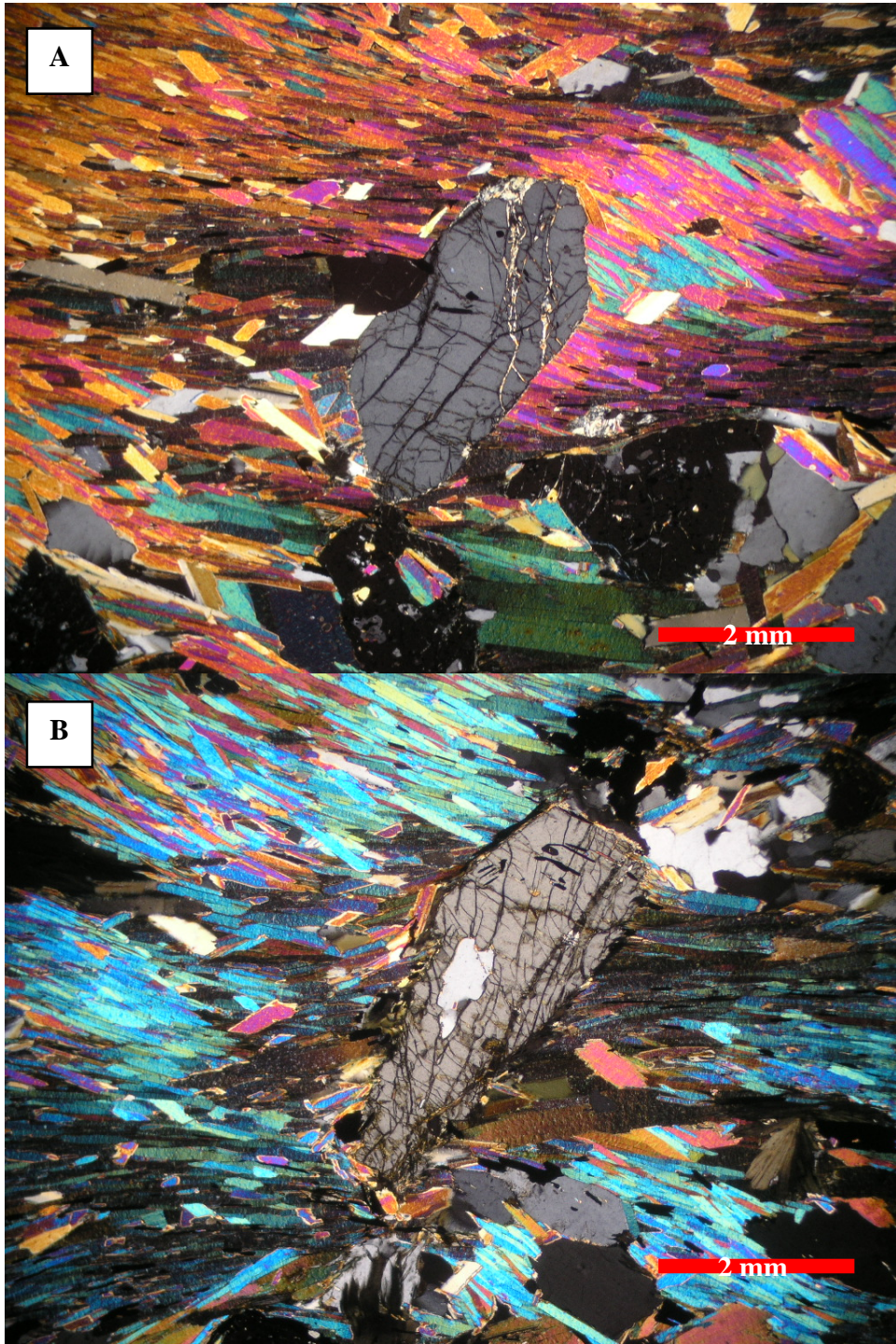


Figura 11b: A) microfotografía de estaurolita postectónica a la foliación de mica blanca (S1). Muestra PIA5 C. Tomada con nicoles cruzados. B) otra microfotografía de la misma muestra.

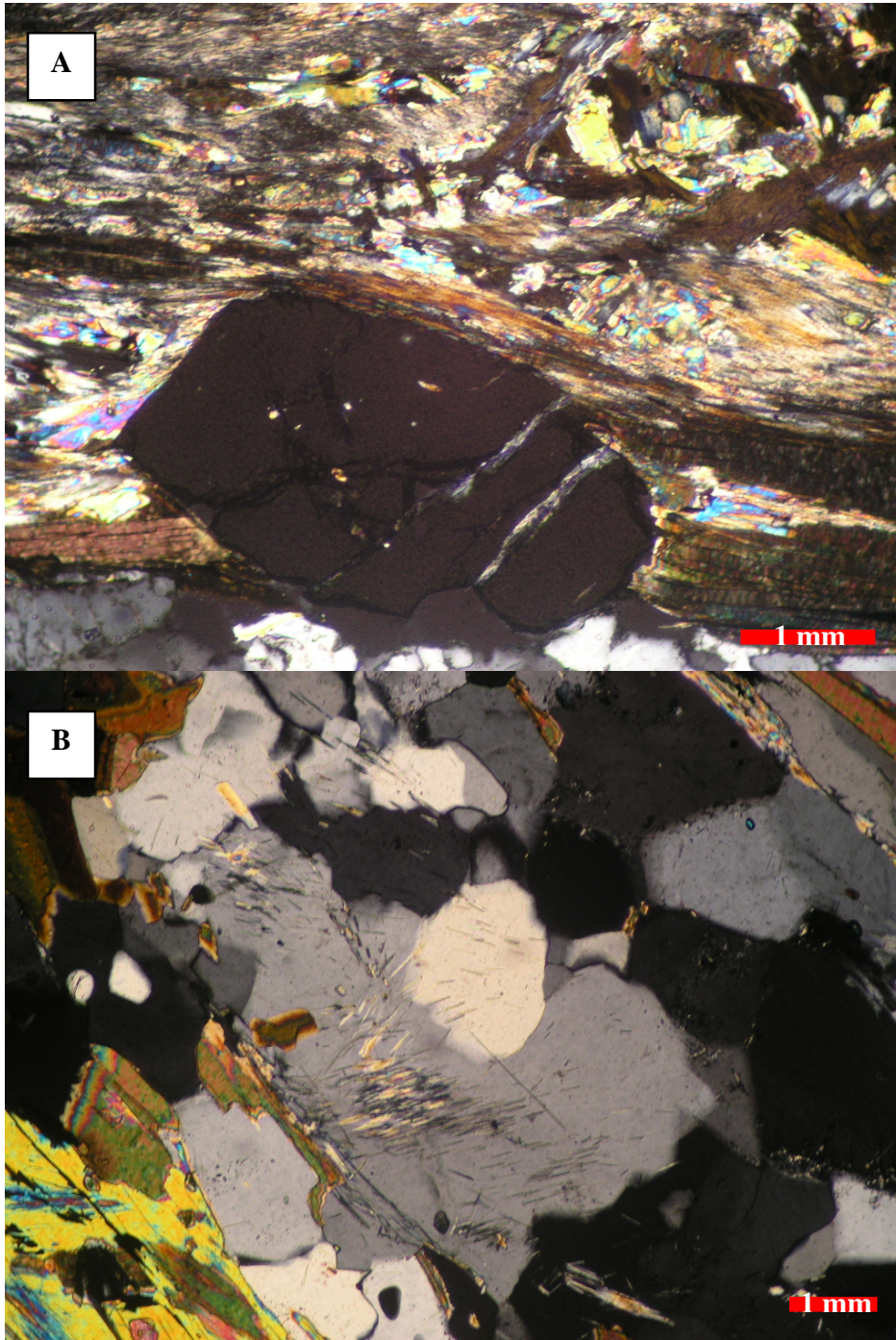


Figura 12: A) microfotografía de sillimanita, como fibrolita. Se encuentra de manera abundante y entrecrecida con mica blanca. Muestra PIA10 B. B) microfotografía de sillimanita, como fibrolita, en inclusiones dentro de cuarzo. Muestra PIA2 A. Ambas fotografías están tomadas con nicoles cruzados.

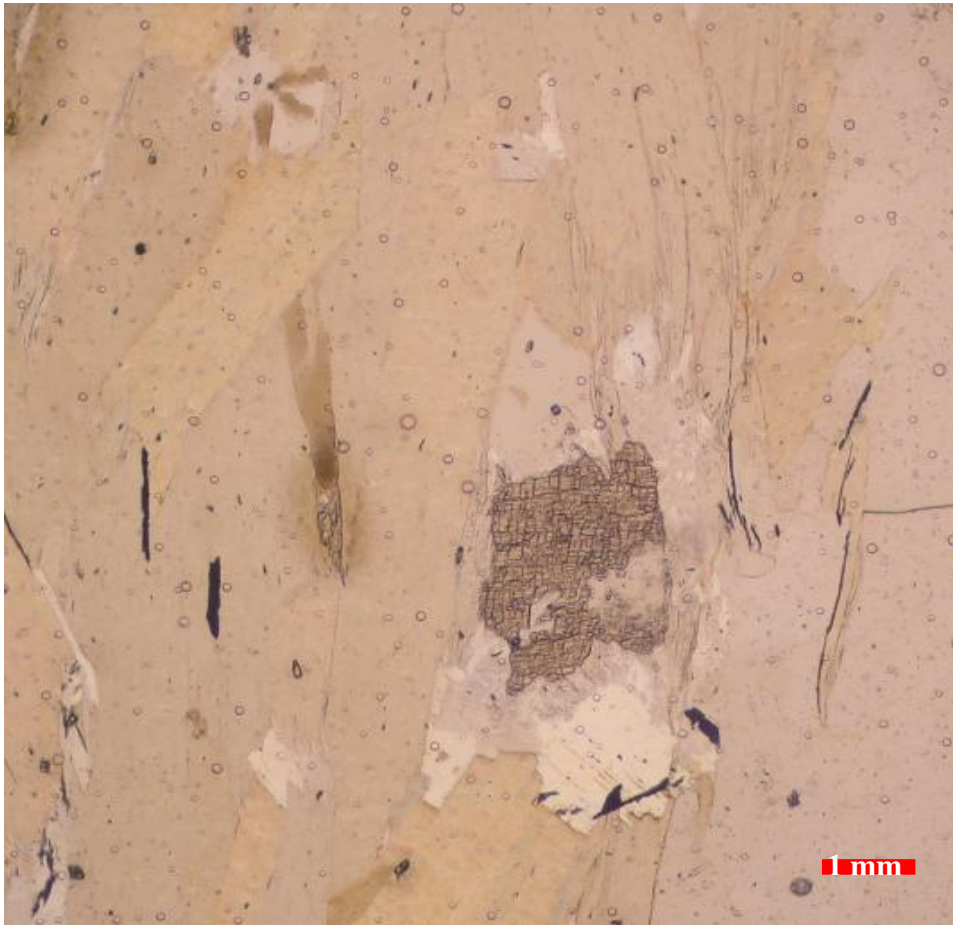


Figura 13: microfotografía de cristal de cianita. Muestra PIA7 A. Tomada con nícoles paralelos.

Unidad Ortoneis

Aflora al norte y sur de la bahía y también a la entrada de ésta por las costas del canal Beagle (Fig 5). Esta unidad es más joven que la Unidad Esquistos, pues así lo demuestran las relaciones de contacto (Fig 14).

El protolito corresponde a granodioritas y tonalitas de biotita, mica blanca (muscovita según Nelson *et al.* 1980), en menor medida granate y anfíbola. En algunas zonas presenta magnetita (Fig 15).

El grado de deformación es menor que aquel de la unidad anterior, ya que está mucho menos plegada. Esto se tratará con más detalle más adelante en la sección correspondiente.

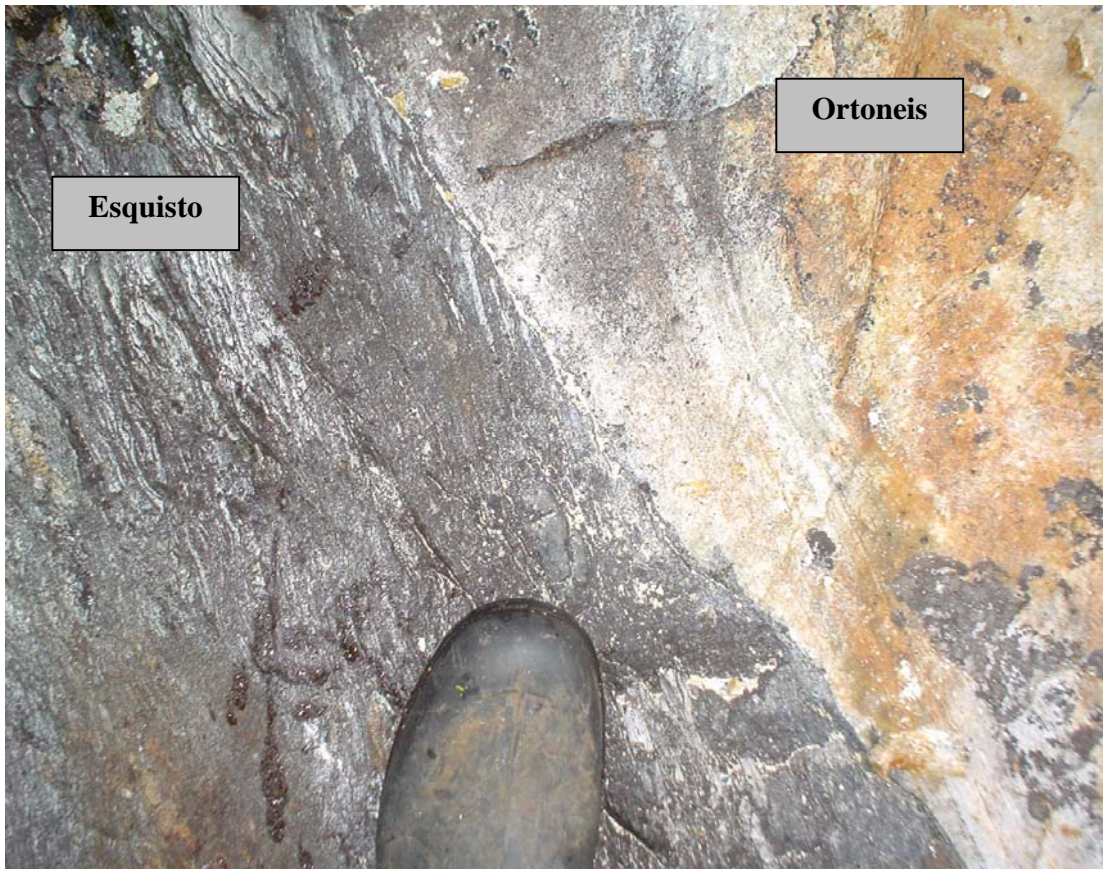


Figura 14: contacto entre la Unidad Ortoneis (protolito: tonalita en este caso) y la Unidad Esquistos. Se observa la relación temporal entre ambas unidades: Unidad Ortoneis más joven que la Unidad Esquistos. Ubicación PIA2.



Figura 15: ortoneis de protolito granodiorita de biotita y magnetita. El círculo rojo muestra cristales de magnetita. Ubicación PIA3.

Hacia el extremo norte del brazo este de Bahía Pía esta unidad aparece como migmatita, mientras que en su entrada, muy cerca del canal Beagle (PIA 16) lo hace como milonita, altamente foliada, compuesta de cuarzo, mica blanca, biotita, feldespato potásico y epidota. (Fig 16).

