



**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas**  
**Departamento de Geología**

**PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DEL GRUPO PENÍNSULA  
TRINIDAD, PENÍNSULA ANTÁRTICA.  
SIMILITUDES CON EL COMPLEJO DUQUE DE YORK, PATAGONIA**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**PAULA ALEJANDRA CASTILLO GONZALEZ**

**PROFESOR GUÍA:**  
**Francisco Hervé Allamand**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:**  
Diego Morata Céspedes  
Luisa Pinto Lincoñir

Santiago de Chile  
2008

# RESUMEN

Este trabajo presenta nuevos resultados sobre la petrografía y geoquímica de las rocas terrígeno-clásticas del Grupo Península Trinidad (TPG), ubicado en la Península Antártica, con el fin de identificar las características de su fuente y del régimen tectónico de su cuenca de depósito y compararlas con las características de la fuente y del régimen tectónico de depósito de las rocas terrígeno-clásticas del Complejo Duque de York (DYC), ubicado en el margen occidental del extremo sur de Sudamérica (Patagonia).

Se recolectaron 14 areniscas y 8 lutitas de cuatro localidades donde aflora el TPG, en la costa norte y oeste de la Península Antártica. Con estas muestras se realizaron estudios clásicos de proveniencia sedimentaria, tanto petrográficos (en areniscas) como geoquímicos (en areniscas y lutitas). Para realizar la comparación entre las rocas del TPG y DYC, además de métodos de proveniencia sedimentaria clásicos, se utilizaron redes neuronales artificiales.

Las características geoquímicas de las rocas del TPG sugieren que ellas se habrían originado a partir de la erosión de una fuente ígnea común, de composición intermedia a ácida, lo que concuerda con un depósito en una cuenca desarrollada en un margen continental activo. Por otra parte, la composición modal de las areniscas indica una proveniencia de un arco continental disectado, lo que sería compatible con la erosión de las raíces plutónicas de un arco magmático ubicado en un margen continental.

Las características geoquímicas de la fuente y régimen tectónico de la cuenca de depósito de las rocas del TPG coinciden con las del DYC, lo que sumado a similitudes geocronológicas, sugieren un marco geodinámico común, es decir, ambas unidades derivarían de un mismo arco magmático, posiblemente ubicado en un margen continental activo. Sin embargo, si esta configuración es correcta, las diferencias petrográficas indican que el DYC correspondería a un depocentro relativamente más antiguo que el depocentro asociado al TPG.

# **AGRADECIMIENTOS**

# TABLA DE CONTENIDOS

<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	¡Error! Marcador no definido.
1 Antecedentes Generales .....	¡Error! Marcador no definido.
2 Objetivos.....	¡Error! Marcador no definido.
2.1 Objetivo Principal .....	¡Error! Marcador no definido.
2.2 Objetivos Específicos.....	¡Error! Marcador no definido.
3 Hipótesis de Trabajo .....	¡Error! Marcador no definido.
4 Metodología General .....	¡Error! Marcador no definido.
4.1 Terreno.....	¡Error! Marcador no definido.
4.2 Preparación de Muestras .....	¡Error! Marcador no definido.
4.3 Laboratorio.....	¡Error! Marcador no definido.
4.4 Redes Neuronales Artificiales.....	¡Error! Marcador no definido.
<b>I. MARCO GEOLOGICO</b> .....	¡Error! Marcador no definido.
1 Península Antártica.....	¡Error! Marcador no definido.
1.1 Grupo Península Trinidad .....	¡Error! Marcador no definido.
1.1.1 Formación Hope Bay (HBF).....	¡Error! Marcador no definido.
1.1.2 Formación View Point (VPF).....	¡Error! Marcador no definido.
1.1.3 Formación Legoupil (LgF) .....	¡Error! Marcador no definido.
1.1.4 Formación Bahía Charlotte (BChF).....	¡Error! Marcador no definido.
1.1.5 Formación Paradise Harbour (PHF) .....	¡Error! Marcador no definido.
1.2 Trabajos Anteriores de Proveniencia Sedimentaria del TPG.....	¡Error! Marcador no definido.
2 Patagonia.....	¡Error! Marcador no definido.
2.1 Complejo Duque de York (DYC).....	¡Error! Marcador no definido.
2.2 Trabajos Anteriores de Proveniencia Sedimentaria del DYC ....	¡Error! Marcador no definido.
<b>II. MARCO TEÓRICO</b> .....	¡Error! Marcador no definido.
1 Análisis de Proveniencia Sedimentaria.....	¡Error! Marcador no definido.
1.1 Análisis Petrográfico .....	¡Error! Marcador no definido.
1.1.1 Conteos Modales .....	¡Error! Marcador no definido.
1.1.2 Clasificación de Ambientes Tectónicos.....	¡Error! Marcador no definido.
1.2 Análisis geoquímico .....	¡Error! Marcador no definido.
1.2.1 Clasificación de Ambientes Tectónicos.....	¡Error! Marcador no definido.
1.2.2 Elementos Mayores .....	¡Error! Marcador no definido.
1.2.3 Elementos Trazas .....	¡Error! Marcador no definido.
2 Redes Neuronales Artificiales (RNA).....	¡Error! Marcador no definido.

<b>III. RESULTADOS</b> .....	¡Error! Marcador no definido.
1 Petrografía .....	¡Error! Marcador no definido.
1.1 Formación Hope Bay .....	¡Error! Marcador no definido.
1.2 Formación Legoupil.....	¡Error! Marcador no definido.
1.3 Formación Bahía Charlotte .....	¡Error! Marcador no definido.
1.4 Formación Paradise Harbour .....	¡Error! Marcador no definido.
2 Análisis Modal.....	¡Error! Marcador no definido.
3 Geoquímica.....	¡Error! Marcador no definido.
3.1 Elementos Mayores .....	¡Error! Marcador no definido.
3.2 Elementos Trazas .....	¡Error! Marcador no definido.
4 Redes Neuronales Artificiales.....	¡Error! Marcador no definido.
4.1 Elementos Mayores .....	¡Error! Marcador no definido.
4.2 Elementos Trazas .....	¡Error! Marcador no definido.
4.3 Elementos Mayores y Traza .....	¡Error! Marcador no definido.
<b>IV. DISCUSIONES</b> .....	¡Error! Marcador no definido.
1 Grupo Península Trinidad .....	¡Error! Marcador no definido.
1.1 Petrografía y Composición Modal .....	¡Error! Marcador no definido.
1.2 Geoquímica.....	¡Error! Marcador no definido.
1.3 Características de la Fuente y el Régimen Tectónico de Depósito	¡Error! Marcador no definido.
<b>no definido.</b>	
2 Comparación entre TPG y DYC.....	¡Error! Marcador no definido.
2.1 Petrografía y Geoquímica .....	¡Error! Marcador no definido.
2.2 Redes Neuronales Artificiales.....	¡Error! Marcador no definido.
2.2.1 Elementos mayores .....	¡Error! Marcador no definido.
2.2.2 Elementos trazas .....	¡Error! Marcador no definido.
2.2.3 Elementos Mayores y Trazas.....	¡Error! Marcador no definido.
3 Consideraciones finales.....	¡Error! Marcador no definido.
<b>V. CONCLUSIONES</b> .....	¡Error! Marcador no definido.
<b>REFERENCIAS</b> .....	¡Error! Marcador no definido.
<b>ANEXOS</b> .....	¡Error! Marcador no definido.
Anexo A: Descripción petrográfica de cortes transparentes.....	¡Error! Marcador no definido.
Anexo B: Base de datos de areniscas.....	¡Error! Marcador no definido.
Anexo C: Geoquímica.....	¡Error! Marcador no definido.
Anexo D: Matrices de correlaciones.....	¡Error! Marcador no definido.

# AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a mis padres, ya que sin su apoyo incondicional y comprensión nada hubiese sido posible. Gracias a ellos pude llegar a este momento tan importante en mi vida. También agradezco a la Sole, mi hermana, por su compañía todos estos años en Santiago.

No puedo dejar de agradecer a todos mis compañeros y amigos, desde mis comienzos en bachillerato, hasta el término de geología, donde siempre me sentí acompañada. Todos los terrenos y momentos que vivimos nunca los olvidaré.

Quiero agradecer a mi profesor guía Francisco Hervé, quien también fue mi primer profesor en geología, y a todos los profesores de mi comisión. Pero especialmente agradezco a Juan Pablo Lacassie por toda su ayuda y gran paciencia para contestar todas mis preguntas, sin él esta memoria no hubiese sido posible.

Agradezco también a todos los funcionarios y secretarias del departamento, especialmente a Maria Rosa y a Cristina. También a Juanito, tanto por sus comidas espectaculares en terreno, como por las tardes que compartimos en el laboratorio.

Gracias al Proyecto Anillo de Investigación "Conexiones Geológicas entre Antártica y Patagonia" y a todos lo que estuvieron conmigo navegando en las frías aguas del estrecho de Bransfield.

# TABLA DE CONTENIDOS

<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1 Antecedentes Generales .....	1
2 Objetivos .....	3
2.1 Objetivo Principal .....	3
2.2 Objetivos Específicos.....	3
3 Hipótesis de Trabajo .....	3
4 Metodología General.....	3
4.1 Terreno .....	4
4.2 Preparación de Muestras .....	4
4.3 Laboratorio .....	4
4.4 Redes Neuronales Artificiales .....	5
<b>I. MARCO GEOLOGICO .....</b>	<b>7</b>
1 Península Antártica.....	7
1.1 Grupo Península Trinidad.....	8
1.1.1 Formación Hope Bay (HBF).....	12
1.1.2 Formación View Point (VPF) .....	13
1.1.3 Formación Legoupil (LgF) .....	14
1.1.4 Formación Bahía Charlotte (BChF).....	15
1.1.5 Formación Paradise Harbour (PHF).....	16
1.2 Trabajos Anteriores de Proveniencia Sedimentaria del TPG .....	17
2 Patagonia .....	19
2.1 Complejo Duque de York (DYC) .....	21
2.2 Trabajos Anteriores de Proveniencia Sedimentaria del DYC.....	22
<b>II. MARCO TEÓRICO .....</b>	<b>23</b>
1 Análisis de Proveniencia Sedimentaria .....	23
1.1 Análisis Petrográfico .....	24
1.1.1 Conteos Modales.....	24
1.1.2 Clasificación de Ambientes Tectónicos.....	25
1.2 Análisis geoquímico .....	26
1.2.1 Clasificación de Ambientes Tectónicos.....	27
1.2.2 Elementos Mayores .....	27
1.2.3 Elementos Trazas.....	29
2 Redes Neuronales Artificiales (RNA) .....	31
<b>III. RESULTADOS .....</b>	<b>33</b>
1 Petrografía .....	33