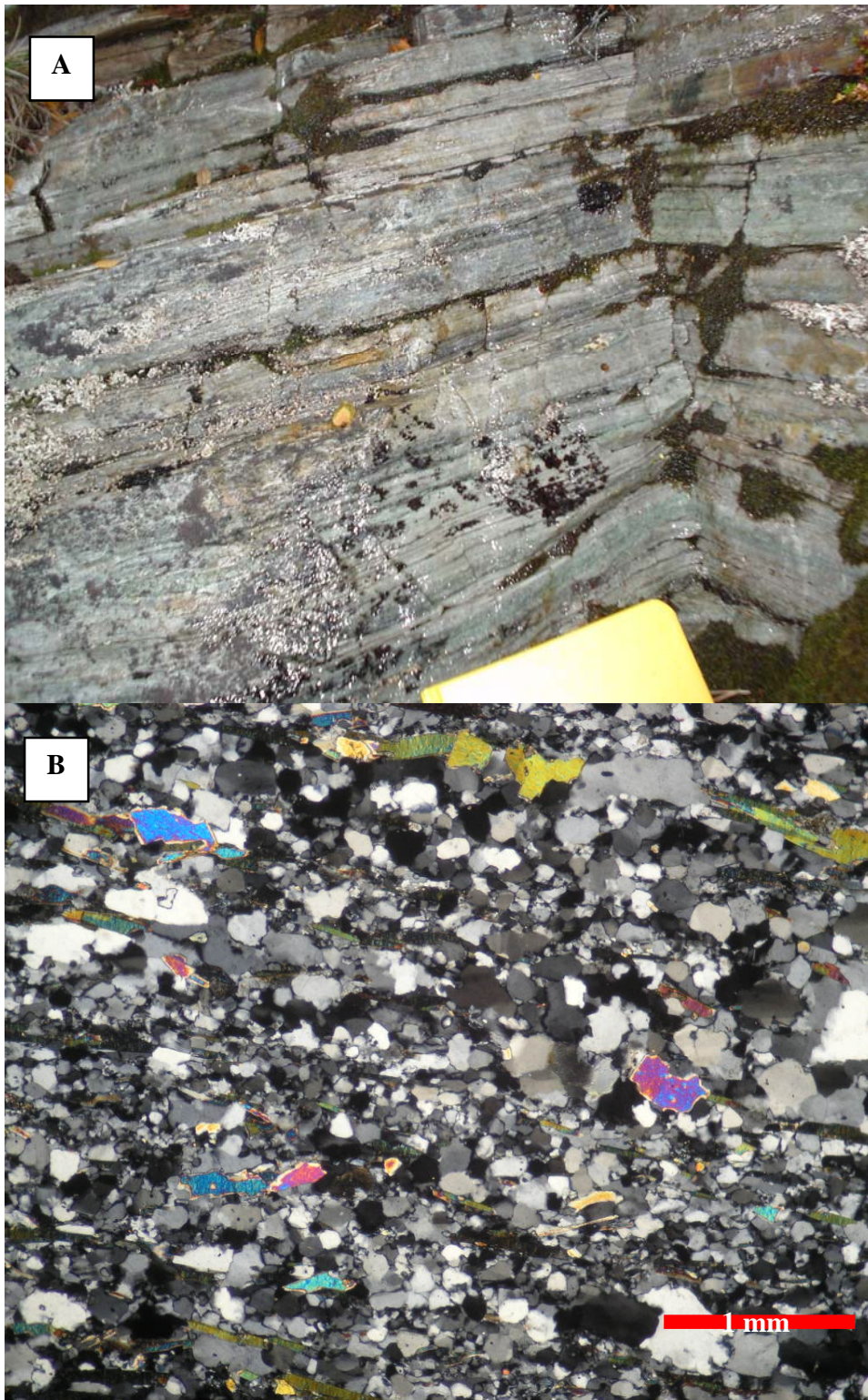


Figura 16: A) afloramiento de la milonita de la Unidad Ortoneis. Se aprecia claramente la foliación sub horizontal de la roca. B) microfotografía de un corte transparente de la misma muestra. Se observa la mineralogía que la compone: cuarzo, feldespato potásico, mica blanca y biotita. Muestra PIA 16B.

Unidad Anfibolita

Corresponde a una unidad cuyo protolito son diques máficos de espesor variable entre 20 cm y 4 m.

Aún mantienen estructuras primarias, de hecho, conservan sus características de diques.

Es la unidad más joven de todas las presentes en esta área, así lo demuestran las relaciones de contacto observadas en terreno, es decir, las rocas de esta unidad intruyen a las rocas de las otras 2 unidades (Figs 17 y 18).



Figura 17: Unidad Anfibolita intruyendo a la Unidad Esquistos. Se observa el grado de plegamiento de uno de los diques. Ubicación PIA13.



Figura 18: Unidad Anfibolita intruyendo al la Unidad Ortoneis.

Los diques correspondientes a esta unidad se distribuyen en toda la bahía, aunque hacia el norte aumenta su frecuencia (Fig 19). Según Nelson *et al.* (1980) estos diques están por toda la Cordillera Darwin y se concentran en la porciones centrales y sur de ésta.



Figura 19: Unidad Anfibolita intruyendo a la Unidad Ortoneis. Se observa la alta frecuencia de ocurrencia de los diques de la Unidad Anfibolita. Que aumenta hacia el norte de la bahía. Ubicación PIA9.

Producto del metamorfismo los diques de esta unidad ahora son anfibolitas con anfíbola (60 - 70%), plagioclasa (10 - 20%), cuarzo (10 - 20%), en menor cantidad biotita, feldespato potásico, óxidos opacos y granate.

Aunque se tratará con detalle más adelante, cabe mencionar que están deformados, plegados y foliados, su foliación es paralela a su orientación en la mayoría de las zonas donde afloran.

1.2 Metamorfismo

Las rocas de la Cordillera Darwin son unas de las pocas rocas cretácicas de alto grado metamórfico en los Andes del sur (Kohn *et al.*, 1993)

El grado metamórfico de las 3 unidades presentes en Bahía Pía es muy similar. Esto también está documentado por Nelson *et al.* (1980).

Los minerales índices del grado metamórfico del área son biotita, granate, estaurolita y sillimanita, también se destaca la ocurrencia de cianita en el punto de control PIA 7 (Figs 5, 20, 21 y 22), lo que también está documentado por Kohn *et al.* (1993).

Los minerales de menor grado en Bahía Pía son clorita, biotita y granate, mientras que la asociación más alta es cianita-sillimanita. Cabe señalar que es el granate el mineral índice más abundante en toda la bahía.

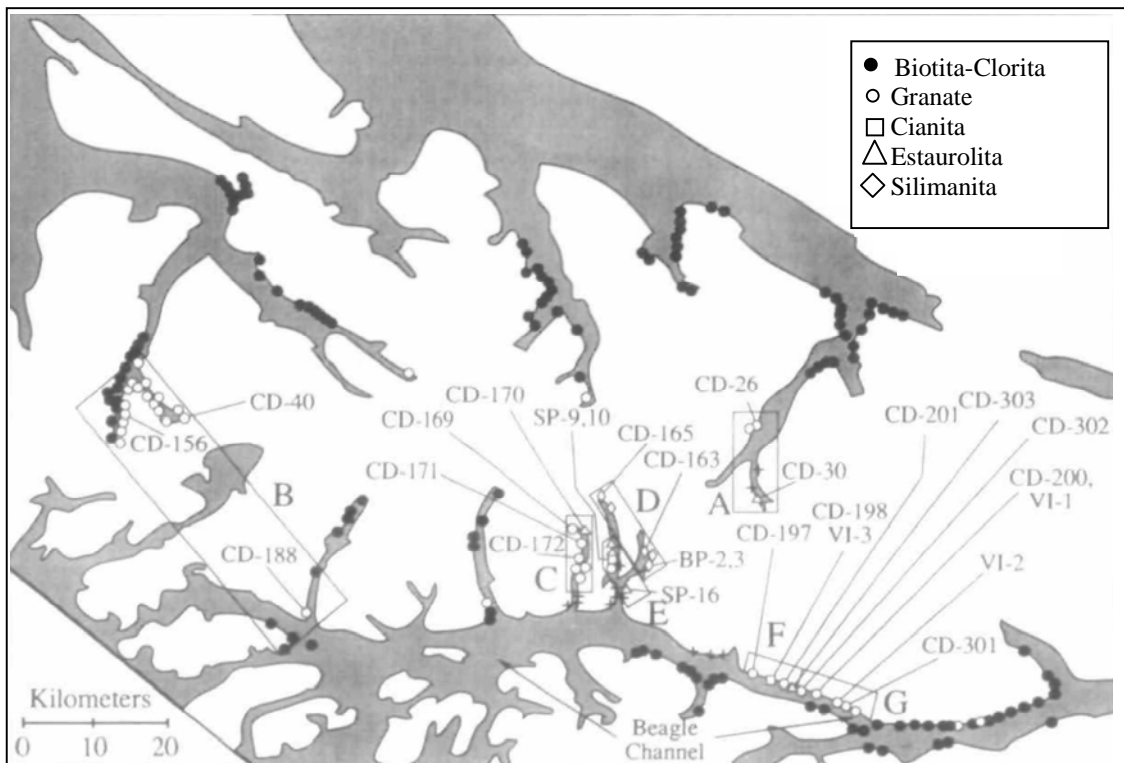


Figura 20: minerales metamórficos índices en el Complejo Metamórfico Cordillera Darwin, tomado de Kohn *et al.*, 1993.

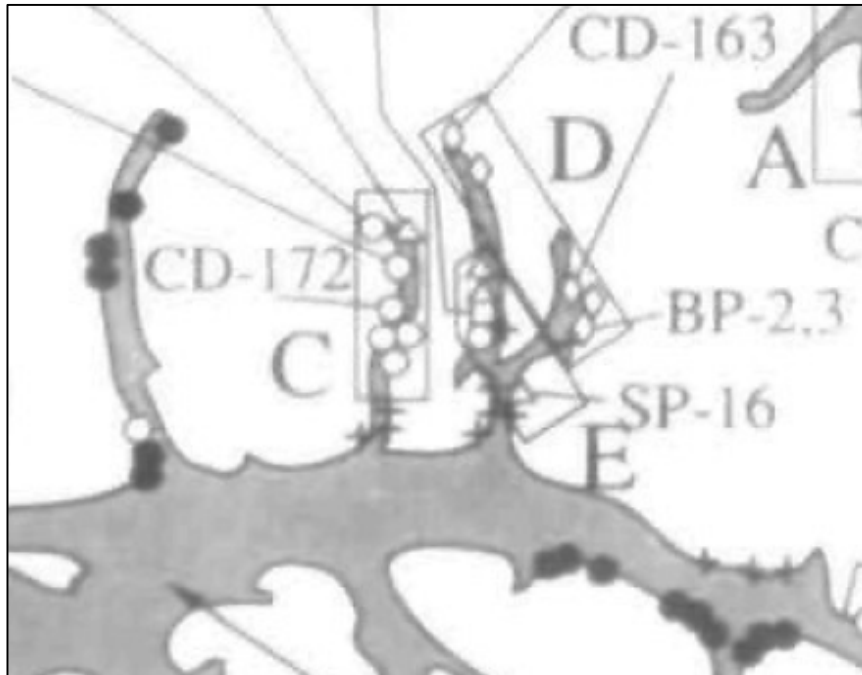


Figura 21: acercamiento de la figura anterior a los lugares de estudio de este trabajo: Bahía Pía y Seno Garibaldi, misma leyenda que figura anterior. Tomada de Kohn *et al.*, 1993.

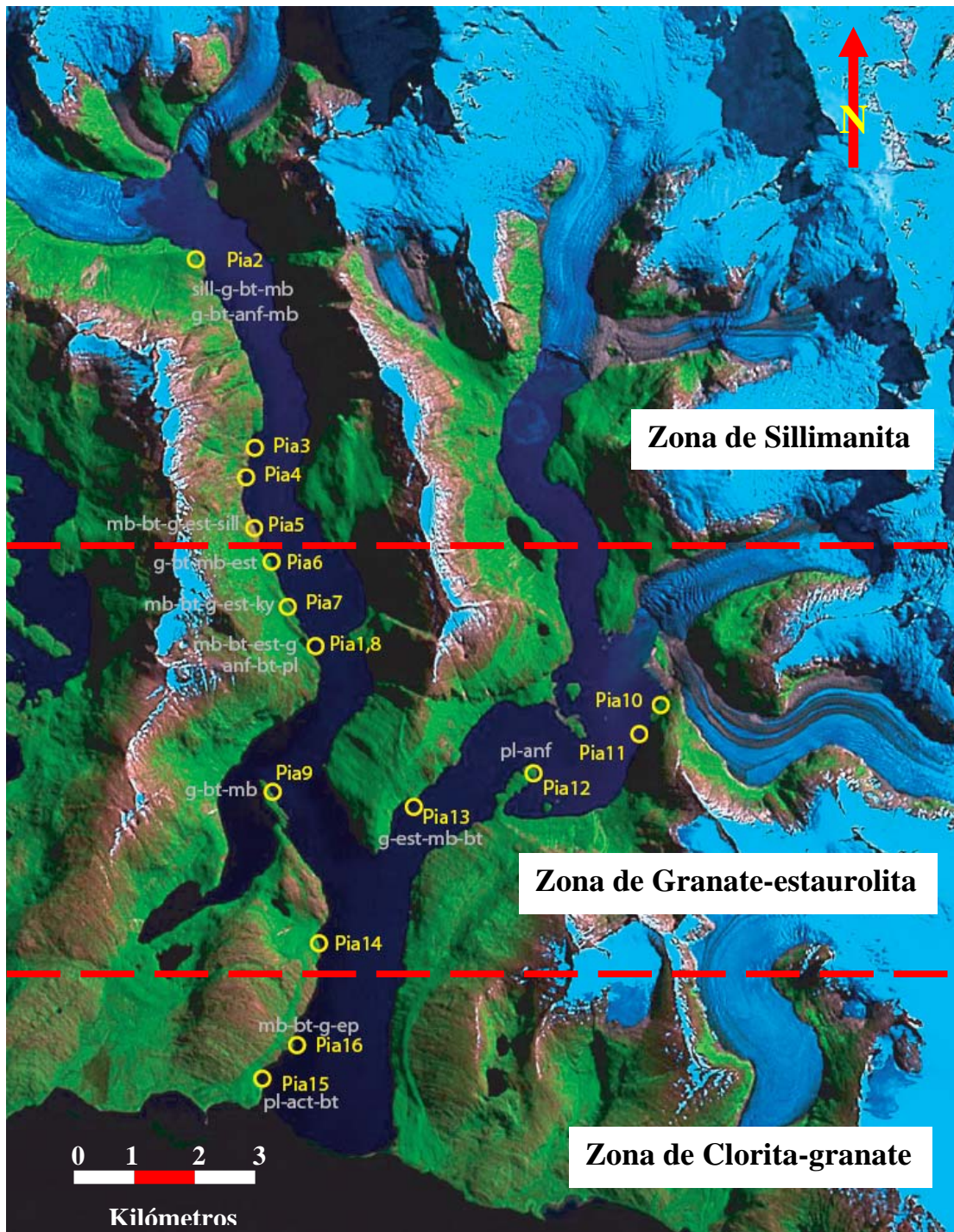


Figura 22: minerales metamórficos observados en terreno y en láminas delgadas en el sector Bahía Pia y las zonas mineralógicas definidas. Esta información se complementa con la presentada por Kohn *et al.*, 1993.

Los datos presentados, hasta ahora, en esta sección corresponden al grado metamórfico más alto alcanzado, sin embargo las rocas presentan metamorfismo retrógrado evidenciado por la cloritización parcial de biotitas y granates (Fig 23) y por los abundantes cristales de granate que presentan textura de embahiamiento.

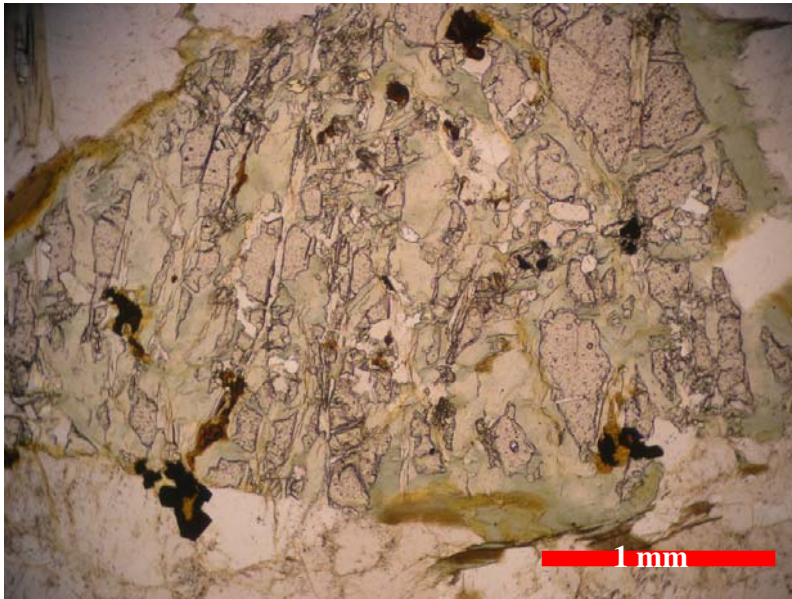


Figura 23: microfotografía de granate cloritizado representativo de Bahía Pía, evidencia de metamorfismo retrógrado. Muestra PIA2 E. Tomada con nicoles paralelos.

1.3 Deformación y estructuras

Se reconocen tres generaciones de estructuras, las cuales representan tres eventos de deformación distintos. Fueron separadas según los distintos estilos estructurales que presentan, por las relaciones de corte y por su orientación.

La posible estratificación primaria u original ha sido borrada por el metamorfismo y la deformación.

Se denominará por una letra al tipo de estructura y por un número al evento, así la deformación en sí queda representada por la letra “D”, si ésta está representada por foliación le corresponde la letra “S”, por lineación la letra “L” y por pliegues la “F”.

De esta manera las generaciones de estructuras asociadas a cada evento quedan denominadas D1, D2 y D3. Ordenadas de más antigua a más joven.

Estructuras D1:

Está fuertemente desarrollada y corresponde casi exclusivamente a foliación esquistosa (Fig 24), que se denominará S1. Es difícil medirla dado que está intensamente deformada por los dos eventos posteriores, sin embargo en ciertas zonas sí fue posible hacerlo.

En la Unidad Esquistos, S1 se presenta como foliación de micas y venas de cuarzo, asociadas a feldespato potásico. En la Unidad Ortoneis lo hace como alineación de granos de biotita, cuarzo y feldespato potásico. En la Unidad Anfibolita se alinean más marcadamente las

anfóbulas y plagioclasas. En esta unidad el grano es más fino, por lo que la foliación es tipo pizarra a esquistosa (Fig 25).

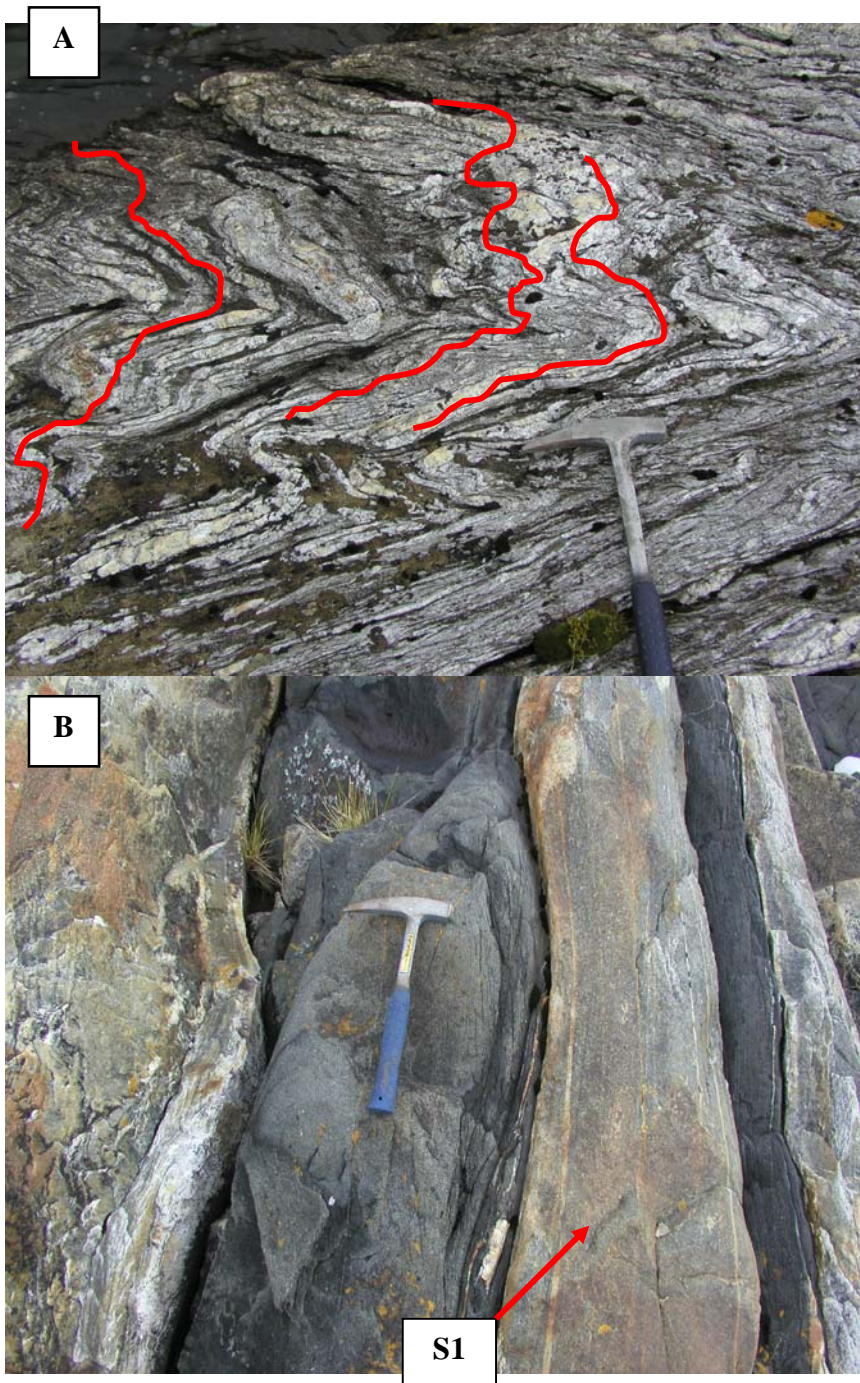


Figura 24: A) foliación S1 esquistosa en Unidad Esquistos. Se observan las venas de cuarzo y las bandas de mica. Esta imagen es representativa de S1 en toda la bahía. Observar también cómo F2 pliega a S1. B) foliación S1 en Unidad Ortoneis. Se observan bandas de cuarzo con feldespato potásico (blancas) y biotitas alineadas (negras).



Figura 25: S1 (// S2) en Unidad Anfibolita. Establecida por la alineación de anfíbolos y plagioclasas.

Con respecto al crecimiento de minerales se observó tanto en terreno como en láminas delgadas, que S1 es posterior al crecimiento de granate en casi toda la bahía. De un total de 9 muestras en que se observa relación entre granates y S1, en 6 el granate es pretectónico, en 3 en syntectónico y en 2 es postectónico a (Figs 26, 27 y 28).

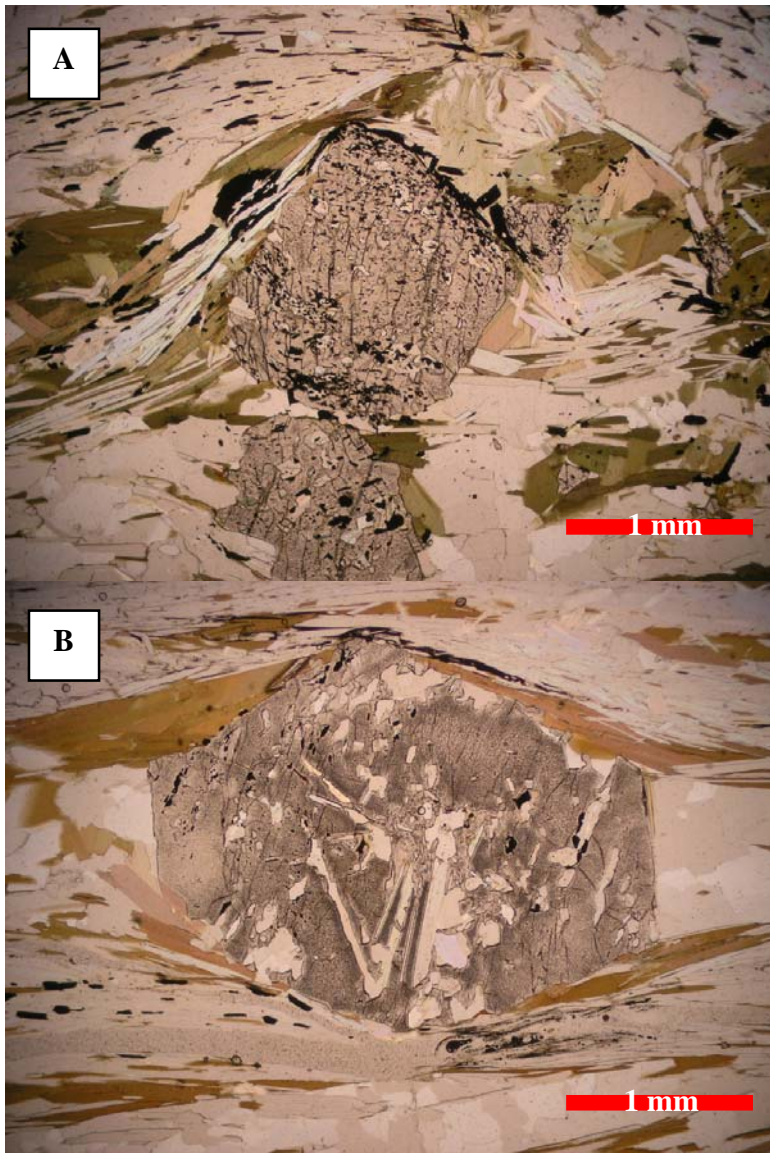


Figura 26: A) microfotografía de granos de granate pretectónico a S1. Muestra PIA5 C. B) microfotografía de granate pretectónico a S1. Muestra PIA 1 A.

Ambas ubicaciones están en el brazo oeste de Bahía Pía. Fotografías tomadas con nicoles paralelos.

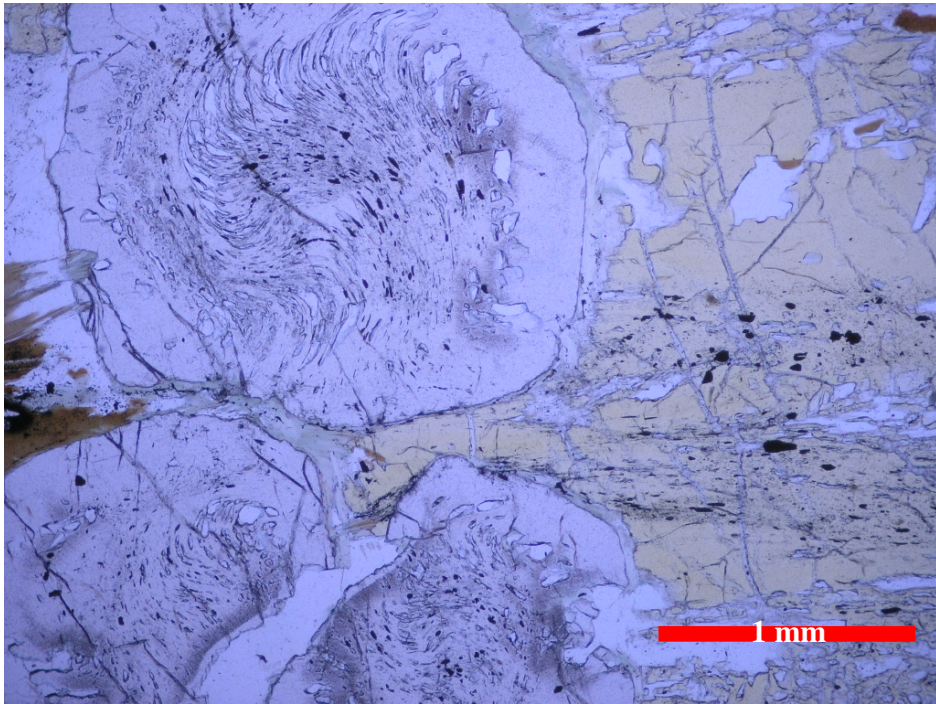


Figura 27: microfotografía de granates syntectónicos a S1. Muestra PIA 13.

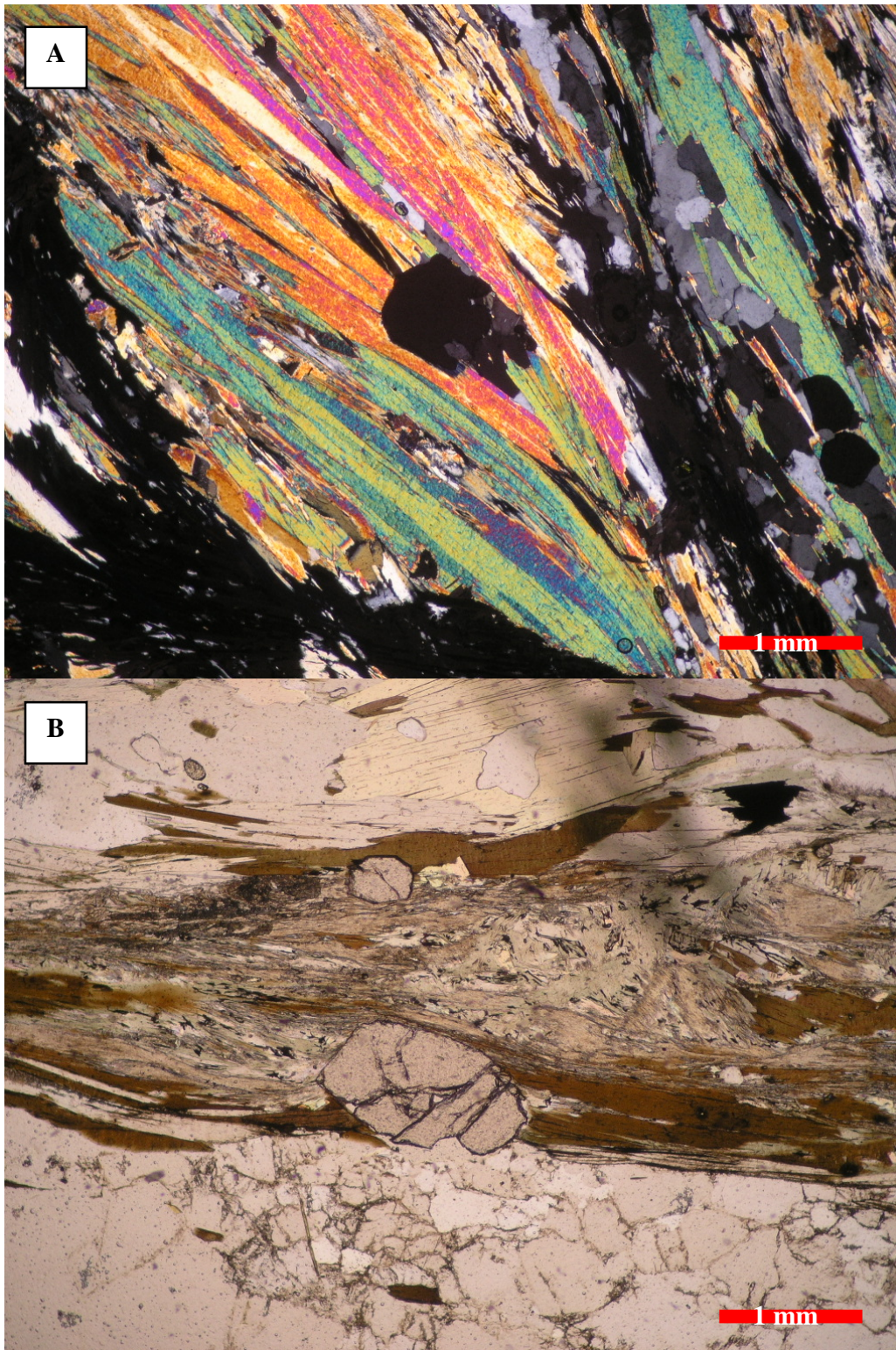


Figura 28: A) microfotografía de granates posttectónicos a S1. Muestra PIA 10. Tomada con nicoles cruzados.
B) microfotografía de granates posttectónicos a S1. Muestra PIA 10. Tomada con nicoles paralelos.

La estaurólita es postectónica a S1 en la mayor parte de esta región, sin embargo sólo en la parte central del brazo oeste se observa estaurólita syntectónica a S1 (Fig 29).