1.1	Formación Hope Bay .....	33
1.2	Formación Legoupil.....	33
1.3	Formación Bahía Charlotte .....	34
1.4	Formación Paradise Harbour.....	34
2	Análisis Modal.....	36
3	Geoquímica .....	38
3.1	Elementos Mayores.....	38
3.2	Elementos Trazas.....	41
4	Redes Neuronales Artificiales.....	45
4.1	Elementos Mayores.....	45
4.2	Elementos Trazas.....	48
4.3	Elementos Mayores y Traza.....	51
<b>IV. DISCUSIONES.....</b>		<b>54</b>
1	Grupo Península Trinidad .....	54
1.1	Petrografía y Composición Modal.....	54
1.2	Geoquímica.....	55
1.3	Características de la Fuente y el Régimen Tectónico de Depósito .....	58
2	Comparación entre TPG y DYC.....	60
2.1	Petrografía y Geoquímica.....	60
2.2	Redes Neuronales Artificiales .....	66
2.2.1	Elementos mayores .....	66
2.2.2	Elementos trazas.....	66
2.2.3	Elementos Mayores y Trazas .....	67
3	Consideraciones finales .....	68
<b>V. CONCLUSIONES.....</b>		<b>69</b>
<b>REFERENCIAS .....</b>		<b>70</b>
<b>ANEXOS .....</b>		<b>76</b>
Anexo A: Descripción petrográfica de cortes transparentes .....		76
Anexo B: Base de datos de areniscas .....		83
Anexo C: Geoquímica.....		84
Anexo D: Matrices de correlaciones.....		86



# INTRODUCCIÓN

## 1 Antecedentes Generales

La Península Antártica (PA) es el fragmento más grande y mejor expuesto de un collage de micro continentes que se ubican entre el sur de Sudamérica, Antártica del Este y Nueva Zelanda. Estos fragmentos, junto con el extremo sur de Sudamérica (Patagonia), se consideran parte del supercontinente de Gondwana durante el Triásico y Jurásico (Dalziel y Elliot, 1971).

En la actualidad, la PA y Patagonia están separadas por corteza oceánica cenozoica (Placa de Scotia), pero por sus características geológicas similares, algunos autores sugieren que con anterioridad al desmembramiento de Gondwana y posterior dispersión de los diversos fragmentos, la PA se encontraba al oeste de, y en continuidad con el margen occidental de Patagonia (Miller, 1983; Lawver et al., 1998; Jökat et al., 2003; Ghidella et al., 2002).

Nuevos estudios de terreno, hallazgos paleontológicos y aplicación de técnicas nuevas de datación de rocas han incrementado notablemente el conocimiento de la evolución tectónica y paleogeográfica tanto de la PA como de la Patagonia, lo que ha servido de sustento al modelo denominado "calce apretado". Esta hipótesis está respaldada por reconstrucciones paleogeográficas basadas en la distribución de las anomalías magnéticas del Mar de Wedell oriental, Atlántico sur y Mar de Scotia (Jökat et al., 2003; Ghidella et al., 2002).

La existencia de complejos metamórficos de alta P y baja T habrían prácticamente descartado este modelo, ya que si los márgenes de Patagonia y de la PA fueron un margen activo desde el Paleozoico, sería imposible un traslape latitudinal importante entre ambas regiones, pero nuevas dataciones han determinado que dichos complejos metamórficos son del Mesozoico, lo que posibilita dicho traslape en periodos anteriores (Hervé y Fanning, 2003).

La hipótesis de la conexión entre Patagonia y PA puede también explicar las grandes similitudes entre el Grupo Península Trinidad (TPG; Hyden y Tanner, 1981) en la PA y el Complejo Duque de York (DYC) del Archipiélago Madre de Dios en Patagonia, unidades que comparten una litología turbidítica común, tienen un grado metamórfico similar, y una proveniencia comparable, como lo indican sus espectros de edades de circones detríticos (Hervé et al., 2006). La edad del depósito no está bien

establecida, pero en ambas unidades está entre Pérmico temprano y Jurásico temprano. Todo esto sugiere que ambas unidades se habrían depositado en continuidad espacial (Hervé et al., 2006).

Esta relación necesita ser verificada, o descartada, mediante un estudio de proveniencia sedimentaria más completo, ya que en el caso del TPG, aún quedan muchos problemas por resolver, no existe un muestreo completo que involucre todas las formaciones conocidas, ni tampoco se han incorporado estudios geoquímicos en la mayoría de ellos. Por lo tanto, dicho estudio puede ser de gran ayuda para el entendimiento de la evolución tectónica de esta porción del margen pacífico del supercontinente de Gondwana.

## **2 Objetivos**

### **2.1 Objetivo Principal**

Identificar las características de la fuente y el régimen tectónico de la cuenca deposicional de las sucesiones terrígeno-clásticas que forman parte del Grupo Península Trinidad y determinar similitudes y diferencias con la fuente y régimen tectónico del Complejo Duque de York.

### **2.2 Objetivos Específicos**

- Realizar una caracterización petrográfica cualitativa y cuantitativa de los sedimentos de la cuenca de depósito del Grupo Península Trinidad.
- Realizar una caracterización geoquímica de los sedimentos de la cuenca de depósito del Grupo Península Trinidad.
- Determinar diferencias y similitudes de las fuentes del Grupo Península Trinidad y el Complejo Duque de York.

## **3 Hipótesis de Trabajo**

El estudio propuesto se enmarca dentro de las siguientes hipótesis de trabajo:

- Es posible determinar la proveniencia y el régimen tectónico del TPG en base a sus características petrográficas y geoquímicas.
- Los parámetros anteriores conforman una base de comparación entre el TPG y el DYC.
- La comparación entre ambas sucesiones puede entregar información relevante a fin de evaluar una posible correlación paleogeográfica entre ambas unidades.

## **4 Metodología General**

El presente estudio se desarrolla sustancialmente mediante análisis de muestras recolectadas en terreno, en el marco de la campaña del Proyecto Anillo de Investigación "Conexiones Geológicas entre Antártica Occidental y Patagonia", realizada durante los meses de enero y febrero del año 2007. A

continuación se menciona la metodología general utilizada y los tipos de estudios realizados. Las metodologías utilizadas para determinar proveniencia sedimentaria se encuentran más detalladas en el Capítulo II (Marco Teórico).

#### 4.1 Terreno

Se realizó una campaña de terreno en localidades específicas de la costa occidental de la Península Antártica y de las Islas Shetland del Sur, entre el 09 de enero y 03 de febrero de 2007, donde se recolectaron muestras de areniscas y lutitas de cuatro de las cinco formaciones que conforman el TPG (ver Capítulo I: Marco Geológico).

#### 4.2 Preparación de Muestras

Las muestras recolectadas en la campaña de terreno se seleccionaron y prepararon para realizar los siguientes estudios:

- **Cortes transparentes:** Realizados en el Laboratorio de Corte del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.
- **Geoquímica:** Las concentraciones de los elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , porcentajes en peso de óxidos, %wt) y elementos en trazas (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Y, Sc, Hf, Zn, Co, Ni, Ba, Cr, V, Cu, Sr y Zr en ppm) de las muestras seleccionadas fueron determinadas con un ICP-AES en el Laboratorio Químico del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por el Sr. Jaime Martínez.

Las concentraciones de Th y Nb fueron determinadas con un ICP-MS en el Laboratorio de Geoquímica del SERNAGEOMIN por el Sr. Felipe Llona.

- **Separación de Circones:** Realizados en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

#### 4.3 Laboratorio

- **Petrografía:** Se realizaron descripciones detalladas de 14 areniscas del TPG en corte transparente, de las cuales se seleccionaron 12 muestras a fin de determinar su composición modal. La selección fue realizada de manera tal que las muestras cubran la totalidad del área de estudio, presenten la misma granulometría (correspondiendo todas ellas a areniscas) y presenten bajo grado de recristalización y de deformación, lo que tiende a minimizar la posibilidad de un alto contenido de matriz secundaria. Las areniscas se obtuvieron de 3 localidades diferentes: 4 de Fm. Bahía Esperanza (HBF), 2 de Fm. Legoupil (LgF), 3 de Fm. Bahía Charlotte (BChF) y 3 de Fm. Paradise Harbour (PHF) (Figura I.2)

Para los conteos modales se siguió el método de Gazzi-Dickinson, contabilizando 400 puntos para cada arenisca seleccionada. Los resultados se proyectaron en diagramas ternarios discriminantes

de proveniencia (Diagramas QFL y QmFLt, basados en los de Dickinson y Suczek, 1979), donde también se proyectaron datos del DYC para hacer comparaciones.

- **Geoquímica:** Se hicieron análisis geoquímicos de 15 muestras del TPG, las cuales corresponden a 8 lutitas y 7 areniscas (todas fueron analizadas modalmente y seleccionadas aquellas que presentaban bajo grado de recristalización y pocas vetillas). Las areniscas se obtuvieron de 3 localidades diferentes: 3 de HBF, 2 de LgF y 2 de PHF. Las lutitas se obtuvieron de 4 localidades: 3 de HBF, 2 de LgF, 1 de PHF y 2 de BChF. Los resultados fueron proyectados en diagramas binarios y ternarios utilizados comúnmente en estudios de proveniencia sedimentaria, también, sobre estos se proyectaron los resultados de las muestras de DYC a fin de comparar.

Para efectos del análisis geoquímico, se utilizaron las concentraciones de los óxidos mayores normalizados al 100% libre de volátiles.

#### 4.4 Redes Neuronales Artificiales

Este método se utilizó para establecer el grado de similitud en términos geoquímicos entre el TPG, DYC y otras sucesiones de proveniencia sedimentaria establecida. Para esto se empleó como base el set de datos utilizado por Lacassie et al. (2004), en donde las areniscas fueron clasificadas en unos de los cuatro tipos de proveniencia sedimentaria definidas por Roser y Korsch (1988): P1 (proveniencia ígnea máfica), P2 (proveniencia ígnea intermedia), P3 (proveniencia ígnea félsica) y P4 (proveniencia reciclada) (ver Capítulo II: Marco Teórico).

Los datos se dividieron en tres subsets correspondientes a:

- **Elementos mayores:** Subset de 868 muestras de areniscas, cada una con información acerca de 10 elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) con datos de 30 sucesiones.
- **Elementos traza:** Subset de 642 muestras de areniscas, cada una con información de 13 elementos traza (La, Ce, Y, Sc, Zn, Ni, Ba, Cr, V, Sr, Zr, Th y Nb) con datos de 13 sucesiones.
- **Elementos mayores y trazas:** Subset de 564 muestras de areniscas, con información de 23 elementos ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , La, Ce, Y, Sc, Zn, Ni, Ba, Cr, V, Sr, Zr, Th y Nb) con datos de 13 sucesiones.