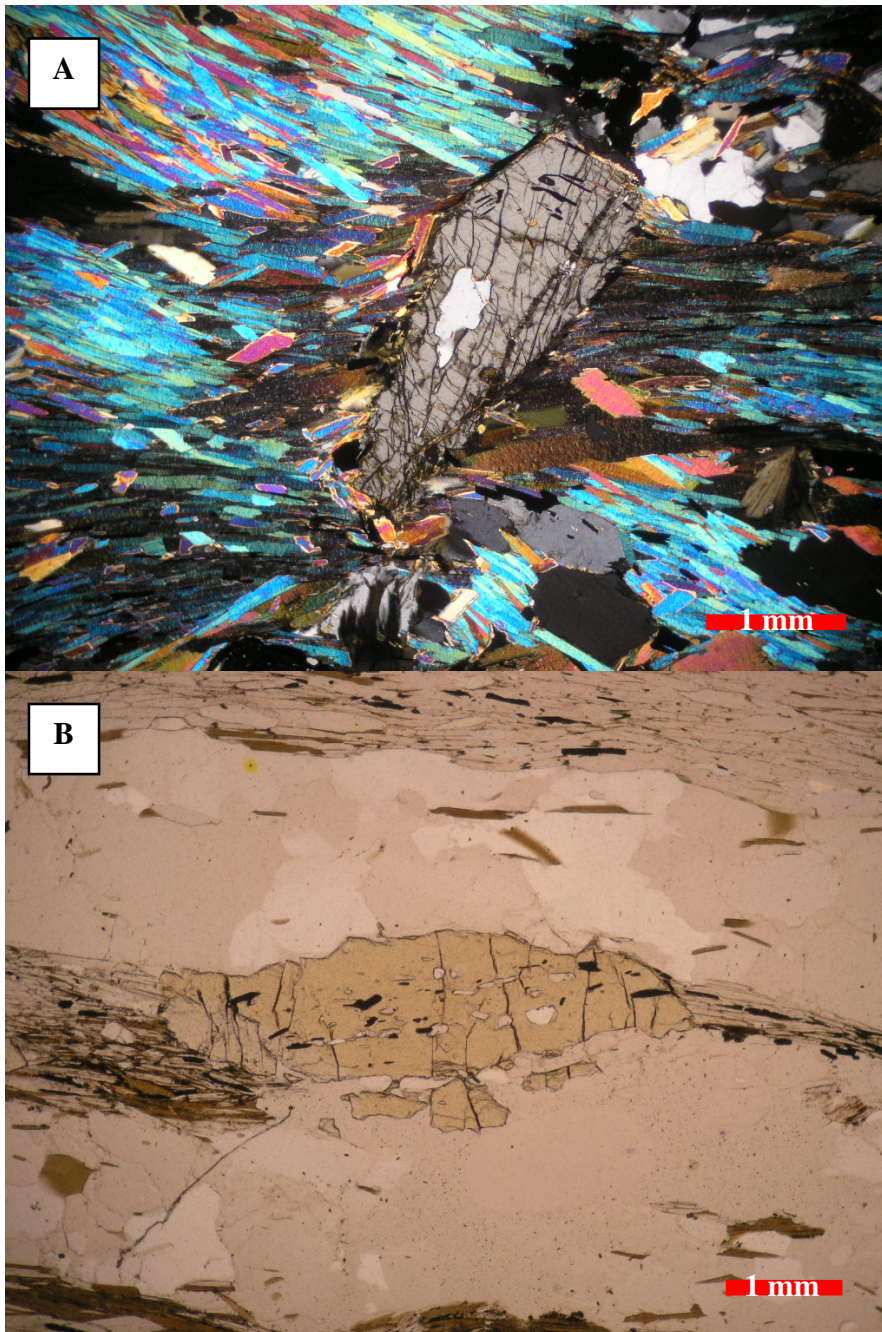


Figura 29: A) microfotografía de estaurólita postectónica a S1, esta relación corresponde a la mayor parte de la estaurólita existente en la zona. Muestra PIA05 C. Tomada con nícoles cruzados.
B) microfotografía de estaurólita syntectónica a S1, se presenta sólo en la parte central del brazo oeste. Muestra PIA5 A. Tomada con nícoles paralelos.

Proyectando los datos medidos en una red estereográfica equiangular y sumándolos a los obtenidos por Nelson *et al.* (1980) se aprecia claramente que las estructuras D1 están plegadas (Figs 30 y 31).

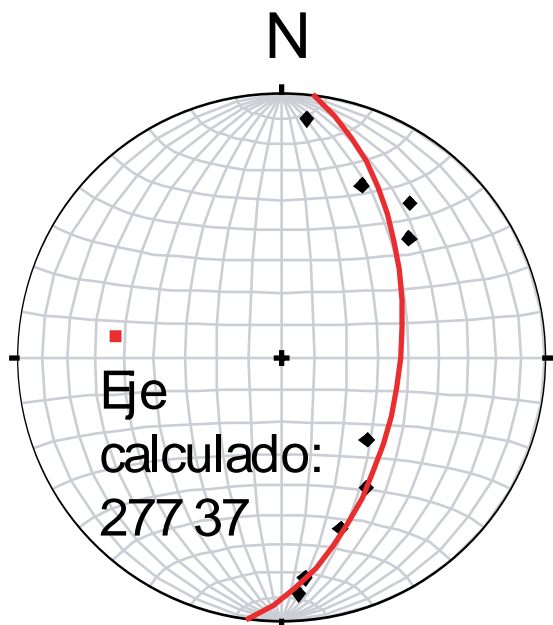


Figura 30: estereograma para las estructuras S1 en Bahía Pía, se muestra el eje F2 calculado para el plegamiento de éstas.



Figura 31: estereogramas para las estructuras D1 en Bahía Pía, ordenados de izquierda a derecha corresponden a norte, centro y sur. Los círculos negros representan polos S1, los blancos L1 y las cruces polos S1 en diques. Tomada de Nelson *et al.*, 1980.

Estructuras D2:

Es el grupo de estructuras más notorio en la zona, afecta a todas las unidades existentes de forma penetrativa y deforma a las estructuras D1.

Se manifiesta como foliación, clivaje de crenulación, lineación mineral y pliegues.

En la Unidad Esquistos, D2 se presenta mayoritariamente como F2, plegando a la foliación S1 (Figs 24 y 31). También como clivaje de crenulación, donde los planos axiales de los micropliegues son paralelos a S2 (Fig 32). Finalmente, se manifiesta como lineamiento mineral dado por granos de cuarzo, estaurolita, granate y micas elongados.

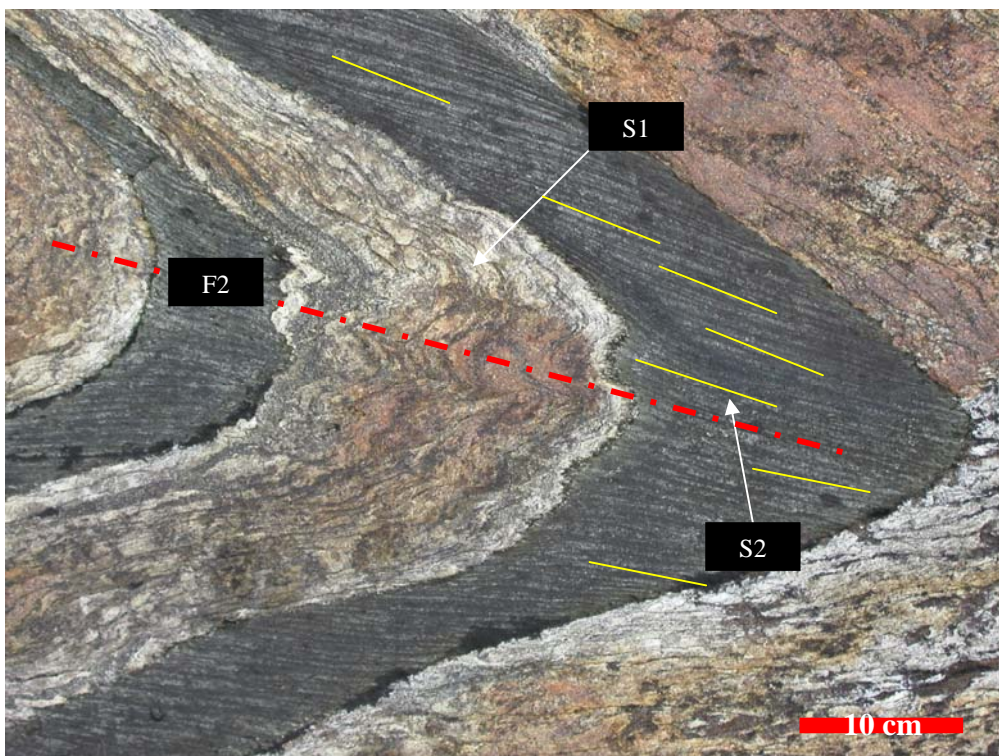


Figura 31: Unidad Anfibolita intruyendo a Unidad Esquistos. En el esquisto hay S1, definida por las bandas blancas y negras, conformadas por cuarzo y micas, respectivamente. Además hay S2, que corresponde a la foliación de los diques de la Unidad Anfibolita. Como tercer tipo de estructuras está F2, que pliega tanto al esquisto como a los diques.

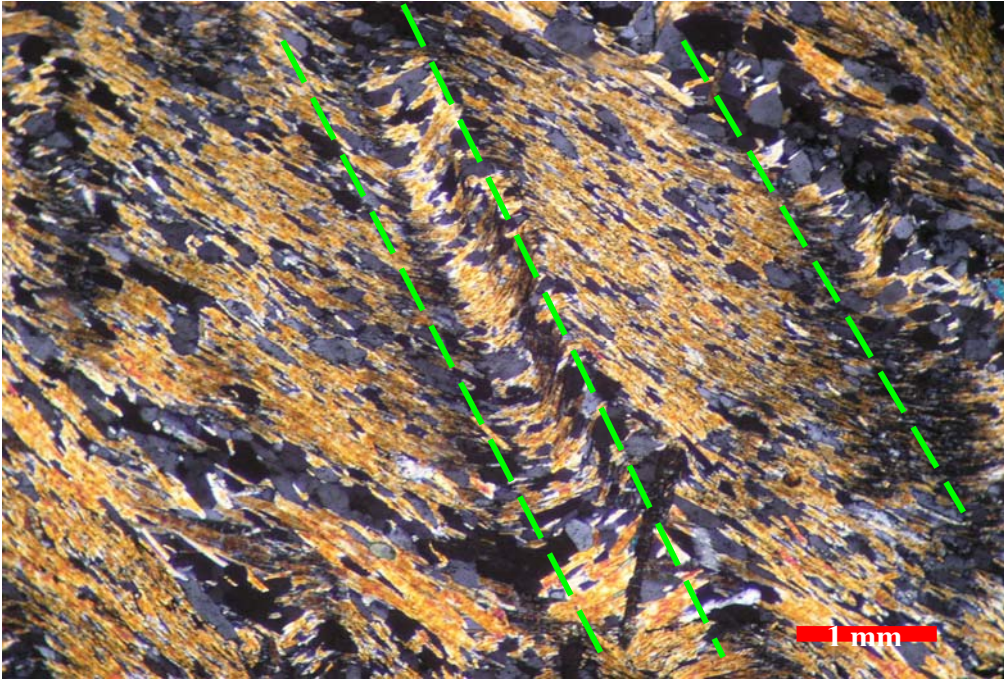


Figura 32: microfotografía que muestra S2 como clivaje de crenulación en Unidad Esquistos. Muestra PIA9 B. Tomada con nícoles cruzados.

En la Unidad Ortoneis D2 se manifiesta como F2 (Figs 33 y 34), aunque al sur de la bahía hay S2 como foliación milonítica (Fig 16). También existe L2 en esta unidad, representada por elongación de biotita.

En la Unidad Anfibolita es donde más se manifiesta S2 (Fig 31) con respecto a las otras unidades, en esta unidad también es importante el desarrollo de F2 (Figs 31, 33 y 34), que se presentan a escala micro, meso y macroscópica. Existe lineación mineral representada por plagioclasas y anfíbolos.



Figura 33: pliegues F2 mesoscópicos en Unidad Anfibolita y Unidad Ortoneis.



Figura 34: pliegues F2 macroscópicos afectando a la Unidad Ortoneis y a la Unidad Anfibolita. Ubicación PIA9.

La foliación S2 en la Unidad Anfibolita es paralela al contacto de los diques con la roca de caja, salvo en las zonas vecinas a las charnelas de los pliegues métricos.

En la mayoría de los casos, los minerales metamórficos índices son anteriores al desarrollo de esta generación de estructuras. Es en PIA 9 donde existen granates post-clivaje de crenulación S2 (Fig 35).

Estructuras D3:

No son tan notorias como las anteriores. Esta generación de estructura se manifiesta al sur de la bahía, aproximadamente desde donde se divide en dos brazos hacia el sur. Sin embargo fueron observadas también al centro del brazo oeste, en PIA 5.

Están representadas por foliación, clivaje de crenulación, lineación mineral y pliegues.

Es en la Unidad Esquistos donde D3 se manifiesta más, lo hace mayoritariamente como S3 y F3 (Fig 37), en menor medida como L3 y clivaje de crenulación. En la Unidad Anfibolita también se observa D3, aunque sólo como S3 (Fig 38). No se observó D3 en la Unidad Ortoneis.

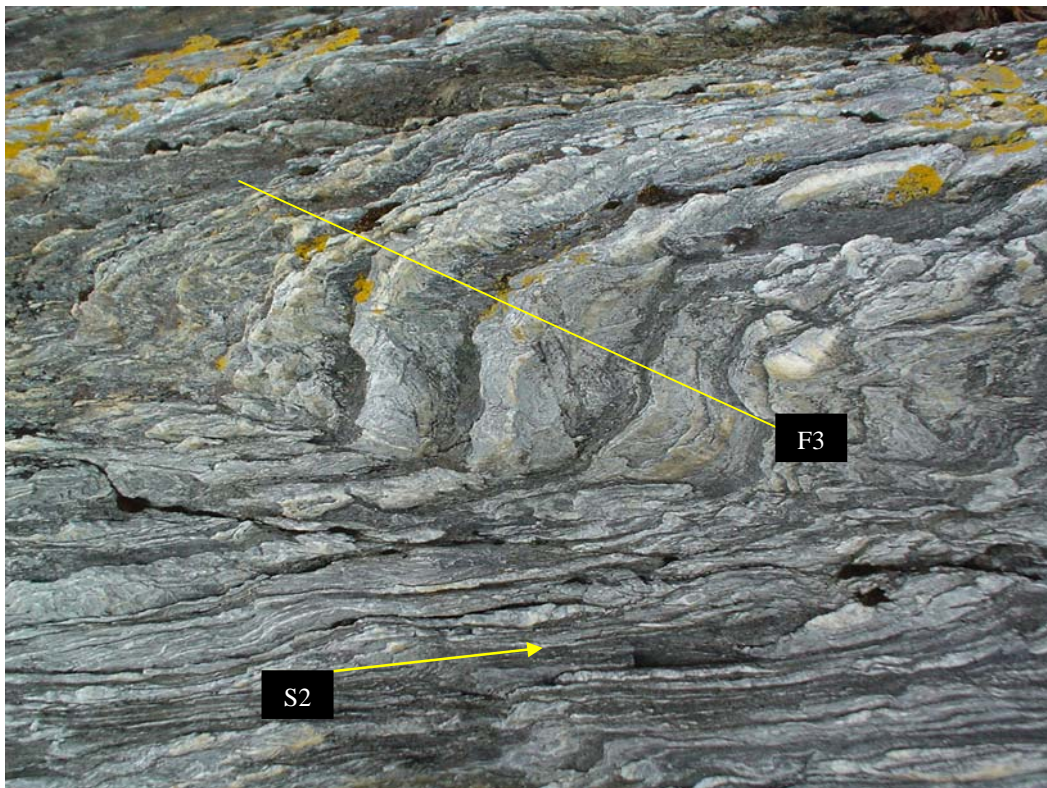


Figura 37: foliación S2 y pliegues F3 en Unidad Esquistos, al sur de la bahía. Vista hacia el S. Ubicación PIA9.

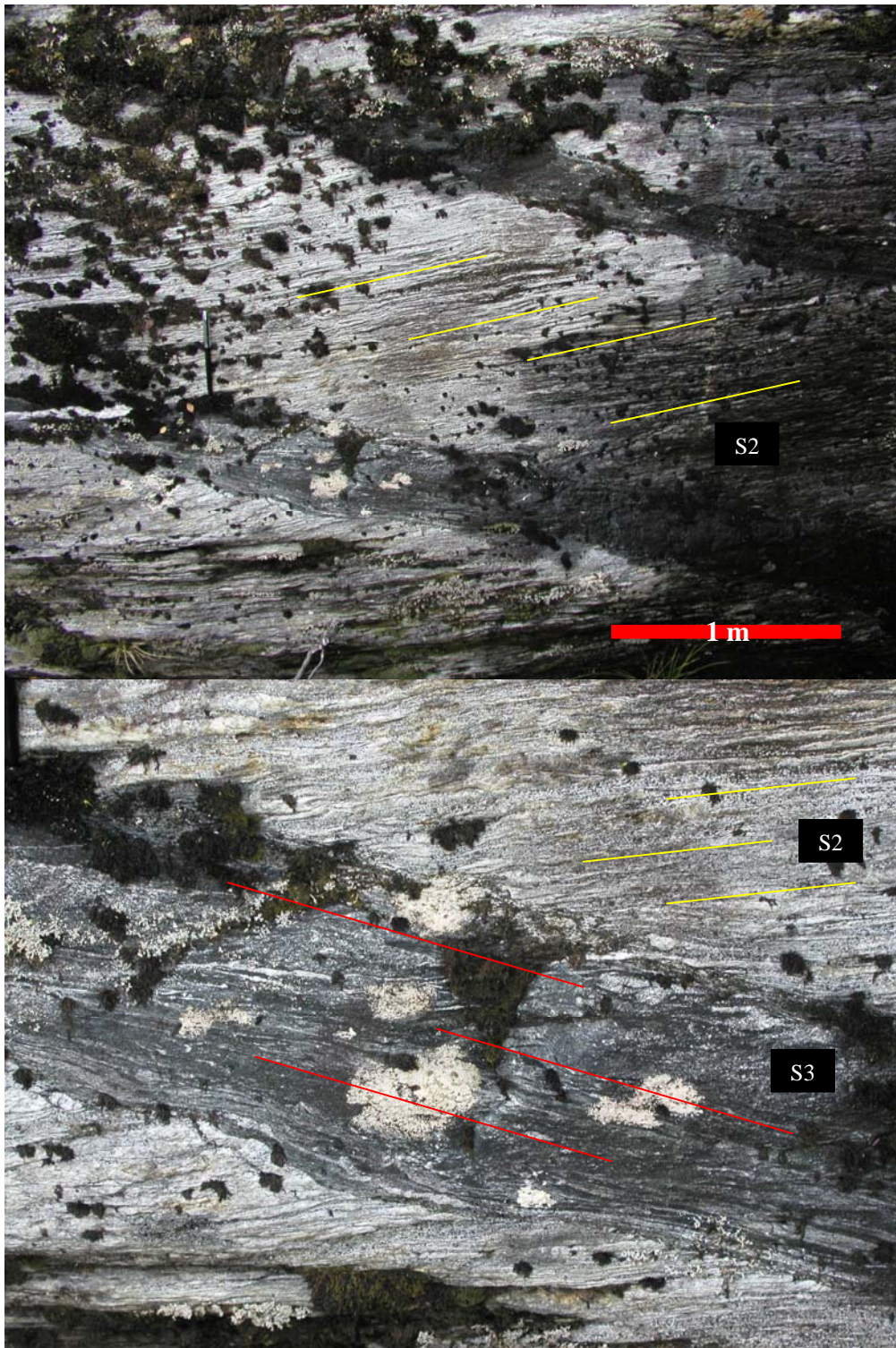


Figura 38: foliación S2 en Unidad Esquistos y S3 en Unidad Anfibolita, al centro del brazo oeste de Bahía Pía. La fotografía de abajo es un acercamiento de la imagen de arriba. Ubicación PIA5.

Proyectando los datos medidos en una red equiangular se observa el cambio radical en la orientación de las estructuras D3 con respecto a las anteriores (Fig 39).

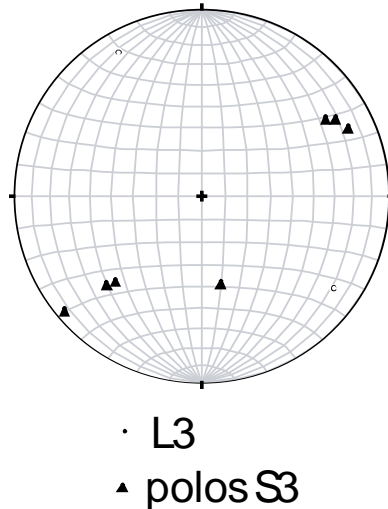


Figura 39: Proyección estereográfica de estructuras D3.

Además de estas tres generaciones de estructuras, hay en esta zona un grupo de fallas, posteriores a todo tipo de deformación mencionada y unidad definida en este trabajo. Una es en PIA 11, corresponde a una zona de falla normal y dextral de unos 20 m de ancho, de rumbo 345° y manteo 23° , corta a la Unidad Ortoneis y es paralela a la orientación de los diques de la Unidad Anfibolita en ese lugar. En PIA 4 hay una falla normal en una tonalita de la Unidad Ortoneis, que tiene rumbo 44° y manteo 32° al este. Finalmente en la entrada de la bahía (PIA 15 y PIA 16) hay una zona de cizalle, paralela al Canal Beagle.

1.4 Cinemática

La cinemática de la deformación es bastante compleja. La poca presencia de indicadores cinemáticos en las muestras orientadas impide una sencilla interpretación del movimiento. Además, los indicadores encontrados muestran diferentes sentidos de movimiento.

Se usaron distintos tipos de indicadores a escala macro y microscópica. Los que permitieron determinar sentido de movimiento en Bahía Pía son estructuras S-C, C', colas, sombras de strain y foliación oblicua.

En la foliación S1 no se pudo observar ningún tipo de indicador cinemático debido a la deformación que sufrieron estas estructuras producto de los eventos posteriores. Es en S2 donde se aprecian indicadores cinemáticos claros que permiten determinar el sentido del movimiento.

En la Unidad Esquistos es donde está más presente la evidencia del sentido del movimiento, sin embargo también hay algunos indicadores presentes en la Unidad Ortoneis y en la Unidad Anfibolita.

En PIA 2 existe movimiento sinistral evidenciado por colas sigma de cuarzo (Fig 40) y por sombras de strain de mica blanca en porfiroclasto de granate (Fig 41).

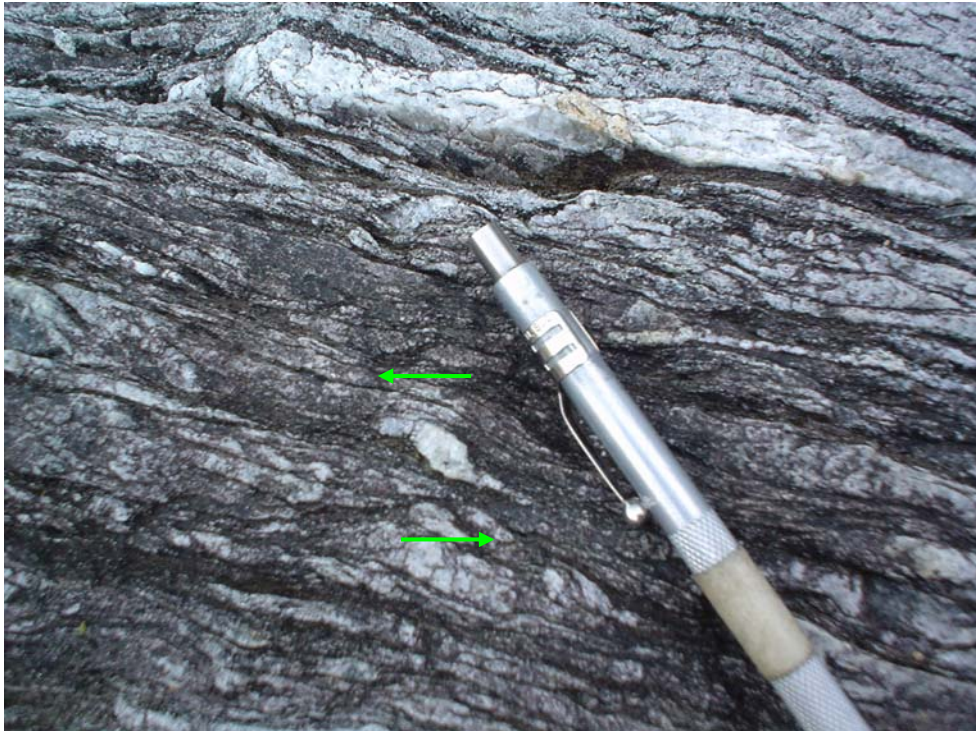


Figura 40: cola sigma de cuarzo en PIA2 A (Unidad Esquistos), evidencia movimiento sinistral.

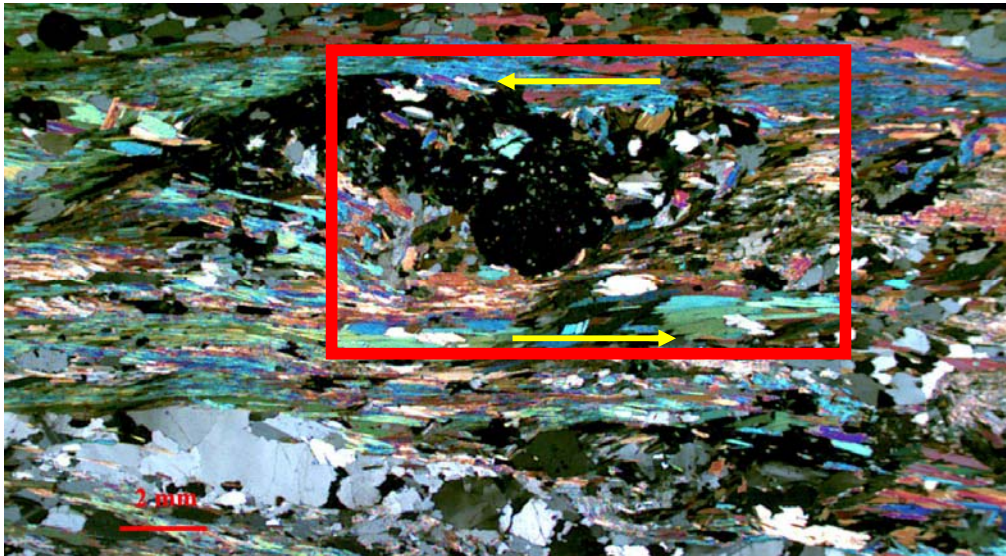


Figura 41: microfotografía que muestra sombras de strain de mica blanca en porfiroclasto de granate en PIA 2A (Unidad Esquistos), que evidencia movimiento sinistral. Tomada con nícoles cruzados.

No sólo existen diferentes sentidos de movimiento en diferentes ubicaciones del área de estudio, sino que en una misma ubicación se encuentran ambos sentidos. En efecto, en PIA 2 también hay movimiento dextral (Fig 42).

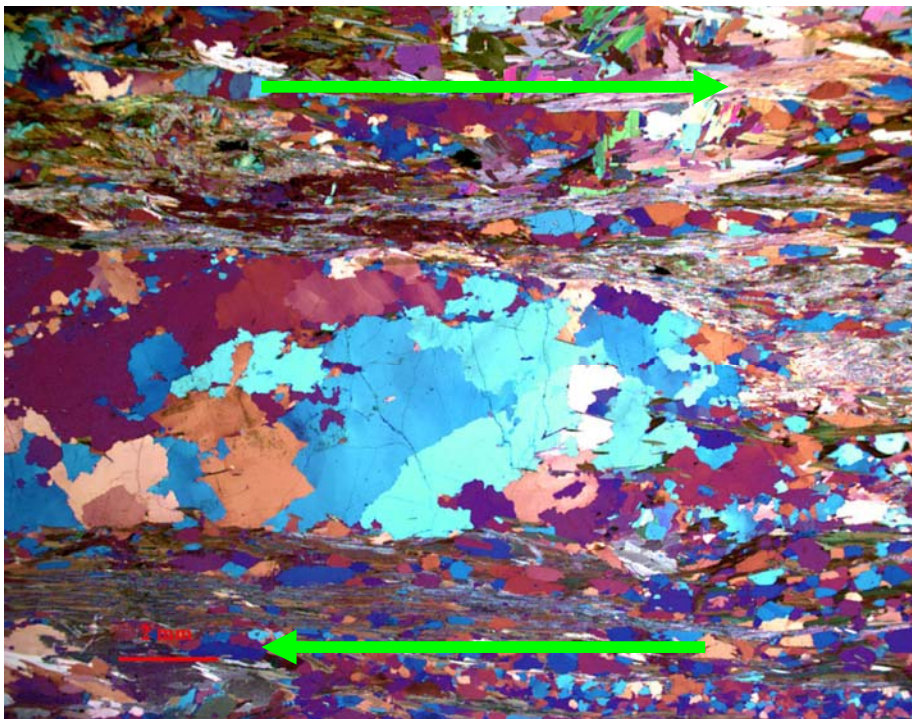


Figura 42: microfotografía que muestra foliación oblicua de micas y cuarzo recrystalizado en PIA2 A (Unidad Esquistos), evidencia movimiento dextral. La imagen está tomada con la placa de yeso y con nícoles cruzados.

En PIA 6 (Unidad Esquistos) hay sombras de presión de mica en un porfiroclasto de granate que demuestra movimiento dextral (Fig 43) y también hay indicadores que muestran movimiento sinistral (Fig 44).

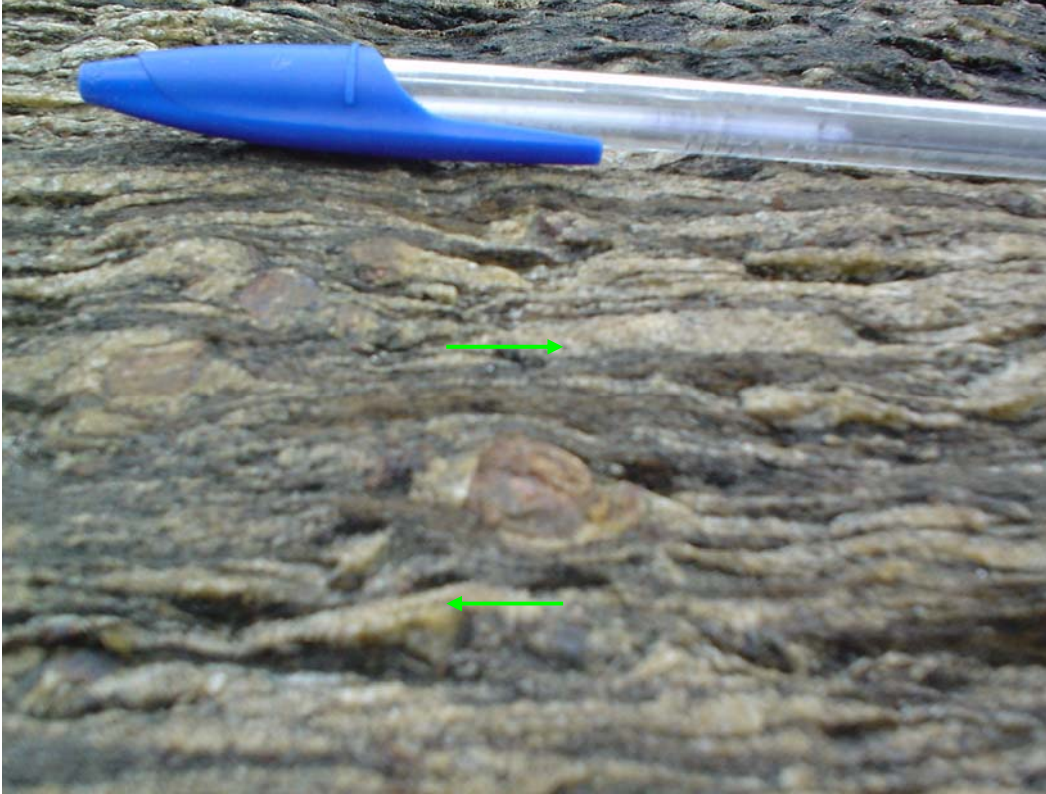


Figura 43: porfiroclasto de granate con sombras de strain en mica, en PIA 6 (Unidad Esquistos), evidencia movimiento dextral.

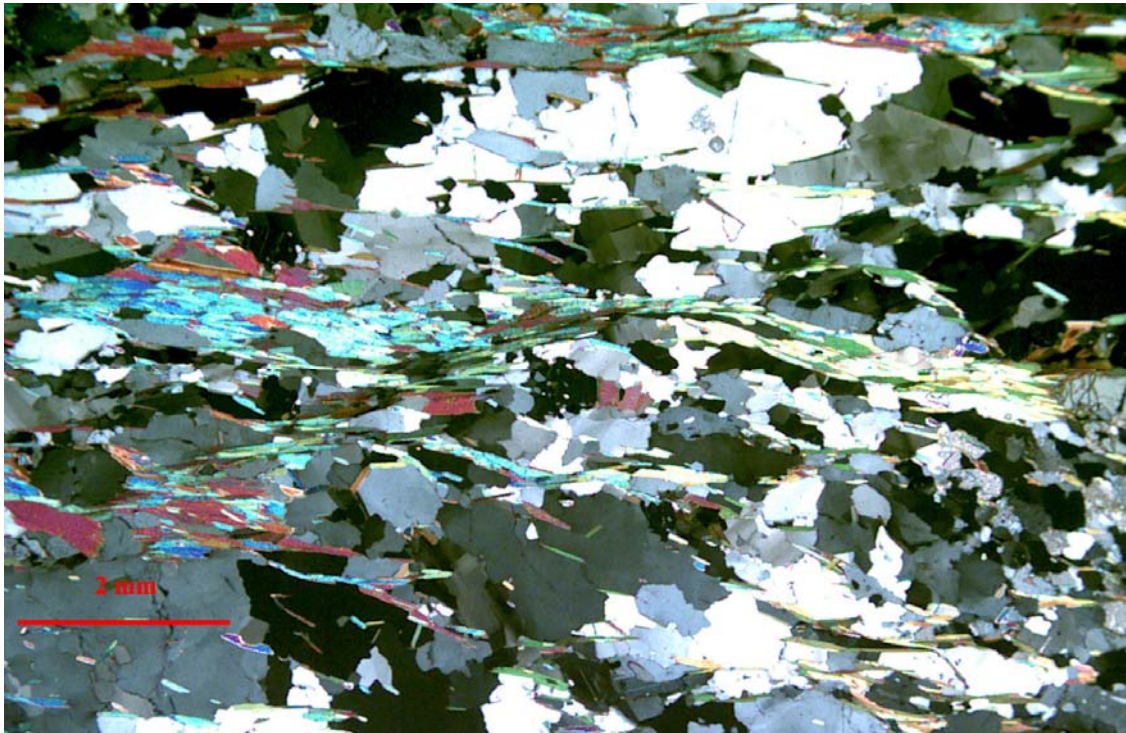


Figura 44: microfotografía de bandas C' definidas por mica blanca y clastos de cuarzo asimétricos. Muestra PIA 6 (Unidad Esquistos). Indica movimiento sinistral. Tomada con nícoles cruzados.