Aunque las bases de datos son exclusivamente de areniscas, además de agregarles a cada subset la información de areniscas de proveniencia sedimentaria desconocida (muestras del TPG y DYC), también se agregaron lutitas (del TPG y DYC). Además, para los subsets de elementos trazas y mayores

y trazas, se le agregó información de otras sucesiones sedimentarias ubicadas en la PA (de Latady Formation y LeMay Group), información extraída de Willan (2003).

Cada subset de datos fue analizado por separado utilizando Redes Neuronales Artificiales siguiendo la metodología descrita por Lacassie et al. (2004).

Se pretende usar todos estos elementos en conjunto para entender mejor los resultados y lograr identificar las rocas fuentes de los sedimentos y realizar la comparación con la fuente de los sedimentos del DYC.

# I. MARCO GEOLOGICO

## 1 Península Antártica

Trabajos recientes sugieren que la Península Antártica está formada por, al menos, tres terrenos de origen alóctono o parauctóctono, los cuales definen tres dominios: Dominio Este, Dominio Central y Dominio Oeste (Vaughan y Storey, 2000) (Figura I.1).

El Dominio Este es de origen parautoctono y representa parte del margen del continente de Gondwana, está separado por una zona de falla dúctil (EPLSZ; zona de cizalle Palmer Land Este; Figura I.1) con el Dominio Central, de posible origen alóctono, el cual está dominado por rocas de arcos magmáticos del Triásico a Cretácico Medio (Leat et al., 1995). Este arco colisionó con el Dominio Este en el Cretácico medio (Vaughan et al., 2002a, 2002b). El Dominio Oeste puede representar al complejo de subducción-acreción del Dominio Central o puede ser otro fragmento de corteza (Vaughan y Storey, 2000). En la actualidad, estos terrenos propuestos no están bien definidos, ni tampoco se conoce su dirección y distancia de desplazamiento.

Las unidades anteriores al rompimiento de Gondwana (Millar et al., 2002) afloran escasamente en la Península Antártica y corresponden a plutones paleozoicos y rocas metamórficas en el Dominio Este y Central (parte sureste de la península), el Grupo Península Trinidad, que tiene una gran distribución en la parte norte de la península antártica, y la parte baja del Grupo LeMay en el Dominio Oeste (Hervé et al., 2006).

El Dominio Este es, probablemente, continuo lateralmente con Graham Land (Figura I.1), que forma la parte norte de la Península Antártica (Vaughan y Storey, 2000). De las rocas sedimentarias que afloran en esta zona, las más antiguas y extensivas son las del Grupo Península Trinidad, turbiditas deformadas del (?) Permo-Triásico (Smellie, 1991). Otra sucesión sedimentaria es el Grupo Bahía Botánica (BB; Farquharson, 1984), areniscas y lutitas del Jurásico Inferior, que sobreyacen discordantemente al TPG. En el este de Graham Land, aflora una gran secuencia de rocas volcánicas silíceas del Jurásico, correspondientes al Grupo Volcánico Península Antártica (APVG; Thomson y Pankhurst, 1983), las cuales sobreyacen a las rocas sedimentarias. Rocas intrusivas, en el rango de 168-156 Ma, cortan a las rocas volcánicas y las rocas del BB (Pankhurst et al., 2000).

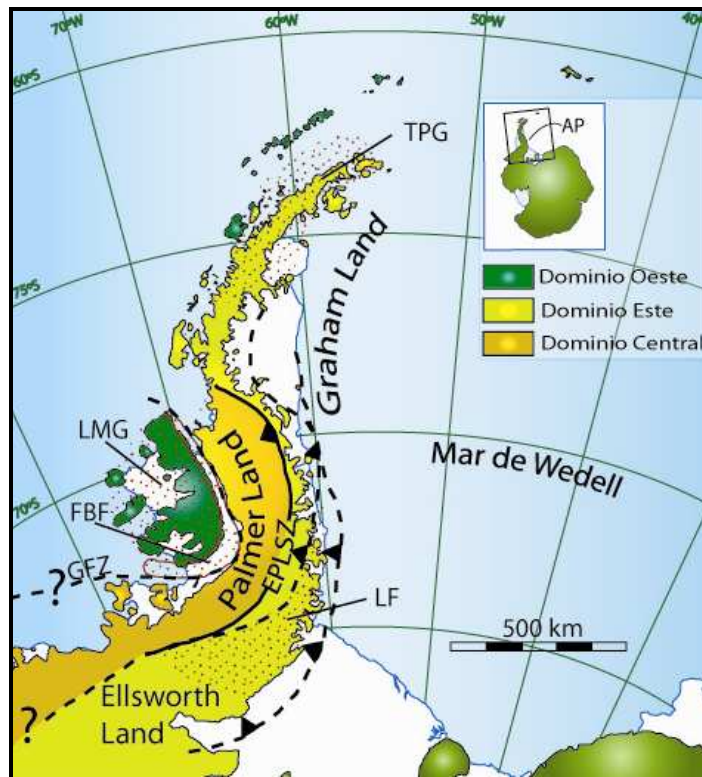


Figura I.1. Dominios y provincias, conocidos e inferidos, de la Península Antártica. Zonas punteadas corresponden a unidades sedimentarias o metasedimentarias: TPG, Grupo Península Trinidad; LMG, Grupo LeMay; FBF, Grupo Fossil Bluff; LF, Latady Formation. Líneas punteadas corresponden a fallas inferidas y continuas a fallas mapeadas: EPLSZ, zona de cizalle Palmer Land Este; GFZ, Zona de falla George VI Sound. Figura modificada de Vaughan y Storey, 2000.

## 1.1 Grupo Península Trinidad

El Grupo Península Trinidad es una secuencia metasedimentaria que aflora en el norte de Graham Land, norte de la Península Antártica, a lo largo de 500 km (Figura I.1 y Figura I.2). Se le estima una potencia de 10 km y un ancho máximo de 80 km. Está dominada por lutitas y areniscas de origen predominantemente turbidítico y algunas intercalaciones de limolitas y rocas volcánicas (Hyden y Tanner, 1981; Smellie 1991), las cuales corresponden a pillow lavas, hyaloclastitas, posibles tobas y algunos diques básicos (Smellie et al., 1996).

La sucesión ha sido dividida en las siguientes Formaciones: Hope Bay (HBF), View Point (VPF), Legoupil (LgF), Bahía Charlotte (BChF) y Paradise Harbour (PHF) (Alarcón et al., 1976; Hyden y Tanner, 1981; Birkenmajer, 1992a) (Figura I.2). Pese a esto, aún existen grandes áreas que no tienen una asignación estratigráfica. Tampoco se conoce la extensión geográfica de dichas formaciones, así como la edad y sus relaciones estratigráficas. Además, Smellie (1991) sugiere que la VPF y LgF pueden ser lateralmente equivalentes y existe un traslape de área importante entre las definición de la BchF hecha por Alarcón et al. (1976) y la PHF definida por Birkenmajer (1992a).



La base del TPG no se expone en ningún afloramiento conocido, tampoco afloran rocas más antiguas, sin embargo, en Cape Dubouzet (Figura I.2.A), xenolitos en un complejo plutónico que corta al TPG, contienen edades metamórficas de 315 Ma (Loske et al., 1990; Loske y Miller 1991b). Además, en el suroeste del TPG, se exponen paraneisses y granitoides calc-alcalinios del Devónico temprano y Carbonífero Medio a temprano (Millar et al., 1999) y esquistos del Pérmico (Smellie y Millar, 1995).

En el techo del TPG hay una discordancia erosiva que lo pone en contacto con el APVG, aunque ese contacto no se observa en todos los afloramientos por encontrarse cubierto. En la HBF, por el contrario, la Formación Mount Flora, del BB, sobreyace al TPG en un posible contacto por falla (Birkenmajer, 1993a, 1993b) o erosivo (Elliot y Gracanin, 1983).

La deformación en el TPG ha sido pobremente estudiada (Hyden y Tanner, 1981; Dalziel, 1984; Birkenmajer, 1997). Se cree que es dominado por una "fase principal" de pliegues asimétricos e isoclinales en el Triásico tardío/Jurásico temprano (Smellie et al., 1996; Birkenmajer, 1997). Una fase posterior de deformación dúctil produjo un clivaje de crenulación y lineación, el que se desarrolla mejor en los afloramientos del suroeste (Birkenmajer, 1997).

El grado metamórfico del TPG se incrementa hacia el suroeste, de aparentemente areniscas y lutitas inalteradas (HBF) a esquistos totalmente recristalizados (BChF) (Smellie, 1991; Smellie et al., 1996). Se le ha atribuido a las facies prehnita-pumpellyita, pumpellyita-actinolita y esquistos verdes, basado en identificaciones de minerales indicadores en metabasitas (Aitkenhead, 1975; Elliot, 1966; Hyden y Tanner, 1981; Smellie, 1991). Smellie et al. (1996) y Kelm y Hervé (1994) han publicado datos regionales de cristalinidad de illita indicando un metamorfismo anchi- y epizona.