En PIA 5 (Unidad Esquistos) se encontró una cola sigma macroscópica de estaurolita pretectónica a D2 que indica movimiento sinistral, también en el mismo lugar hay granos de estaurolita posttectónica que indican movimiento sinistral.

En la Unidad Ortoneis se encontraron indicadores de movimiento dextral, en PIA 10 hay estructuras S-C y en PIA 16 un porfiroclasto de feldespato potásico con sombras de presión de cuarzo y foliación oblicua de micas (Fig 45).

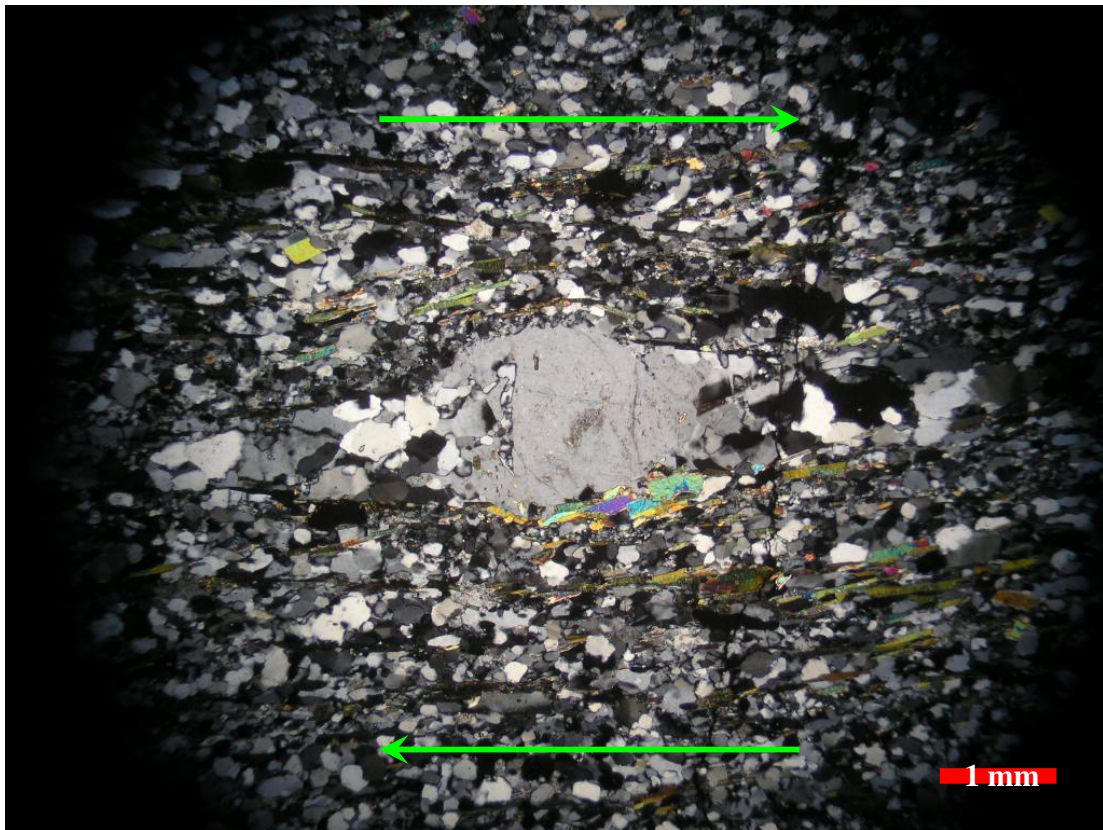


Figura 45: microfotografía de la milonita de PIA 16 (Unidad Ortoneis), hay 2 indicadores cinemáticos diferentes, el más claro son las sombras de strain de cuarzo en un porfiroclasto de feldespato potásico. Otro es la foliación oblicua de micas. Ambos indican movimiento dextral. Tomada con nícoles cruzados.

Finalmente, en la Unidad Anfibolita se encontraron indicadores dextrales (Figs 46 y 47).



Figura 46: microfotografía de bandas C' definidas por mica blanca y porfiroclastos de cuarzo asimétricos en PIA 10. Indican movimiento dextral. Tomada con nícoles cruzados.



Figura 47: microfotografía de cola sigma de epidota en Unidad Anfibolita. Muestra PIA15. Indica movimiento dextral. Tomada con nícoles cruzados.

A modo de resumen se presenta la Tabla 1, donde se aprecian los indicadores cinemáticos encontrados referenciados con la figura correspondiente.

Tabla 1: Indicadores cinemáticos encontrados en Bahía Pía, se detalla la ubicación, unidad, tipo de indicador, sentido de movimiento y figura correspondiente en caso que exista.

Ubicación	Unidad	Cinemática	Indicador	Estructura	Figura
PIA 2	Esquistos	Sinestral	Cola sigma de qz	S2	40
PIA 5	Esquistos	Sinestral	Cola sigma de st y desplazamiento de la foliación	S2	-
PIA 6	Esquistos	Dextral	Sombra de presión de micas en gt	S2	43
PIA 10	Ortoneis	Dextral	Estructuras S-C	S2	-
PIA 16	Ortoneis	Dextral	Clasto de kfeld con sombras de qz, foliación oblicua de mica	S2	45
PIA 2	Esquistos	Dextral	Foliación oblicua de qz y bt	S2	42
PIA 2	Esquistos	Sinestral	Sombras de presión de mb en clasto de gt	S2	41
PIA 6	Esquistos	Sinestral	C' definida por mb y qz	S2	44
PIA 10	Diques Máficos	Dextral	C' definida por mb y qz	S2	46
PIA 15	Diques Máficos	Dextral	Cola de ep	S2	47

2.-SENO GARIBALDI

Seno Garibaldi es un fiordo con elongación NS (Fig 2). Al igual que Bahía Pía sus costas son, en muchas partes, abruptas y de difícil acceso (Fig 48). Por tal motivo los datos en terreno fueron obtenidos sólo donde la fisiografía y el relieve lo permitieron, es decir, en las zonas adyacentes al mar. Además, tal como en Bahía Pía, la vegetación se hace más tupida alejándose de la costa y la pendiente más alta.



Figura 48: fotografía representativa de las costas de Seno Garibaldi, la pendiente es así en casi todo el seno, salvo en la costa norte donde es menos abrupta.

2.1 Litología

En esta zona afloran 3 unidades, pero sólo una de de las cuales aflora también en Bahía Pía.

En Seno Graibaldi la disposición principal de las rocas estratificadas en los lugares donde la deformación permite observarla es de manteo hacia el norte.

La unidad más antigua es la Unidad Esquistos, que también aflora en Bahía Pía. La cubre la Unidad Metavolcánica y a ésta la cubre la Unidad Metasedimentaria.

Unidad Esquistos

Esta unidad consiste en esquistos lepidogranoblásticos con numerosas bandas de cuarzo (Fig 50) que afloran también en la zona central de Bahía Pía. En este fiordo lo hacen sólo en el extremo norte, aproximadamente desde el cambio de rumbo del seno (Fig 49). Además están fuertemente silicificados. El protolito del esquisto es, al igual que en Bahía Pía, principalmente pelítico sedimentario (areniscas y limolitas) y en menor medida volcánico. La deformación principal son pliegues de diferentes escalas, desde clivaje de crenulación hasta pliegues métricos (Fig 51).

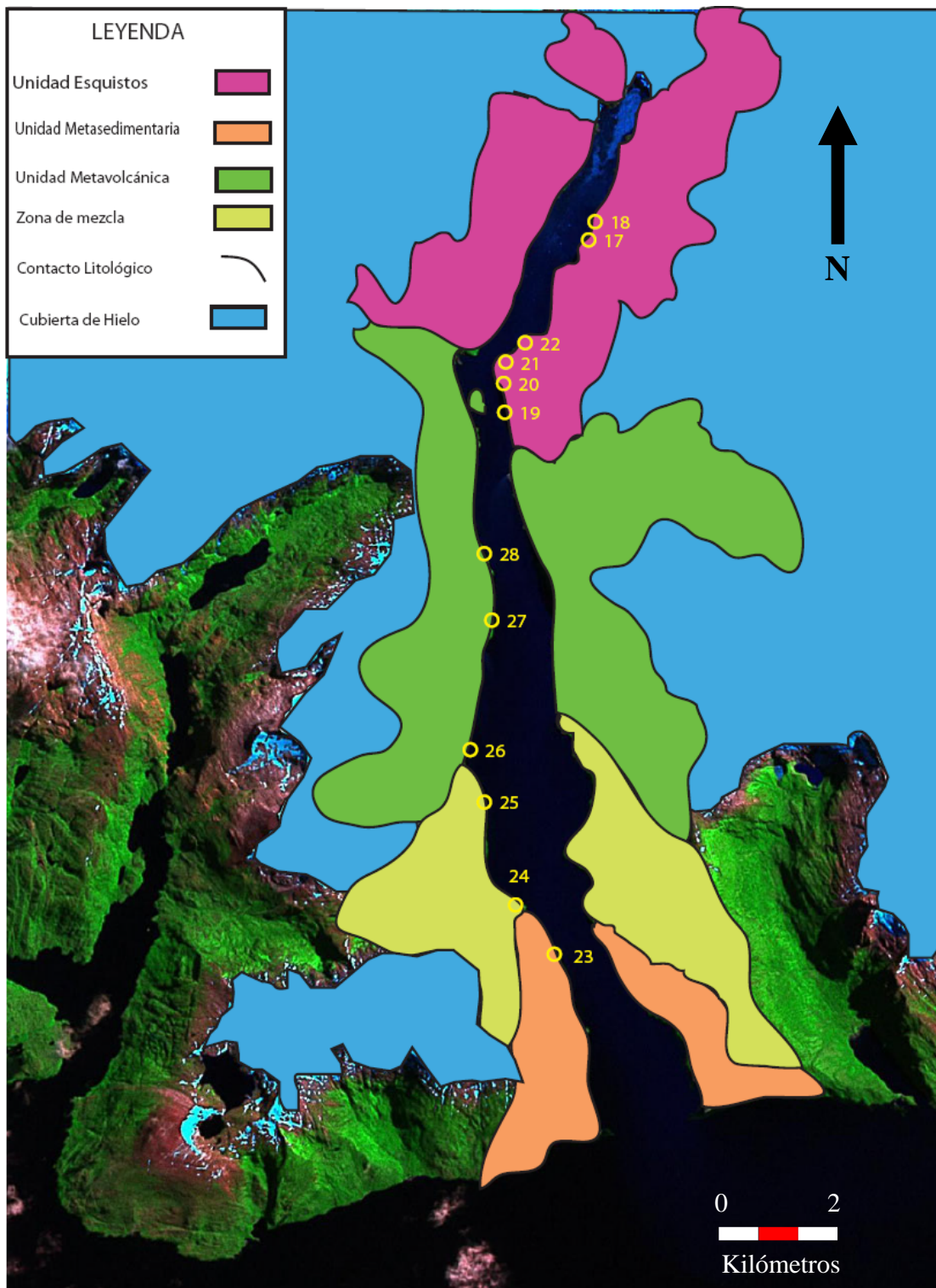


Figura 49: mapa litológico sobre imagen satélite de Seno Garibaldi. Se indican las unidades definidas en este trabajo y los puntos de control donde fueron recolectadas las muestras.



Figura 50: Unidad Esquistos, obsérvese las numerosas bandas de cuarzo presentes. Ubicación GAR1.

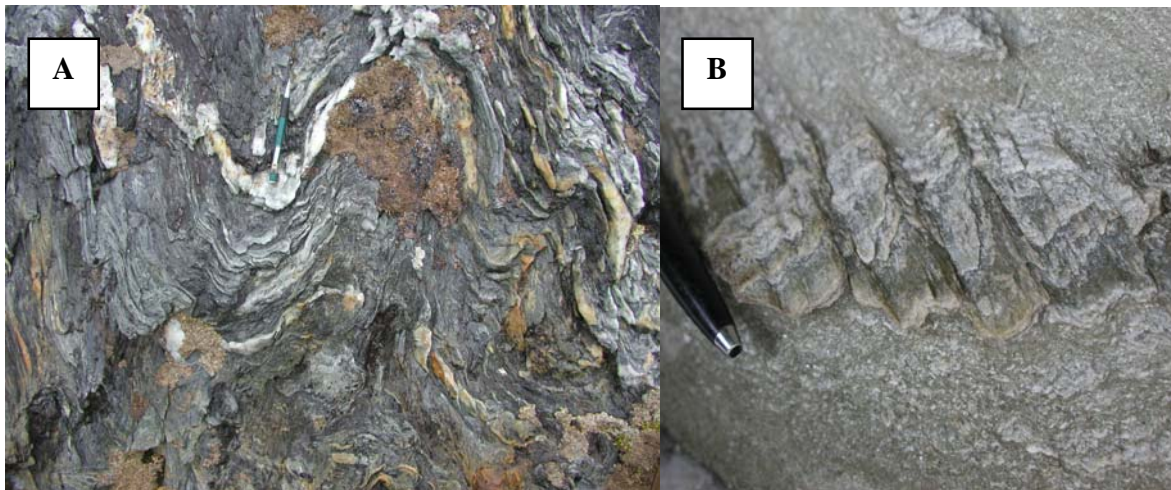


Figura 51: aspectos de la deformación en Unidad Esquistos.
 A) pliegues macroscópicos de escala centimétrica. Ver las bandas de cuarzo y mica plegadas.
 B) clivaje de crenulación en micas.

La mineralogía consta mayoritariamente de cuarzo, mica blanca, biotita y feldespato potásico, en menor cantidad ocurren clorita y anfíbola, aún menores son las ocurrencias de epidota (zoicita o clinozoicita) (Fig 52). De forma accesoria hay granate y titanita. Los minerales que entregan la foliación a las rocas de esta unidad son el cuarzo y las micas.

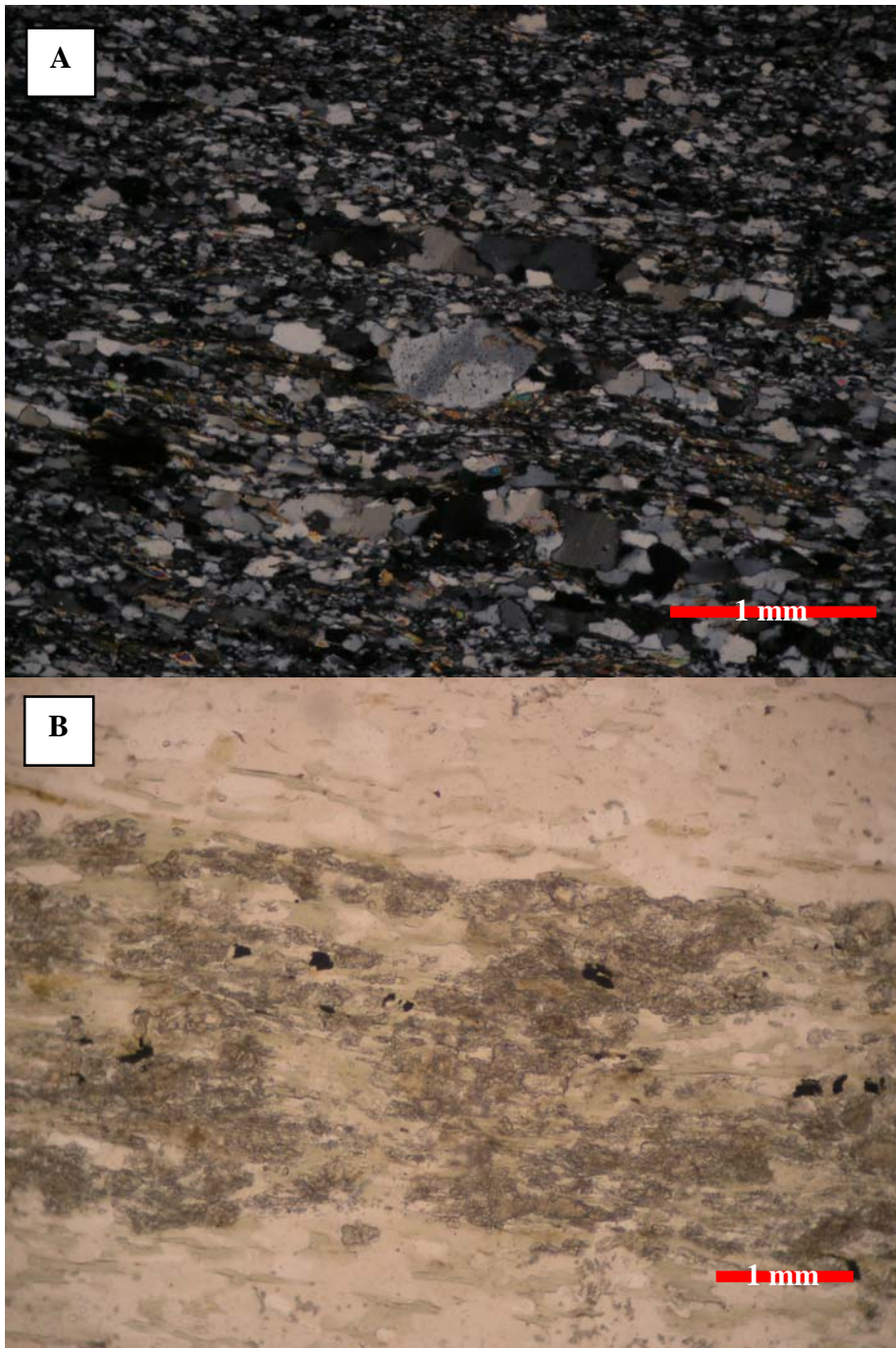


Figura 52: microfotografías de rocas de la Unidad Esquistos para mostrar su mineralogía. A) cuarzo distribuido en bandas de distinto espesor, feldespato potásico y bandas delgadas de mica blanca de grano fino. B) epidota en banda, cuarzo y clorita.