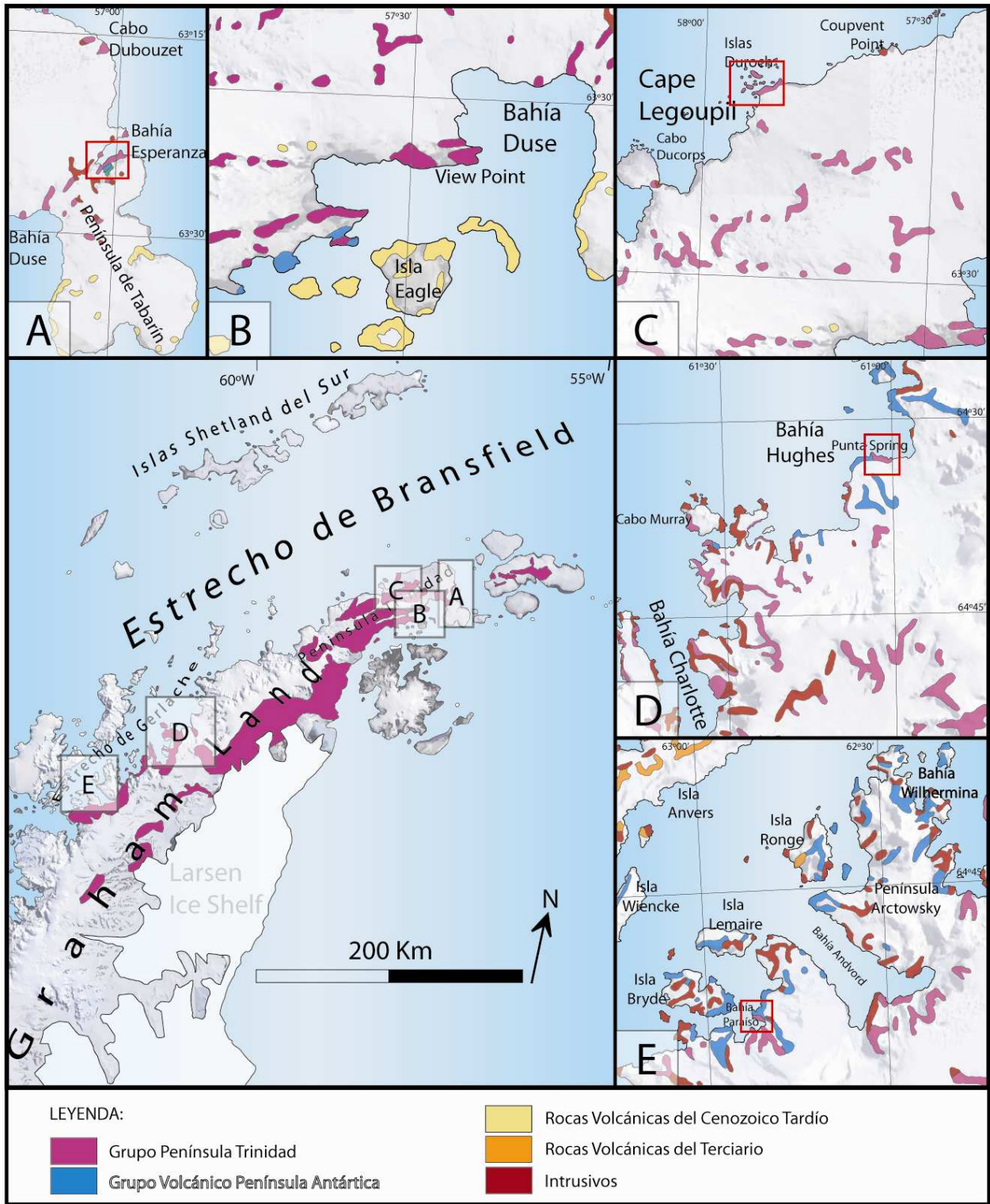


Figura I.2: Mapa geológico de las zonas estudiadas en la Península Antártica. Los cuadrados rojos representan las áreas de estudio, donde se recolectaron las muestras. Modificado a partir de los mapas de Alarcón et al. (1976), Birkenmajer et al. (1997) y el mapa geológico del Norte de Graham Land e Islas Shetland del Sur de la British Antarctic Survey (1979).

La edad del TPG está pobremente constreñida entre las edades de proveniencia de 398 Ma a 310 Ma (U-Pb en clastos y circones detríticos de VPF, Pankhurst, 1983; Loske y Millar, 1991) y la deformación asociada a la acreción y arco magmático en el Jurásico temprano (Storey y Garrett 1985; Loske et al. 1990; Smellie y Millar 1995). La LgF contiene una fauna marina triásica bien desarrollada (Thomson 1975a, 1975b) y tiene edades de entre 232 y 205 Ma (Rb- Sr en roca total, Trouw et al., 1997). Por otra parte, la HBF presenta fragmentos de plantas y esporas que han sido asignadas al Carbonífero (Dalziel, 1982). Estudios recientes muestran que la principal fuente de detritos para el ambiente de depósito del TPG fue una provincia magmática del Pérmico temprano (U-Pb SHRIMP en circones detríticos; Hervé et al., 2006).

Muchos autores asumen que el depósito del TPG se llevó a cabo en el lado Pacífico del arco magmático de la Península Antártica (Suarez, 1976; Dalziel, 1984; Storey y Garrett, 1985; Birkenmajer, 1992). El ambiente tectónico en el cual se dio su depósito es ambiguo y pudo haber sido una cuenca de antepais (o posiblemente tras-arco) o los niveles medio o altos de un prisma de acreción (Smellie et al, 1996). Un modelo acrecionario es respaldado por el ensamblaje de conglomerados marinos someros, turbiditas de trench-slope, fangocitas, chert pelágicos, broken formation, melange tectónico y la vergencia estructural hacia el noroeste, pero aún no se ha demostrado en detalle (Willan, 2003). También se ha descrito como una cuenca de antearco asociado a un margen que fue pasivo durante las etapas tempranas del depósito (Hyden y Tanner, 1981; Smellie, 1987), sin embargo, a pesar que su asociación con un arco magmático es indudable, la presencia de un arco activo, mientras se depositaba el TPG, es improbable, ya que las rocas volcánicas máficas (lavas, diques y tobas), contemporáneas al TPG, son menores en cuanto a volumen y de composición alcalina (Hyden y Tanner, 1981). Por otra parte, Smellie (1991) propuso un margen pasivo para la VPF y LgF basado en análisis modal en areniscas.

## **Descripción Formaciones y Áreas de Estudio:**

### **1.1.1 Formación Hope Bay (HBF)**

Definida por Hyden y Tanner (1981), esta formación aflora al norte de la Península Trinidad, en los alrededores de la Bahía Esperanza (Figura I.2.A). Es una secuencia relativamente no deformada de estratos subverticales, con aproximadamente iguales proporciones de areniscas líticas de color gris y lutitas negras (Hyden y Tanner, 1981; Smellie, 1987). Siguiendo criterios litológicos, la HBF es dividida en tres unidades (Paciullo et al., 2002 citado en Montes et al., 2005).

Paciullo et al. (2002) les asignan un espesor de 533 m a la serie, en cambio, Montes et al. (2005) les asignan un espesor de aproximadamente 1400 m.

Dada la escasa deformación de esta formación, grado metamórfico y tendencias observadas en petrofacies, Smellie (1991) especula que se trata de la formación más joven del TPG.

### **Área de Estudio**

En el área de estudio (Figura I.2.A), las rocas del TPG consisten en capas masivas de areniscas grises rojizas de grano medio a fino intercaladas con lutitas negras masivas a levemente fisibles, algunas con vetillas de cuarzo, pirita y pirita diseminada. Aunque tiene proporciones similares de areniscas y lutitas, se observa un dominio de areniscas hacia el SO.

La estratificación no es muy clara en algunas zonas, pero presenta un rumbo de N 40 a 50° al W y un manteo subvertical. Se reconoció un pliegue isoclinal (eje N10W/54W) en las lutitas, por lo que posiblemente haya una repetición de la secuencia.

Bioturbación vertical, laminaciones cruzadas y restos de plantas fueron observadas en la zona por Montes et al. (2005).

La base de esta formación no aflora en la zona de estudio. Lo sobreyace la Formación Mount Flora del BB, pero el contacto no está expuesto debido a que está cubierto por detritos de ladera. Según Elliot y Gracanin (1983) es una discordancia angular, al contrario, Birkenmajer (1993a y b) sugiere un contacto por falla. Sobre la Formación Mount Flora, aflora en discordancia erosiva la Formación Kenney Glacier del APVG (Figura I.3).



Figura I.3: Vista sur de Bahía Esperanza, donde aflora la Fm. Hope Bay del TPG, la Fm. Mount Flora del BB y la Fm. Kenney Glacier del APVG. Se observa, al oeste, parte de la sucesión de rocas del TPG donde se recolectaron las muestras utilizadas en este estudio.

### 1.1.2 Formación View Point (VPF)

Definida por Hyden y Tanner (1981), esta formación aflora al sureste de la Península Trinidad (Figura I.2.B). Se caracteriza por una intercalación fina de areniscas silíceas y lutitas, las cuales incluyen algunos conglomerados con más de 20 m de espesor compuestos por clastos de areniscas mayoritariamente, granitoides, filitas y otros (Loske et al., 1997). Menos del 30% de los estratos expuestos son areniscas y están generalmente volcados (Hyden y Taner, 1981; Smellie, 1987), también se reconoce estratificación cruzada en muchas areniscas (Loske et al., 1997). Esta formación, junto con LgF contiene los únicos afloramientos de conglomerados polimícticos, chert y esquistos verdes (Smellie, 1991).

Por la deformación mayor que la HBF, mayor grado metamórfico y tendencias observadas en petrofacies, Smellie (1991) especula que, junto con la LgF, es la formación más antigua del TPG.

Esta zona no fue visitada. No hay área de estudio.



### 1.1.3 Formación Legoupil (LgF)

Definida por Halpern (1965), esta formación aflora en la parte noroeste de la Península Trinidad (Figura I.2.C) y al igual que VPF es dominada por lutitas, pero las areniscas son de grano más fino (Smellie, 1987) y los estratos son menos potentes (<50 cm) que en otras formaciones (Hyden y Tanner, 1981). Intercalados en las lutitas hay tobas de caída félsicas muy finas (<5 cm) (Thomson, 1975a). Al igual que la VPF contiene los únicos afloramientos de conglomerados polimícticos, chert y esquistos verdes (Smellie, 1991).

Por la deformación mayor que la HBF, mayor grado metamórfico y tendencias observadas en petrofacies, Smellie (1991) especula que, junto con la VPF, es la formación más antigua del TPG, además contiene una fauna marina del Triásico bien desarrollada (Thomson, 1975a) y tiene edades de entre 232 y 205 Ma (Rb-Sr en roca total, Trouw et al., 1997).

#### Área de Estudio

En el área de estudio (Figura I.2.C), las rocas del TPG consisten en finas intercalaciones de areniscas grises de grano medio y lutitas masivas negras. Las areniscas y lutitas tienen vetillas de cuarzo, epidota y feldespato potásico con pirita diseminada y presentan lentes de lutita. En las intercalaciones de arenisca y lutita se observa sólo alteración a epidota en las areniscas (Figura I.4.B). Entre las lutitas se observó intercalaciones finas de chert (<2 cm) (Figura I.4.A).

La estratificación medida en la zona presenta un rumbo de N 55 a 67° al E y manto de 50°N aproximadamente. La base de esta formación no aflora en la zona de estudio. Lo sobreyace el APGV.

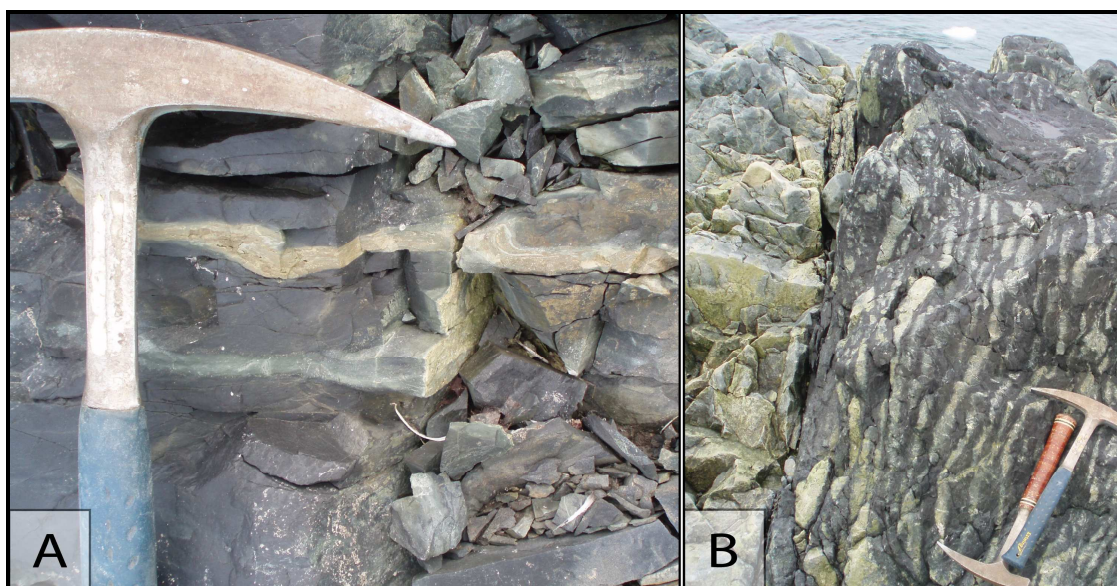


Figura I.4: Afloramientos de la LgF. A: Intercalaciones finas de chert en lutita. B: Intercalaciones centimétricas de arenisca-lutita, donde se observa que las areniscas están alteradas a epidota.

#### **1.1.4 Formación Bahía Charlotte (BChF)**

Definida por Alarcón et al. (1976), esta formación aflora en la Costa de Danco entre Paradise Harbour y Punta Spring (Figura I.2.D). Consiste en sedimentos finos metamorfizados, entre los que predominan pizarras, algunas de escaso metamorfismo, casi lutitas, otras pizarras micáceas (algunas bandeadas) con un buen desarrollo de clivaje (Alarcón et al., 1976). Siguiendo criterios petrográficos, la BChF es dividida en dos facies: Facie Bahía Wilhelmina y Facie Isla Gándara (Alarcón et al., 1976). Su potencia es desconocida, ya que no se observa su base, pero Alarcón et al. (1976) estiman un espesor mínimo, considerando su intenso plegamiento, de 1000 m.

El plegamiento en esta formación es intenso, con ejes mayores de plegamiento paralelos al sistema de falla NNW de la Costa de Danco, con tendencia a ejes NS en Bahía Wilhelmina, rotando suavemente a una posición NNW en Bahía Charlotte, para terminar en dirección EW en Punta Spring (Alarcón et al., 1976).

Dado el grado de deformación, grado metamórfico y tendencias observadas en petrofacies, Smellie (1991) especula que esta formación es más antigua que la HBF y más joven que las LgF y VPF.

#### **Área de Estudio**

En el área de estudio (Figura I.2.D), las rocas del TPG consisten en areniscas grises de grano fino con muchas vetillas de cuarzo y mayor esquistosidad que en los otros afloramientos del TPG. Tiene intercalaciones de lutita negra, la cual tiene vetillas de cuarzo y feldespatos potásicos, que también están en las areniscas, pero en menor medida.

La estratificación medida en la zona tiene un rumbo aproximado de N30°W con un manteo de 40° al NE.

En la zona de estudio no aflora la base de esta formación. Lo sobreyace la Formación Canal Lautaro (Alarcón et al., 1976) perteneciente al APVG, aunque el contacto no se observa.

### **1.1.5 Formación Paradise Harbour (PHF)**

Definida por Birkenmajer (1992), esta formación aflora en los alrededores de Paradise Harbour (Figura I.2.E) y difiere considerablemente, en el carácter sedimentario de las rocas, con las de HBF (Birkenmajer et al. 1997). Es una secuencia metasedimentaria de areniscas cuarcíferas grises y lutitas negras con variadas estructuras sedimentarias bien preservadas. Ha sido subdividida en tres miembros: Miembro Almirante Brown, Miembro Skorntorp Cove y el Miembro Mount Inverleith (Birkenmajer, 1992a). Aunque esta formación ha sido intensamente deformada, fallada y su base no aflora, Birkenmajer et al. 1997 le asignan un espesor aproximado de 1000 m.

#### **Área de Estudio**

En el área de estudio (Figura I.2.E), las rocas del TPG consisten en areniscas de grano medio a fino de color gris y lutitas negras masivas intercaladas rítmicamente. Algunos estratos de lutitas presentan vetillas de cuarzo. En las lutitas se observó trazas fósiles entre los estratos. En la misma zona, Birkenmajer et al., (1997) observaron trazas de Subphyllochora y raras improntas de Jellyfish que es una evidencia del origen marino de esta unidad.

Además hay estratificación cruzada en pequeña escala, preservada en las areniscas, que muestran que la base de la formación se encuentra hacia el oeste, donde está el contacto con las rocas del APVG (Figura I.5). La estratificación es de escala centimétrica, con un rumbo de N 55 a 80°E y un manteo de aproximadamente 60° al S.

Sobre la PHF sobreyace el APVG en una discordancia de erosión que corta sus diferentes miembros (Birkenmajer et al., 1997). En el área de estudio se observa esta discordancia hacia la base de la PHF (Figura I.5).

Diques de composición desconocida, casi totalmente meteorizados cortan la secuencia. Al sur de la discordancia (20 m aproximadamente) existe una de estas estructuras, la cual se encuentra brechizada, y tiene algunos clastos matriz soportados, con fragmentos graníticos (20%) y sedimentarios (areniscas= 40%, lutitas= 40%). Según Kraus (2007), uno de estos diques, ubicado 2 m aprox. sobre la discordancia, contiene, posiblemente, enclaves de basamento cristalino (Figura I.5).



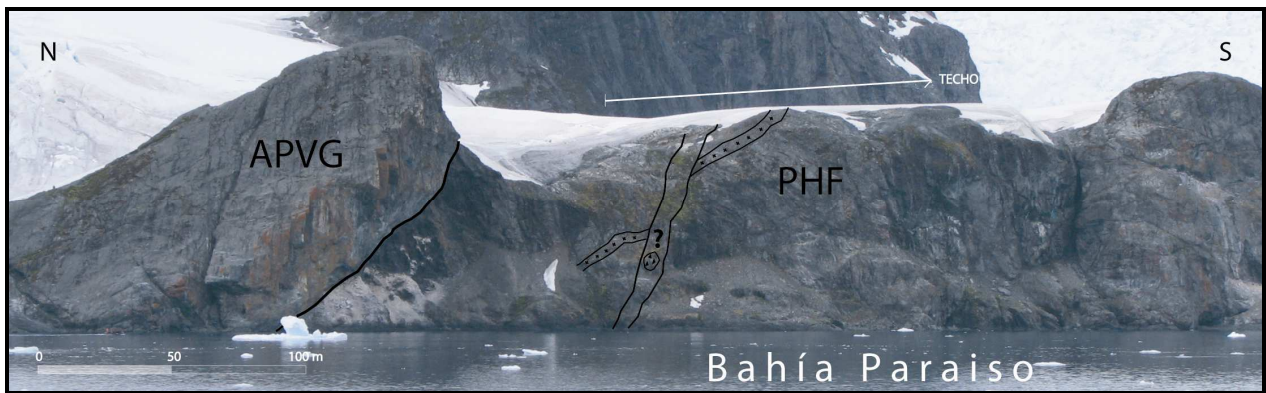


Figura I.5: Vista este de Bahía Paraíso, donde aflora la Fm. Paradise Harbour en contacto discordante con el Grupo Volcánico Península Antártica.

## 1.2 Trabajos Anteriores de Proveniencia Sedimentaria del TPG

**Smellie (1987, 1991)** analizó 60 areniscas del TPG, seleccionadas de las colecciones de la British Antarctic Survey, utilizando el método de Gazzi-Dickinson y diagramas de Dickinson et al. (1983), identificó al menos tres petrofacies de areniscas. La Petrofacies I, compuesta por areniscas arcósicas cuarzosas, cuyas proporciones modales indican una proveniencia de orógeno reciclado cuarcífero y arco disectado, y corresponde a las Formaciones Legoupil y View Point. La Petrofacies II comprende areniscas arcósicas feldespáticas equivalentes a la Formación Hope Bay, sus proporciones modales indican una proveniencia de arco disectado. Ambas petrofacies tienen diferentes proveniencias, pero comparten muchas características que indican que la proveniencia contuvo rocas plutónicas de grano grueso y rocas metamórficas de alto grado. La Petrofacies III ha sido pobremente muestreada, pero muestra características intermedias entre las otras dos y corresponde probablemente, o en parte por lo menos, a la Formación Bahía Charlotte.

Smellie (1991) sugiere que la HBF es más joven que BChF, la que a su vez es más joven que VPF y LgF, todo esto basado en la razón Q/F de las petrofacies.

**Birkenmajer (1997)** seleccionó areniscas de grano medio y fino de la Formación Paradise Harbour para realizar estudios de proveniencia utilizando el método de Gazzi-Dickinson y diagramas de Dickinson et al. (1983). Todas las muestras se localizaron en el campo de bloque continental, lo que sugiere que la fuente del material detrítico era el de un basamento alzado localizado a lo largo del margen pacífico de Gondwana.

**Willan (2003)** analizó 10 areniscas de grano medio de las Formaciones Hope Bay, Legoupil y View Point, seleccionadas de la colección de la British Antarctic Survey. Hizo análisis tanto petrográficos,

utilizando el método de Gazzi Dickinson, como geoquímicos (fluorescencia de rayos X y análisis de tierras raras). Concluyó que el TPG, en la zona donde afloran estas formaciones, es producto de la erosión de una fuente poco meteorizada que puede ser una superficie recientemente cubierta por glaciares.

Las proyecciones sobre el diagrama de Dickinson et al. (1983) indican que la Formación View Point tiene una proveniencia cratónica, para las areniscas cuarcíferas y arco disectado para las litarenitas. Willan (2003) indica que una posible fuente de estas areniscas es el basamento granítico del Ordovícico-Carbonífero en la parte norte de la Patagonia cubierto por un arco silícico disectado del Pérmico. La Formación Legoupil se proyecta en el campo de basamento, pero un análisis de los clastos de conglomerados indicó un importante aporte de una fuente granítica del Carbonífero. Por otra parte, las areniscas feldespáticas de la Formación Hope Bay fueron posiblemente derivadas de un arco del Carbonífero tardío al Pérmico que se ubicaba al sur de Sudamérica, cuyas raíces fueron expuestas y erosionadas a partir del Pérmico tardío en adelante.