En esta área sólo algunos granos de cuarzo presentan extinción ondulosa, sin embargo todos están recrystalizados.

Unidad Metavolcánica

Sobre la unidad anterior está la una Unidad Metavolcánica. El contacto está deformado, es muy difícil seguirlo, Nelson *et al.* (1980) lo presentan como un contacto tectónico o estratigráficamente deformado.

Esta unidad aflora en la parte central de Seno Garibaldi (Fig 49), son rocas estratificadas de origen volcánico con algunas intercalaciones sedimentarias, que ahora se encuentran metamorfizadas en bajo grado.

La laminación, es tal, que cada lámina no supera los 5 cm de espesor (Fig 53). Se intercalan capas leucocráticas y máficas, hacia el sur hay predominancia de las leucocráticas, mientras que hacia el norte predominan las máficas.

La mineralogía presente en esta unidad es cuarzo, feldespatos potásico, albita, anfíbola y mica blanca. Son cristales de grano fino y muy fino.



Figura 53: estratificación y laminación en Unidad Metavolcánica.

Unidad Metasedimentaria

Sobre la Unidad Metavolcánica se encuentra una unidad de protolito mayoritariamente sedimentario, aunque también con componente volcánico. Aflora hacia el sur de Seno Garibaldi y a la entrada de éste (en las costas del Canal Beagle). Esta unidad sobreyace concordantemente a la anterior.

Se presenta estratificada y laminada, los estratos son de espesor variable, de unos 50 cm a 3 m, la laminación es mucho más fina, con capas de unos 20 cm como máximo aproximadamente (Fig 54).



Figura 54: estratificación y laminación de Unidad Metasedimentaria. Observar los pliegues en los estratos

Al igual que las unidades anteriores esta también se encuentra deformada, donde la característica más evidente es el intenso plegamiento (Fig 55).



Figura 55: fotografía que muestra un pliegue simétrico en la Unidad Metavolcánica, Seno Garibaldi. Ubicación GAR23.

La mineralogía es cuarzo, feldespato potásico, albita y mica blanca, en menor cantidad hay epidota (zoicita o clinozoicita), anfíbola y granate. La granulometría y la mineralogía indican que el protolito son areniscas y limolitas pelíticas. Actualmente, producto del metamorfismo son filitas y pizarras.

El contacto entre la Unidad Metasedimentaria y la Unidad Metavolcánica es gradacional, pues existen alternancias de rocas metamórficas de protolito volcánico silíceo y otras de protolito sedimentario.

2.2 Metamorfismo

En Seno Garibaldi el metamorfismo es de menor grado que en Bahía Pía. Así lo demuestran los minerales existentes: biotita, clorita, epidota, anfíbola, mica blanca y cuarzo (Fig 52), sólo en muy pocas ubicaciones se encontró granate (Figs 21 y 56). Minerales de más alto grado como estauroлита, sillimanita o cianita acá están completamente ausentes (Fig 21).

El cuarzo está recristalizado y sólo en algunas muestras presenta extinción ondulosa, la mica blanca es de grano fino, entre 0.1 y 0.2 mm, al igual que la biotita. Son estos tres minerales los que dan la foliación a las rocas de Seno Garibaldi.

La mineralogía descrita corresponde al mayor grado metamórfico alcanzado en esta zona, pues existe evidencia de un proceso de metamorfismo retrógrado. Existen micas y granates

reemplazados parcialmente por clorita (Fig 56). No se debe confundir esta clorita con la clorita prógrada, que aparece en cristales bien formados y no reemplazando minerales pre-existentes.



Figura 56: microfotografía de la mineralogía presente: cuarzo, biotita y granate. Además este grano de granate se encuentra reemplazado parcialmente por clorita. Esto evidencia metamorfismo retrógrado. Esta fotografía corresponde a la Unidad Metasedimentaria. Muestra GAR23.

2.3 Deformación y estructuras

En Seno Garibaldi también se reconocen tres generaciones de estructuras diferentes, cada una correspondiente a eventos de deformación distintos. Al igual que en Bahía Pía se han denominado D1, D2 y D3, bajo los mismos criterios de orden y nomenclatura.

A diferencia de la región anterior, en ésta los rasgos de estructuras primarias son más notorios y abundantes. Es el caso de la laminación y estratificación de las unidades Metasedimentaria y Metavolcánica (Fig 57). Estas estructuras corresponden a S0.



Figura 57: evidencia de estratificación S0 en Unidad Metasedimentaria. Ubicación GAR23.

Estructuras D1:

Son principalmente la foliación S1 y lineación L1 de cuarzo. S1 y L1 se manifiestan sólo en la Unidad Esquistos (Fig 58).



Figura 58: foliación S1, pliegues F2 y F3 en Unidad Esquistos en Seno Garibaldi. La foliación la dan las bandas de cuarzo y mica. Corresponde a un pliegue isoclinal F2 replegado.

Proyectando en una red equiangular las estructuras S1 medidas en terreno se observa que los planos S1 están bastante dispersos y no están ordenados según un pliegue predominante (Fig 59).

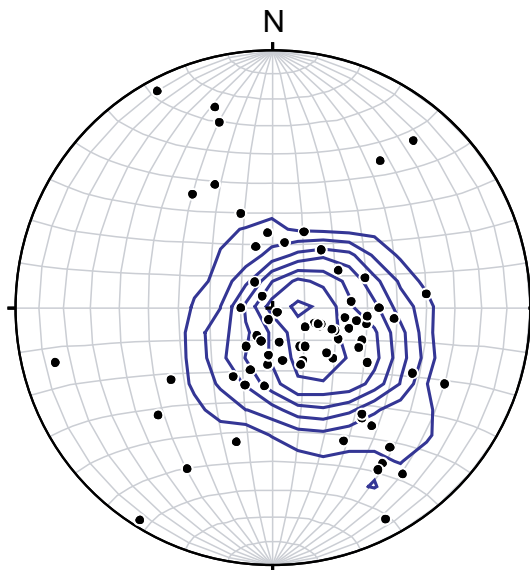


Figura 59: proyección equiangular de los polos de S1. Observar dispersión de los datos.

Estructuras D2:

Al igual que en Bahía Pía esta generación de estructuras son las dominantes, tanto en frecuencia como en intensidad.

Hay foliación (S2), lineación (L2) y pliegues (F2).

S2 se presenta sólo en la Unidad Esquistos. Se manifiesta como foliación esquistosa dada por cuarzo y micas.

Los pliegues F2 se presentan en todas las unidades. Son pliegues de diferentes escalas, desde centimétrica a métrica (Figs 61 y 62), en la Unidad Esquistos están plegadas las bandas de mica y cuarzo. Los pliegues de esa unidad son mucho más desordenados que en las otras dos, en la cuales es más fácil seguir un patrón de plegamiento.

Los lineamientos L2 corresponden exclusivamente a elongaciones de granos de cuarzo.



Figura 61: pliegue a escala métrica F1 en Unidad Metasedimentaria. Ubicación GAR23.



Figura 62: pliegues F2 en Unidad Metasedimentaria.

S2 es en promedio EW, L2 y los ejes de F2 están contenidos en el plano promedio de S2 (Fig 63).

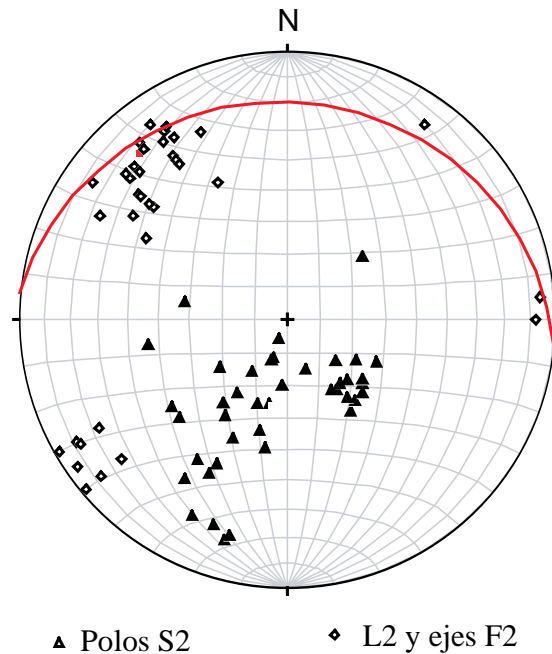


Figura 63: estereograma que representa las estructuras D2. El plano promedio S2 es el de color rojo y tiene rumbo EW y manteo 20° al norte. Los ejes de F2 y las lineaciones L2 están aproximadamente contenidas en este plano.

Estructuras D3:

Se manifiestan en las tres unidades que afloran en esta parte de la Cordillera Darwin. Son más notorias en la Unidad Esquistos, aunque no dejan de serlo en las otras dos unidades.

Están representadas por foliación S3, pliegues F3 y lineaciones L3.

Hacia el norte se intensifica la presencia de estas estructuras, principalmente de un clivaje de crenulación.

Las estructuras correspondientes a este evento son las más homogéneas. En promedio S3 tiene disposición 320°/67° (Fig 64).

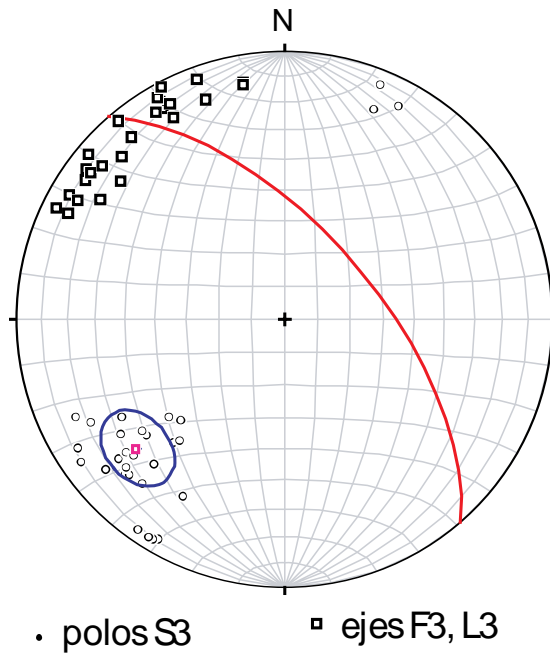


Figura 64: estereograma que representa las estructuras D3. Se observan los polos de los planos S3, las lineaciones L3 y los ejes de los pliegues F3. El círculo mayor rojo representa el promedio de S3.

2.4 Cinemática

En Seno Garibaldi también escasean los indicadores cinemáticos en muestras orientadas, pero a diferencia de Bahía Pía, acá sólo hay indicadores que muestran cinemática dextral.

En GAR18 existen porfiroclastos asimétricos de feldespato potásico con sombras de strain de cuarzo y mica blanca que indican cinemática dextral (Figs 65, 66, 67).

En GAR23 hay foliación oblicua de cuarzo inclinada hacia la derecha. Esto se vio en varias muestras de la misma ubicación. Además existen clastos tipo beta, que rotan en sentido inverso al movimiento. En este mismo lugar hay estructuras C' y peces de mica, todos indican cinemática dextral.



Figura 65: microfotografía que muestra sombras strain tipo sigma en porfiroclasto de feldespato. Indica movimiento dextral. Muestra GAR18 A.



Figura 66: microfotografía de cola sigma en porfiroclasto de feldespato potásico. Indica movimiento dextral. Muestra GAR18 A.

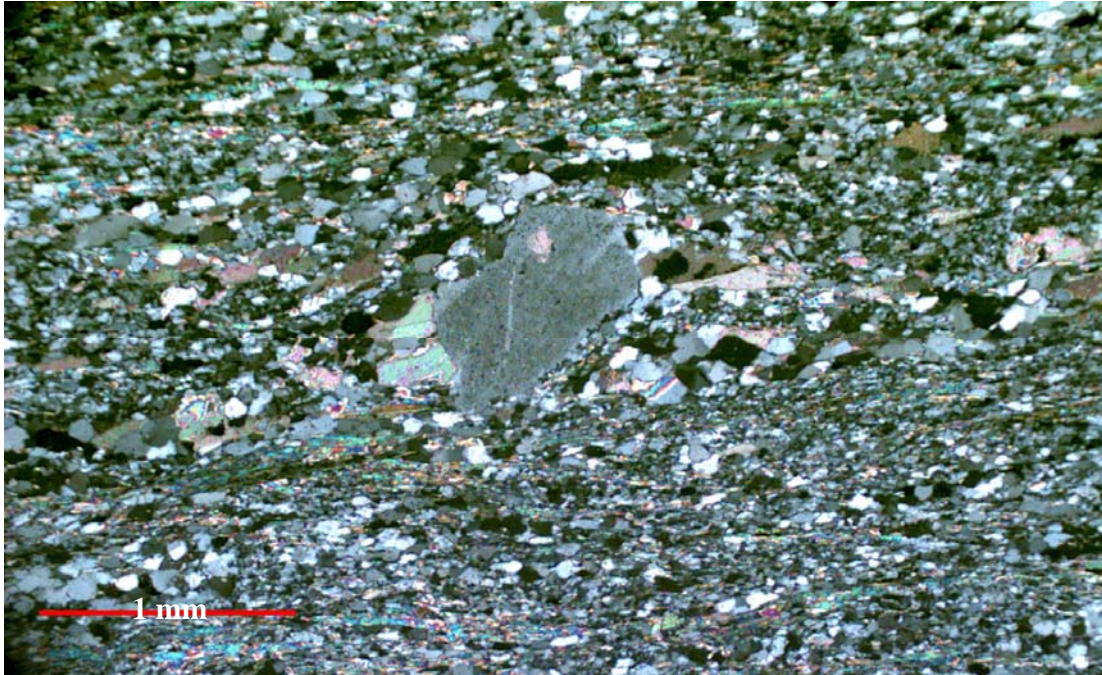


Figura 67: microfotografía de sombras de strain asimétricas en porfiroclasto de feldespato potásico. Indica movimiento dextral. Muestra GAR18 A.



Figura 68: microfotografía que muestra estructuras C' y un pez de mica que indican movimiento dextral. Muestra GAR23.

Capítulo IV.- DISCUSIONES Y CONCLUSIÓN

Se presenta, para cada área de estudio, la discusión basada en los antecedentes expuestos en el capítulo anterior. Luego se hace una comparación entre ambas. Para finalmente exponer las conclusiones de este trabajo.

DISCUSIONES

1. Sector Bahía Pía

Litología

En este sector aflora el basamento cristalino intensamente deformado y metamorfizado y rocas hipabisales (Unidad anfibolita). Así lo demuestran las relaciones de contacto existentes en el área. En resumen se tienen 3 unidades, la más antigua es la Unidad Esquistos, que corresponde al basamento, le sigue en edad la Unidad Ortoneis y finalmente, la unidad más joven, es la Unidad Anfibolita, compuesta de diques máficos que intruyen a las unidades anteriores.