## 2 Patagonia

La región más austral del continente Sudamericano se denomina Patagonia y está constituida por la cordillera de los Andes (segmentos patagónico y fueguino) por el lado del Pacífico y la Patagonia extra Andina, la cual es una plataforma que se extiende desde el este de los Andes hasta la costa atlántica (Hervé et al., 2006).

En la Patagonia extra-Andina hay dos áreas principales donde afloran unidades anteriores al rompimiento de Gondwana, el macizo Norpatagónico en el norte y el macizo del Deseado en el sur.

Por otra parte, en el lado del Pacífico, las unidades anteriores al rompimiento de Gondwana: están intruidas por el Batolito Patagónico del Jurásico Superior a Neógeno (Hervé et al., 2007). Estas unidades corresponden a complejos metamórficos de bajo grado ubicados tanto al este (Complejo Metamórfico Andino Oriental) como al oeste del batolito (Complejos Acrecionarios de la Costa). En cuanto a los Complejos Acrecionarios de la costa, lo componen los complejos metamórficos Chonos (CMC) y Diego de Almagro (DAMC) y el Complejo Acrecionario Madre de Dios (MDAC), este último, constituido por tres unidades litoestratigráficas: las Calizas Tarlton, el Complejo Denaro y el Complejo Duque de York.

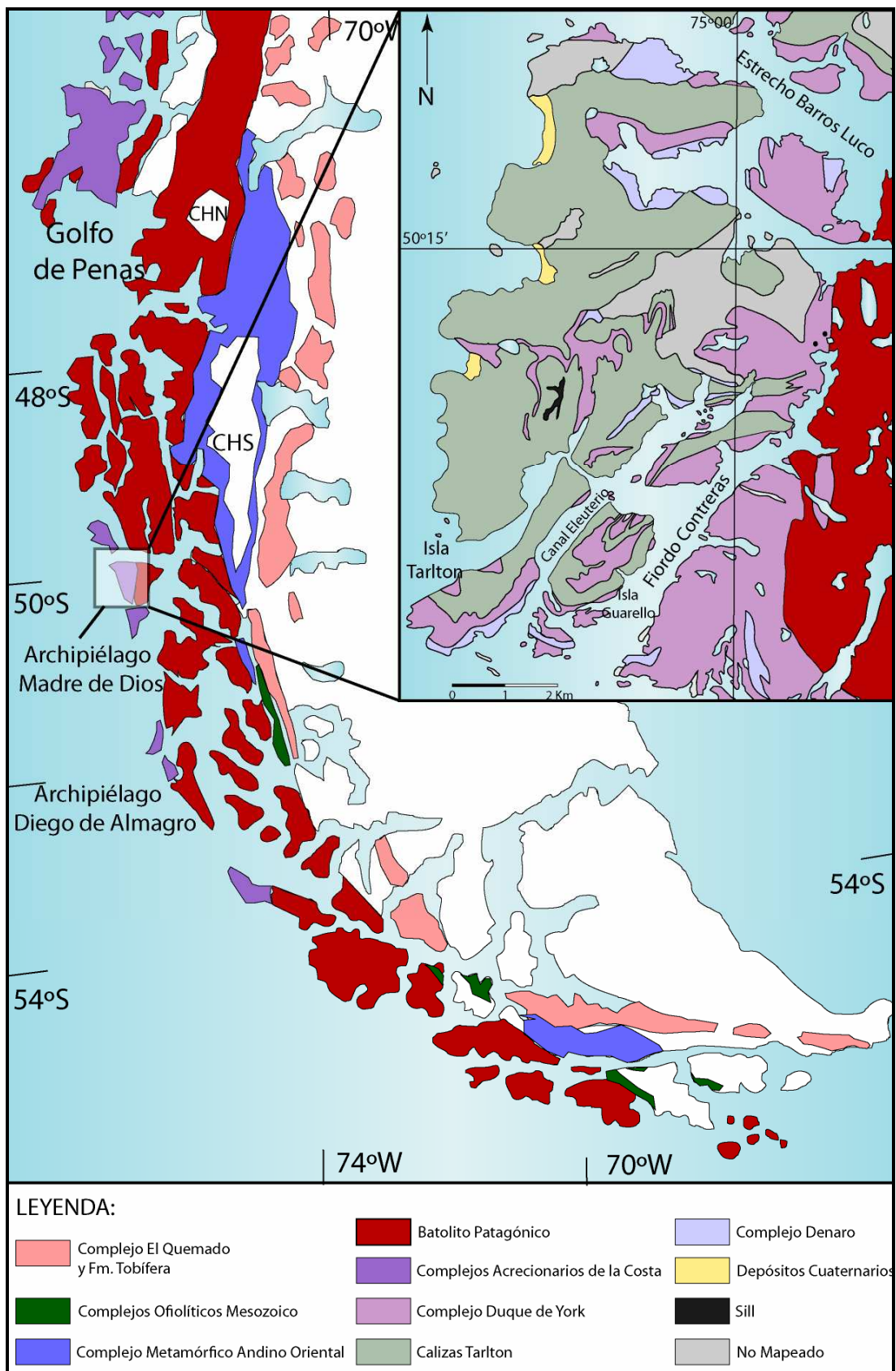


Figura I.6: Mapa Geológico del segmento de los Andes Patagónicos del Sur, comprendido entre los 47° a los 52° de latitud sur. CHN: Campo de Hielo Norte; CHS: Campo de Hielo Sur. Modificado a partir de los mapas de Forsythe y Mpodozis (1983, citado en Lacassie, 2006), y Calderón et al. (2007).

## 2.1 Complejo Duque de York (DYC)

El complejo Duque de York aflora en el archipiélago Madre de Dios (50°-50°50'S, Figura 1.6) y corresponde a metaturbiditas de bajo grado metamórfico, compuesta por intercalaciones rítmicas de areniscas color gris claro y lutitas negras a grises finamente interestratificados, ubicadas entre gruesos estratos de arenisca gris y estratos de conglomerados polimícticos (Lacassie et al., 2006).

Al DYC lo subyace el Complejo Denaro, constituido por metabasaltos y chert del Carbonífero Tardío a Pérmico temprano (Ling et al., 1985 en Sepúlveda et al., 2008), y las Calizas Tarlton del Pérmico temprano (Douglass and Nestell, 1976 en Lacassie et al., 2006). El DYC está en discordancia de erosión con las Calizas Tarlton por una superficie paleo-Kárstica tectónicamente invertida en el Seno Soplador (Hervé et al., 1999a en Lacassie et al., 2006), en cambio, en la isla Tarlton (Figura 1.6), el DYC parece sucederlas estratigráficamente (Forsythe y Mpodozis, 1983 en Lacassie et al., 2006). Todas estas unidades, incluyendo el DYC, están intruidas por el Batolito Patagónico.

En general, las relaciones estratigráficas entre estas unidades geológicas están obliteradas debido a complejas imbricaciones tectónicas entre ellas, las que serían el resultado de dos eventos tectónicos (Forsythe y Mpodozis, 1983 en Lacassie et al., 2006).

La composición mineralógica de las rocas del DYC es compatible con un metamorfismo de bajo grado, cercano a la facies sub-esquistos verdes. Este metamorfismo tiene características heterogéneas, estando ocasionalmente asociado a una deformación incipiente, que se expresa como bandas estilolíticas y minerales detríticos deformados tales como biotita y muscovita (Lacassie et al., 2006).

La edad del depósito del DYC está acotada estratigráficamente entre la edad Pérmico temprana de las Calizas Tarlton (Douglass and Nestell, 1976 en Lacassie et al., 2006) y la intrusión del Batolito Patagónico, en el Cretácico temprano. Estudio de edades U-Pb, utilizando el sistema SHRIMP en circones detríticos de areniscas del DYC revela una prominente población del Pérmico temprano (ca. 270 Ma) (Hervé et al., 2003 en Sepúlveda et al., 2008).

Según Ling et al. (1985 en Lacassie et al., 2006) las Calizas Tarlton y el Complejo Denaro fueron depositados en un ambiente de ridge mid-oceánico, que concuerda con la signatura de E-MORB de los pillows basaltos del Complejo Denaro. El DYC derivaría de erosión continental, donde el material detrítico generado se habría depositado discordantemente sobre las otras dos unidades a medida que estas se acercaban al margen continental como un terreno exótico (Forsythe y Mpodozis, 1983 en Lacassie et al., 2006). Posteriormente las tres unidades se habrían acrecionado al borde continental de Gondwana por procesos tectónicos asociados a subducción, en forma previa a la intrusión cretácica temprana del Batolito Patagónico. Lacassie (2006) señaló que dicha acreción ocurrió en un sector diferente del margen de Gondwana del que ocupa hoy, de donde se desplazó por una traslación

dextral, como un bloque coherente. La edad de la acreción está constreñida entre el depósito del DYC, ca. 270 Ma (Faúndez et al., 2002) y la edad mínima de metamorfismo, 195 Ma (Thomson y Hervé, 2002 en Sepúlveda et al., 2008). En cambio, Rapalini et al. (2001 en Sepúlveda et al., 2008), apoyado en datos paleomagnéticos, señala que estas rocas se acrecieron al margen de Gondwana desde el NW, en lugar del SW como fue sugerido anteriormente (Forsythe y Mpodozis, 1983 en Lacassie et al., 2006), lo que es consistente con el sentido sinistral del cizalle de las mayoría de las estructuras paralelas al margen de sud América y también es coherente con la migración de la Península Antártica hacia el sur (Sepúlveda et al., 2008).

## **2.2 Trabajos Anteriores de Proveniencia Sedimentaria del DYC**

**Faúndez y Hervé (2000) y Faúndez et al. (2002)** analizaron, mediante petrografía y geoquímica, areniscas, fangolitas y clastos de conglomerados del DYC. Los análisis geoquímicos de las muestras de dicho estudio indican un régimen tectónico activo, sin embargo, gran parte de los análisis petrográficos señalan a su vez la proveniencia a partir de una fuente continental madura o reciclada.

**Lacassie (2003)** seleccionó 6 areniscas, para conteos modales, 11 muestras para geoquímica (5 areniscas y 6 lutitas). Señaló que el análisis modal de las areniscas es compatible con la derivación del sedimento a partir de la erosión de las raíces plutónicas de una arco magmático. Además, los análisis geoquímicos sugieren que las rocas del DYC se habrían originado a partir de la erosión de una fuente ígnea común, petrológicamente madura y de composición intermedia a ácida. Lacassie indica que el depósito habría ocurrido en una cuenca desarrollada en un margen continental activo.