Metamorfismo

No existe distinción en el grado metamórfico según unidad. Sí existe una leve variación espacial del grado metamórfico: el grado aumenta hacia el norte.

Los minerales de menor grado metamórfico son clorita y granate (que son más abundantes en el sur) y el de más alto grado es silimanita. Hacia el norte aumenta la abundancia de silimanita, en cambio hacia el sur son más abundantes clorita, mica blanca, biotita y granate, al centro de la bahía es donde más se encuentra estauroлита.

Se puede inferir de esto que desde el inicio de los procesos metamórficos progradados hasta el final de éstos las condiciones P y T responsables del metamorfismo no sufrieron variaciones muy grandes, sin embargo se encuentran diferentes grados metamórficos a lo largo de la bahía, tomando en cuenta el gradiente geotérmico, esto podría deberse a la profundidad a la que estaban dichas rocas durante el periodo de deformación y metamorfismo.

En base a la aparición y desaparición de ciertos minerales metamórficos es posible determinar zonas mineralógicas:

- Zona Clorita-granate: ubicada en el extremo sur de la bahía, documentada en las muestras PIA15 y PIA16, Unidad Ortoneis.
- Zona Granate-estauroлита: ubicada en el centro de la bahía, abarca a la Unidad Esquistos y parte de la Unidad Ortoneis.

- Zona Sillimanita: ubicada hacia el norte de la bahía, abarca Unidad Esquistos y Unidad Ortoneis.

Además del metamorfismo prógrado, hay rasgos de metamorfismo retrógrado, iniciado junto con la exhumación del complejo.

Deformación

Los granos de cuarzo presentan en todas las muestras de todas las unidades textura de recristalización y extinción ondulosa, es decir, la deformación fue capaz de provocar dislocaciones a nivel de la celda unitaria y fue acompañada de importante aumento de temperatura. Estudios de Kohn (1991) y Kohn *et al.* (1993) sugieren que estas rocas se formaron entre 7 y 9 kbar y entre 575 y 625° C.

Existen tres fases de deformación en la región, desde el Cretácico hasta el Paleógeno, que generan tres generaciones diferentes de estructuras. Las tres fases corresponden a eventos compresivos.

Las estructuras correspondientes al evento D1 afectan a las tres unidades, por lo tanto su desarrollo es posterior a la formación de la Unidad Anfíbolita (después del Jurásico Superior y antes del Cretácico Medio). Por lo tanto las estructuras posteriores también se desarrollaron después de la formación de esta unidad, que es la más joven.

La foliación S1 es principalmente esquistosa y localmente milonítica, con orientación preferencial NW-SE y manteo al SW.

Los lineamientos minerales L1 están en los planos S1 y tienen buzamineto muy leve.

Con respecto al crecimiento de minerales, sintetizado en la Tabla 2, se puede asegurar que D1 es posterior al crecimiento de granate en la mayor parte de la bahía, aunque también existen granates *syn* y *postectónicos* a D1. Esto se puede interpretar como distintas fases de metamorfismo en las cuales creció granate o como una fase de deformación y metamorfismo que perdura en el tiempo lo suficiente como para tener diferentes relaciones de contacto con los granates que crecieron durante ella. Para determinar entre una hipótesis y la otra es necesario realizar dataciones en los minerales en cuestión.

La estaurólita es, en la mayoría de los casos, *postectónica* a D1. Lo cual indica que creció después de la fase de deformación D1 y después que los granates.

Las estructuras correspondientes al evento D2, son las más marcadas en la región. Por lo cual, D2 corresponde al evento compresivo más intenso ocurrido en Bahía Pía.

S2 tiene rumbo NW y mantea hacia el S. F2 tiene su plano axial con rumbo también NW.

Sólo en un punto de control (PIA 9) se encontraron granates *post-D2*, en el resto de la bahía las estructuras D2 son posteriores a todos los minerales metamórficos.

D3 es posterior a todos los minerales metamórficos *progrados* y es el evento que presenta las estructuras más homogéneas del área. Pero no se presenta en la Unidad Ortoneis.

Tomando en cuenta la temporalidad de la formación de las unidades y de las fases de deformación, esto último sugiere que fue el centro de la cordillera el lugar que comenzó a alzarse, seguido por los márgenes de ésta. Esta hipótesis debiera ser comprobada con estudios en los márgenes norte del complejo.

Es más fuerte la hipótesis de las distintas fases de metamorfismo (cada una asociada a una de deformación), pues el hecho que existan minerales anteriores al desarrollo de estructuras y otros minerales posteriores al desarrollo de las mismas estructuras así lo indica. Además están bien separadas las fases de deformación entre ellas.

Tabla 2: relación entre el crecimiento de minerales y fases de deformación. El color naranja representa la relación dominante.

Mineral	D1			D2		D3	
	Pre	Syn	Post	Syn	Post	Syn	Post
Qz		Yellow		Yellow		Yellow	
Gt	Orange	Yellow	Yellow		Yellow	Yellow	
Est		Yellow	Orange				
Sill	Yellow	Yellow					
Anf		Yellow					
Mb		Yellow		Yellow		Yellow	
Bt		Yellow				Yellow	
K-feld		Yellow		Yellow			
Pl		Yellow					
Cl		Yellow					
Ky		Yellow					

Cinemática

Las muestras orientadas y los datos macroscópicos medidos en terreno indican la existencia de zonas de cizalle (shear zones) subverticales. Éstas se desarrollaron exclusivamente durante la fase D2. La cinemática en muestras presenta ambos sentidos, aunque se infiere que dextral es el sentido principal.

2. Sector Seno Garibaldi

Litología

Comparando los datos observados en terreno y en láminas delgadas con los documentados en trabajos anteriores (Cunningham, 1999; Thomas, 1949; Kranck, 1932; Nelson *et al.*, 1980) es posible correlacionar las unidades aquí definidas con definiciones anteriores.

El basamento que documenta Nelson *et al.*, (1980) se correlaciona con la Unidad Esquistos en esta área.

La cubierta la forman dos unidades, que se correlacionan con dos formaciones diferentes. La Unidad Metavolcánica definida en este trabajo podría correlacionarse con la Formación Tobífera (Jurásico Medio a Superior) y la Unidad Metasedimentaria con la Formación Yahgán (Cretácico Inferior).

Metamorfismo

En esta región el grado metamórfico es más uniforme que en Bahía Pía, no hay un gradiente espacial en él. Los minerales en equilibrio son biotita, clorita, epidota, anfíbola, cuarzo, granate y mica blanca. Basándose en estos minerales observados, se determina que se está en presencia de rocas correspondientes a la facies esquistos verdes, pues la presencia de mica blanca indica que no es posible la facies granulita.

Las tres unidades que hay en esta región presentan el mismo grado metamórfico y se hace imposible definir zonas mineralógicas como en Bahía Pía, por la homogeneidad de la mineralogía metamórfica.

Durante la exhumación del complejo se generó un proceso de metamorfismo retrógrado.

Deformación

En esta área la intensidad de la deformación fue menor que en Bahía Pía. Esto se aprecia en terreno al observar rasgos de estructuras primarias, como laminación y estratificación y también en láminas delgadas, pues sólo algunos granos de cuarzo presentan extinción ondulosa.

Están presentes las mismas tres fases de deformación, pero con efectos diferentes que en Bahía Pía.

De las tres generaciones de estructuras existentes en el área, sólo las correspondientes al evento D3 se presenta en las tres unidades definidas. Las estructuras correspondientes al evento D1 y D2 solamente están presentes en la Unidad Esquistos.

O sea, la Unidad Metavolcánica y la Unidad Metasedimentaria son posteriores a estos dos eventos compresivos y se formaron antes del desarrollo del evento D3.

D1 esta representada por foliación S1 principalmente esquistosa y por lineación de cuarzo.

Tanto los planos S2 como los planos axiales de F2 tienen rumbo EW y mantean al N. L2 se encuentra contenido en los planos S2. S2 es principalmente esquistosa.

Existe un gran pliegue F2 recumbente con vergencia al SW, también fue documentado por Nelson *et al.* (1980).

Al igual que en Bahía Pía, D2 corresponde al evento más marcado e intenso.

D3 está representada por S3, F3 y L3. S3 es principalmente esquistosa con rumbo NW-SE y manteo hacia al N.

Con respecto al crecimiento de minerales, es poco lo que se puede agregar, pues la escasa cantidad de porfiroclastos y porfiroblastos dificulta este análisis, sin embargo se observaron algunos granates pre-tectónicos a D2. Entonces, como el mineral de mayor temperatura existente es el granate los eventos D2 y D3 ocurrieron después del máximo metamórfico y D1 antes o durante.

Cinemática

Los datos sólo indican movimiento dextral. Al igual que en Bahía Pía, indican la existencia de zonas de cizalle desarrolladas durante la fase D2.

CONCLUSIONES

La región fue sometida a procesos de deformación profundos, a tal punto de desarrollar estilos de deformación dúctil.

Existen 3 fases de deformación, todas compresivas. Aunque con una componente de cizalle.

La primera (D1) corresponde a un evento compresivo, donde el máximo acortamiento se dio en la dirección NE-SW (referenciado a la posición actual del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin).

Seguida a esta fase ocurre D2, que es la más intensa en la región. Pues los minerales syntectónicos a esta fase son los de mayor temperatura reconocidos.

Finalmente, ocurre D3. También compresiva y de menor intensidad que D2.

La Unidad Esquistos, la Unidad Ortoneis y la Unidad Anfibolita se formaron antes de la fase D1. La Unidad Metavolcánica y la Unidad Metasedimentaria se formaron después de las fases D1 y D2 y antes de la fase D3.

Las zonas de cizalle son subverticales, presentan movimiento de rumbo y domina el sentido dextral. Su desarrollo es exclusivamente durante la fase D2 y se concentran en el margen sur de la cordillera, no hacia el centro.

Las diferencias en los estilos de deformación entre ambos fiordos se debe a la profundidad que estaban las rocas de éstos al momento de ocurrir las fases de deformación. Las tres fases se presentan en ambas zonas. Pero es más dúctil en Bahía Pía que en Seno Garibaldi. Esto también queda demostrado por el grado metamórfico de las rocas de ambas áreas. En Bahía Pía la facies metamórfica máxima alcanzada es anfibolita, mientras que en Seno Garibaldi es esquistos verdes.

El máximo acortamiento NE-SW. Es más claro observar esto en Seno Garibaldi. Además Nelson *et al.*, 1980 lo infiere para Bahía Pía y Cunningham, 1995 para otros fiordos de la región.

El régimen transpresivo planteado en este trabajo es acorde con lo documentado anteriormente.

Existen evidencias de una cuarta fase de deformación, aunque bastante diferente a las mencionadas y estudiadas anteriormente.

En sectores de Bahía Pía (PIA4 y PIA11) existen fallas normales y dextrales posteriores a todas las estructuras estudiadas en este trabajo. Esto es evidencia de una fase transtensional.

Cada proceso de deformación tiene asociado un proceso de metamorfismo, a modo de resumen se presenta la Tabla 3.

Tabla 3: cronología de las fases de deformación, junto a una interpretación tectónica.

Evento	Estructuras	Interpretación Tectónica
D1	S1 esquistosa y localmente milonítica. L1 corresponde a elongación de minerales.	Fase compresiva con componente lateral. El acortamiento máximo es en la dirección NE-SW. Se desarrolla durante el cierre de la cuenca Rocas Verdes (Nelson et al., 1980).
D2	S2 principalmente esquistosa. L1 corresponde a elongación mineral. Principalmente de granos de cuarzo. Fuerte desarrollo de pliegues F2. Máximo de condiciones P-T.	Continúa el cierre de la cuenca y la deformación transpresional, pero hay un fuerte incremento de la intensidad de la deformación.
D3	S3 esquistosa, clivaje de crenulación, L3 correspondiente a elongación mineral y pliegues F3.	Continúa la transpresión, pero baja considerablemente la intensidad y aumenta relativamente la componente lateral de la deformación.
Post D3	Fallas normales y zonas de cizalle.	Se pasa a una fase transtensional.

Capítulo V.- REFERENCIAS

- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G., Wright, R.C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. En: Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Le Corre, C., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, Vol. 316, p. 91-119.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R., de Wit, M.J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 41, p. 32-46.
- Cande, S.C., Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *J. Geophys. Res.* Vol. 91, p. 471-496.
- Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, Vol. 259, p. 55-66.
- Coutand, I., Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Miller, M., 1999. Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30' ¾ S). *J. South Am. Earth Sci.* Vol. 12, p. 1-15.
- Cunningham, W.D., 1993. Strike-slip faults in the southern most Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* Vol. 12, p. 169-186.
- Cunningham, W.D., 1994. Uplifted ophiolitic rocks on Isla Gordon, southernmost Chile: implications for the closure history of the Rocas Verdes marginal basin and the tectonic evolution of the Beagle Channel region. *J. South Am. Earth. Sci.*, Vol. 7, p. 135-147.
- Cunningham, W.D., 1995. Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile. *Tectonophysics*. Vol. 244, p. 197-229.
- Dalziel, I.W.D., 1981. Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Vol. 300, p. 310-325.
- Dalziel, I.W.D., 1989. Tectonics of the Scotia Arc, Antarctica. XXVIII International Geological Congress, Field Trip Guidebook T180. American Geophysical Union, Washington, DC, USA, pp. 1 - 192.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J., Palmer, F.K., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250, 291-294.
- Dalziel, I.W.D., Elliott, D.H., 1973. The Scotia Arc and Antarctic margin. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins vol. I: The South Atlantic*. Plenum Press, New York, p. 171-245.

- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., 1997a. Magellan Strait: part of a Neogene rift system. *Geology*, Vol. 25, p. 703–706.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Gutiérrez Pleimling, A., 1997b. Neogene tectonics within the Magellan basin (Patagonia). VI Simp. Bolivariano (Petroleum exploration in the Subandean basins), Cartagena de Indias, Colombia Memorias, Tomo I, p. 1–14.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Le Corre, C., 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, Vol. 316, p. 91-119.
- Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W., Uliana, M.A., 1985. Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*, Vol. 116, p. 223–253.
- Halpern, M., 1973. Regional geochronology of Chile south of 50° latitude. *Bull. Geoc. Soc. Amer.* Vol. 84, p. 2407 – 2422.
- Halpern, M., Rex, D.C., 1972. Time of folding of the Yahgan Formation and age of the Tekénika beds, southern Chile, South America. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 83, p. 1881–1886.
- Hervé, M., 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe, antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). I Cong. Geol. Chileno, Santiago 1, B39–B55.
- Katz, H.R., 1972. Plate tectonics-orogenic belt in the southeast Pacific. *Nature* 237, 331.
- Katz, H.R., 1973. Contrasts in tectonic evolution of orogenic belts in the southwest Pacific. *J.R. Soc. New Zealand*, Vol. 3, p. 333–362.
- Klepeis, K.A., 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* Vol. 13, p. 882–904.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Dalziel, I.W.D., 1993. Metamorphic P–T paths from Cordillera Darwin, a core complex in Tierra del Fuego, Chile. *J. Petrol.* Vol. 34, p. 519–542.
- Kraemer, P.E., 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50° L.S., Santa Cruz. XII Congr. Geol. Arg. y II Congr. Explor. Hidrocarburos, Buenos Aires 3, p. 119 – 125.
- Kranck, E.H., 1932. Geological Investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica* 4, 1-231.
- Lawver, L.A., Sclater, J.G., Meinke, L., 1985. Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic. *Tectonophysics*. Vol. 114, p. 233–254.
- Natland, M.L., González, E., Cañón, A., Ernst, M., 1974. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *Geol. Soc. Am. Mem.* 139.

- Nelson, E.P., 1982. Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: evidence from fission track geochronology and closing temperature–time relationships. *J. Geol. Soc. London*. Vol. 139, p. 755–761.
- 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. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 73/3, p. 727 – 751.
- Olivero, E.B., Martinioni, D.R., 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 175-188.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.R., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 134, p. 23–36.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6, p. 233–248.
- Ramos, V.A., 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* Vol. 73, p. 887–903.
- Suárez, M., Pettigrew, T.H., 1976. An upper Mesozoic island arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geol. Mag.* Vol. 113, p. 305–328.
- Suárez, M.D., Hervé, M.A., Puig, G.A., 1985. Carta geológica de Chile. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes. XII Región. Servicio nacional de Geología y Minería (Chile) 65, 1 – 113.
- Thomas, C.R., 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes province, Chile. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. Vol. 33, p. 1553 – 1578.
- Winslow, M.A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America. En: McClay, K.R., Price, N.J. (Eds.), *Thrust and Nappe Tectonics*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.* Vol. 9, p. 513–528.