**Lacassie et al. (2006)** identificaron fuertes correlaciones geoquímicas, petrográficas y de edad U-Pb entre el CDY y el terreno Rakaia del grupo Torlesse en nueva Zelandia, lo que abre la posibilidad de un origen similar para ambas unidades, posiblemente a partir de una arco Pérmico ubicado en el margen occidental de la Antártica (incluyendo Palmer Land, Graham Land y Marie Bird Land), lo cual concuerda con lo sugerido por Willan (2003) para el grupo Le May y por Cawood (2002) y Wandres et al. (2004) para el grupo Rakaia (parte del Grupo Torlesse), este último en base a estudios geoquímicos e isotópicos de clastos de conglomerados del grupo Rakaia.

## II. MARCO TEÓRICO

### 1 Análisis de Proveniencia Sedimentaria

La importancia de entender los diferentes procesos que intervienen en la formación de los sedimentos y en su transporte, así como conocer su proveniencia, posibilitan la reconstrucción de los ambientes de depósito y sus correlaciones, lo que entrega evidencias claves para el conocimiento de la evolución geológica de una región en particular y su evolución paleogeográfica en un contexto global.

La interpretación de la naturaleza de la fuente y del régimen tectónico de la cuenca de depósito de sedimentos terrígeno-clásticos es un problema complejo, ya que debe considerar efectos asociados a la derivación de distintas fuentes, la meteorización en las regiones fuentes y la selección de granos minerales durante el transporte, además de efectos diagenéticos y metamórficos (Roser y Korsch, 1986; Roser y Korsch, 1988; Lacassie, 2003). Debido a tal complejidad es que actualmente este problema se enfrenta combinando diversos enfoques, comúnmente petrográficos y geoquímicos, los que se basan en análisis estadísticos de numerosas cuencas actuales.

Los estudios geoquímicos de elementos mayores y en trazas entregan importantes claves para el entendimiento de procesos geológicos. Sin embargo, el constante incremento de la dimensionalidad (número de variables involucradas) de la información disponible, hace más difícil, para los investigadores, extraer información de bases de datos cada vez más complejas. Investigaciones pioneras en el estudio de proveniencia de sets de datos geoquímicos multidimensionales han sido realizados utilizando las técnicas de MDA (Análisis de Funciones Discriminantes; Bathia, 1983; Roser y Korsch 1988) y de PCA (Análisis de Componentes Principales; Bathia y Crook, 1986), las cuales permiten establecer diferencias lineales entre grupos de muestras. En el caso del MDA se requiere un conocimiento previo acerca del agrupamiento de los datos, en cambio, el PCA puede distinguir grupos "Naturales", sin necesidad de supuestos ni conocimientos previos, pero no permite distinguir las relaciones no lineales que los datos presentan entre sí.

Investigaciones más recientes (Lacassie et al., 2004) han utilizado las Redes Neuronales Artificiales (RNA), las cuales presentan importantes ventajas comparativas para realizar análisis multidimensionales, ya que permiten analizar, visual y cuantitativamente, las diferencias geoquímicas entre los distintos grupos de proveniencia sedimentaria.

## 1.1 Análisis Petrográfico

### 1.1.1 Conteos Modales

Las arenas son los sedimentos detríticos más utilizados en estudios de proveniencia, ya que se originan como partículas sólidas que se desprenden de la roca, y son lo suficientemente pequeñas como para observar una muestra considerable de granos en una sola lámina delgada. Las areniscas inmaduras, a medianamente maduras, con poco porcentaje de matriz, poco reemplazamiento o alteración post-depósito, y de grano medio son ideales para estudios de proveniencia, puesto que su composición va a depender principalmente de la naturaleza de la fuente, y del ambiente tectónico de origen y de depósito (e.g. Sánchez y Centeno, 2002).

La composición mineralógica de las areniscas se encuentra estrechamente relacionada con el régimen tectónico donde éstas se originan (Dickinson, 1970; Dickinson y Suczek, 1979), lo que ha llevado a los investigadores a generar diagramas de discriminación tectónica utilizando estándares y proyecciones de la composición modal de areniscas (e.g. Dickinson et al., 1983).

Para determinar la abundancia relativa de granos minerales se realizan conteos modales en láminas delgadas. Esto consiste en identificar categorías de granos, abarcando todo el área de la lámina estudiada, teniendo en cuenta que entre cada punto contado debe haber un espacio mayor o igual al tamaño del mayor grano presente en la muestra. Para que estadísticamente la diferencia entre el porcentaje real de granos de un mineral determinado y el porcentaje de ese mineral obtenido en el conteo modal sea inferior o igual al 5%, se debe contar 400 o más puntos por muestra (Van der Plas y Tobi, 1965 en Sánchez 2006).

En este trabajo, para realizar los conteos modales, se utiliza el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984), el cual consiste en contar los granos de minerales mayores a 0,0625 mm al microscopio y registrar los porcentajes de ciertos minerales indicativos tales como cuarzo policristalino (Qp), cuarzo total (Q), cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos (F) y fragmentos líticos (L) como líticos volcánicos (Lv), sedimentarios (Ls) y metamórficos (Lm). La particularidad de este método es que clasifica las partículas del tamaño de arena, que se encuentran dentro de un fragmento de roca, como partículas monocristalinas, si es mayor a 0,0625 mm, por lo que el método resulta más independiente del tamaño de grano. Además, considera a los granos de cuarzo policristalinos sólo si son "puros", es decir, si contiene mica se clasifica como Lm; si contiene feldespato, como Lv, y si hay impurezas en un grano de chert, como Ls (Ingersoll et al., 1984). Pese a que el método aumenta la proporción de granos minerales y disminuye la proporción de cuarzo policristalino con respecto a los líticos, es el método más utilizado en la actualidad.



Las mayores limitantes de esta metodología se deben a los procesos diagenéticos y metamórficos que cambian la textura de las rocas y por lo tanto limitan el estudio petrográfico a la determinación de la proporción modal de los parámetros principales (Q, F y L). Además existen las llamadas “poblaciones de error”, las cuales representan sucesiones depositadas en regímenes tectónicos transicionales (Floyd y Leveridge, 1987), lo que hace necesario complementar el análisis petrográfico de proveniencia y régimen tectónico de depósito con herramientas geoquímicas.

### 1.1.2 Clasificación de Ambientes Tectónicos

Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson et al. (1983) han generado una serie de diagramas ternarios, contruidos con la metodología descrita anteriormente, en base a las relaciones entre la composición y el ambiente tectónico al que se asocian las cuencas sedimentarias. Trabajos subsecuentes confirman la validez general de tales diagramas, destacando al diagrama triangular QFL (Dickinson et al., 1983) como el que posee mayores ventajas, ya que permite reducir a un mínimo el efecto del tamaño de grano sobre la composición modal (Valloni y Mezzardi, 1984; Ingersoll et al., 1984).

Estos diagramas, además de mostrar las variaciones de la composición de las areniscas en relación al ambiente tectónico, pueden resaltar alguna característica específica, por ejemplo, en el diagrama QFL, las variaciones del cuarzo total (Q) reflejan el grado de madurez de la arenisca, en cambio, en el diagrama QmFLt resalta la fuente de aporte (Sánchez y Centeno, 2002).

Los diagramas utilizados en este estudio (QFL y QmFLt) (Figura II.1) se basan en los de Dickinson y Suczek (1979), cuyos campos discriminantes tienen las siguientes categorías:

- **Bloque continental:** La fuente de los sedimentos está sobre escudos y plataformas o en bloques de basamento fallado (Dickinson y Suczek, 1979). Se divide en cratón interior estable de bajo relieve (areniscas cuarzosas), transicional (areniscas un poco más feldespáticas) y bloques de basamento alzado (areniscas feldespáticas), donde la erosión ha expuesto niveles profundos de la corteza continental (Dickinson et al., 1983; Sánchez, 2006).
- **Orógeno reciclado:** La fuente de los sedimentos está deformada y corresponde a secuencias alzadas en zonas de subducción, o lo largo de orógenos de colisión o al interior de fajas plegadas y corridas de antepais (Dickinson y Suczek, 1979; Sánchez, 2006). Se divide en cuarzo reciclado, cuya fuente fue cratónica, lítico reciclado, cuya fuente corresponde a terrenos oceánicos alzados y transicional que es un grupo intermedio (Dickinson et al., 1983; Sánchez, 2006).
- **Arco magmático:** La fuente de los sedimentos está al interior de orógenos activos como arcos de islas o márgenes continentales activos (Dickinson y Suczek, 1979; Sánchez, 2006). Se divide en arco

no disectado (areniscas más líticas), transicional y arcos disectados, donde la erosión ha dejado expuestos batolitos.

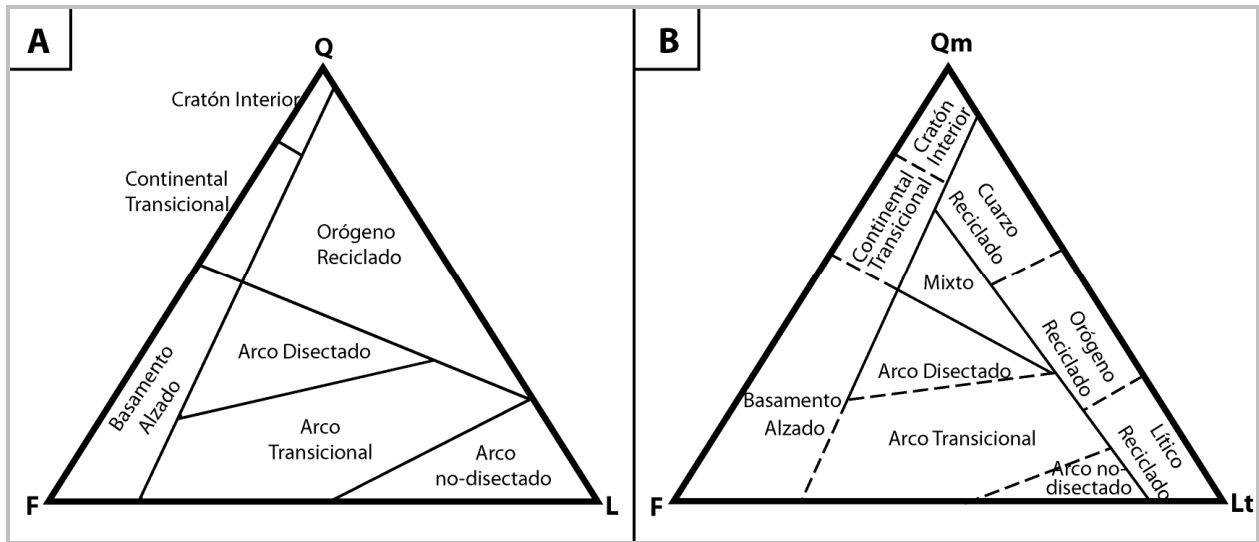


Figura II.1: Diagramas triangulares de Dickinson et al. (1983) para discriminar ambiente tectónico de proveniencia de sedimentos terrígeno-clásticos.

## 1.2 Análisis geoquímico

La composición geoquímica de las rocas sedimentarias terrígenas es función de diversas variables tales como proveniencia, meteorización, transporte y diagénesis, con el tectonismo como variable de control primario (Bathia, 1983). Sin embargo, diversos autores han establecido relaciones entre la composición geoquímica de las rocas sedimentarias terrígenas y el ambiente tectónico del cual proceden los sedimentos, ya que se piensa que refleja la naturaleza y proporción de los componentes detríticos de tales rocas, y por ende, su proveniencia sedimentaria (Roser y Korsch, 1986). De esta forma, utilizando elementos mayores y trazas, diversos autores han generado diagramas bivariantes, ternarios y de funciones discriminante que se dividen en campos discriminantes (e.g. Bathia, 1983; Roser y Korsch, 1986, 1988; Lacassie, 2003).

La ventaja de la geoquímica sobre el análisis modal es que en un análisis geoquímico se incluye la matriz del sedimento, usando así completamente la muestra, con lo que asumiendo metamorfismo isoquímico, se puede hacer una interpretación de proveniencia y régimen tectónico de metasedimentos en los cuales se ha perdido el detalle petrográfico original (Haughton et al., 1991). Esto permite aplicar el método con éxito en metasedimentos de la facies de esquistos verdes hasta el límite con la facies de anfibolita (Roser y Korsch, 1986; Roser y Korsch, 1988).

Las mayores limitantes de este tipo de análisis se deben a que la mayor parte de los diagramas de discriminación geoquímica utilizados están contruidos en base a conjuntos de datos con

representatividad local más que global (McLennan et al., 1990; Balhburg, 1998) y son sensibles al efecto tamaño de grano, por lo que algunos autores realizan sus diagramas exclusivamente para una granulometría específica (e.g. Roser y Korsch, 1986, 1988; Bathia, 1983).

### 1.2.1 Clasificación de Ambientes Tectónicos

Una clasificación de ambientes tectónicos simplificada para desarrollar algunos estudios de proveniencia, en diagramas geoquímicos, ha sido propuesta por Bathia (1983) de la siguiente manera:

- **Arco de isla oceánico (OIA):** Corresponde a cuencas adyacentes a arcos de islas en corteza oceánica o a arcos de isla parcialmente formados sobre corteza continental delgada.
- **Arco de isla continental (CIA):** Corresponde a cuencas sedimentarias adyacentes a arcos de islas formados sobre una corteza continental bien desarrollada o en márgenes continentales delgados.
- **Margen continental activo (ACM):** Incluye cuencas sedimentarias del tipo andino y tipos de transcurrentes (pull apart). Se incluyen en esta categoría cuencas de retro-arco y cuencas marginales.
- **Margen Pasivo (PM):** Comprenden márgenes continentales del tipo Atlántico (desarrollados a lo largo de los bordes de los continentes), cuencas oceánicas remanentes adyacentes a orógenos de colisión y márgenes convergentes inactivos o extintos.

Los diagramas de Roser y Korsh (1986) utilizan los mismos ambientes de Bathia (1983), pero fusiona los campos OIA y CIA en ARC (Figura II.2).

Roser y Korsh (1988) utiliza la siguiente clasificación de ambientes tectónicos:

- **P1:** Proveniencia ígnea máfica, en menor medida intermedia.
- **P2:** Proveniencia ígnea intermedia.
- **P3:** Proveniencia ígnea félsica (volcánica y plutónica).
- **P4:** Proveniencia reciclada (continental madura).

### 1.2.2 Elementos Mayores

Las concentraciones de los elementos mayores son muy propensas a ser afectadas por meteorización química, lo que puede ocurrir tanto en el área fuente como durante el transporte del sedimento al área

de depósito (e.g., Nesbitt y Young, 1982; McLennan, 1993). Estos efectos pueden ser cuantificados con el índice químico de alteración (CIA; Nesbitt y Young, 1982), el cual provee un número adimensional, que en general fluctúa entre 50 y 100, y se utiliza como un indicador de cambios químicos en la roca total debido a meteorización en el área fuente o durante el transporte hacia la cuenca de depósito. La mayoría de las rocas ígneas frescas tiene valores de CIA cercanos a 50, mientras que rocas compuestas completamente por minerales secundarios ricos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , tales como kaolinita o gibosita, presentan valores de CIA cercanos a 100. Altos valores de CIA (ca. 100), reflejan la remoción de cationes móviles (e.g.,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) con respecto a cationes menos móviles (e.g.,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$ ) durante la meteorización (Nesbitt y Young, 1982).

Algunos autores han elaborado distintos diagramas de discriminación tectónica, como los son el diagrama bivalente de Roser y Korsch (1986) (Figura II.2).

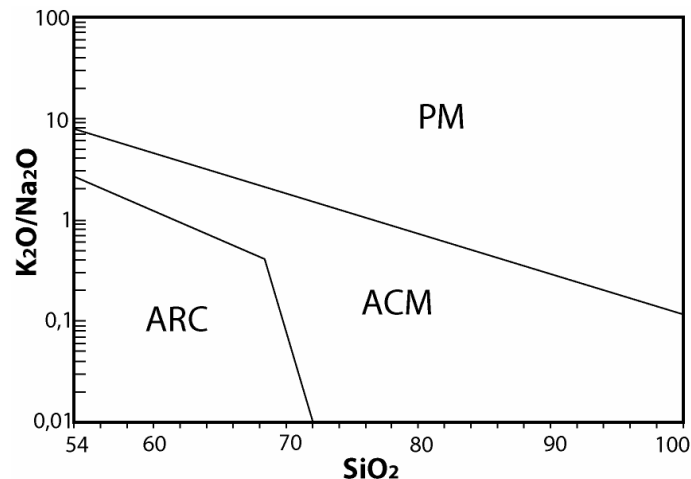


Figura II.2: Diagrama químico bivalente  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  de Roser y Korsch (1986). PM: margen pasivo; ACM: margen continental activo; ARC: arco oceánico de islas.

Otro tipo de diagrama es el de Roser y Korsch (1988) (Figura II.3), que corresponde a un diagrama de funciones discriminantes, donde los valores de la abscisa y ordenada son operaciones con los porcentajes de óxidos mayores normalizados al 100% libre de volátiles. Lo que se busca es conseguir una función discriminante de la forma:  $D_i = a_i X_1 + b_i X_2 + c_i X_3 + \dots + p_i X_p \pm C$ , donde  $D_i$  es el "score" discriminante;  $a_i$ ,  $b_i$ , ...,  $p_i$  son los coeficientes de la función discriminante;  $X_1$ ,  $X_2$ , ...,  $X_p$  son las  $p$  variables discriminantes y  $C$  una constante. La magnitud de los coeficientes de la función discriminante muestra la importancia relativa de las variables en separar los grupos a lo largo de la función discriminante. El diagrama de Bathia (1983) también es de este mismo estilo, pero no es ocupado en este estudio debido a que la universalidad de este diagrama ha sido discutida ya que para construir sus funciones discriminantes se emplearon solo datos de sucesiones paleozoicas del este de Australia. Los coeficientes de funciones discriminantes de estos dos diagramas se muestran en la Tabla II.1.

Tabla II.1: Coeficientes de las funciones discriminantes de ambiente tectónico usados por Bathia (1983) y Roser y Korsch (1988).

Bathia, 1983			Roser y Korsch, 1988		
	F1	F2		F1	F2
SiO <sub>2</sub>	-0,0447	-0,421	TiO <sub>2</sub>	-1,773	0,445
TiO <sub>2</sub>	-0,972	1,988	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,607	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,008	-0,526	Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	0,76	-0,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,267	-0,551	MgO	-1,5	-1,142
FeO	0,208	-1,61	CaO	0,616	0,438
MnO	-3,082	2,72	Na <sub>2</sub> O	0,509	1,475
MgO	0,14	0,881	K <sub>2</sub> O	-1,224	1,426
CaO	0,195	-0,907	Const.	-9,09	-6,861
Na <sub>2</sub> O	0,719	-0,177			
K <sub>2</sub> O	-0,032	-1,84			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	7,51	7,244			
Const.	0,3	43,57			

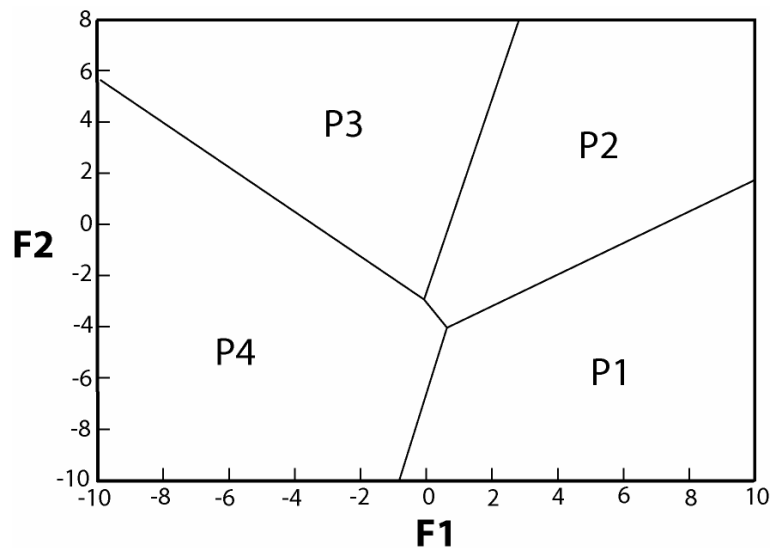


Figura II.3: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada.

### 1.2.3 Elementos Trazas

Los elementos trazas tales como Th, Zr, Sc, Ti, La, Ce, Nd, Hf, Nb e Y, son muy útiles en la interpretación de proveniencia y de régimen tectónico, debido a su relativa baja movilidad durante procesos sedimentarios y a su corto tiempo de residencia en agua de mar (Bhatia y Crook, 1986; McLennan et al.,

1989). Si además se utiliza las razones entre elementos compatibles (enriquecidos en rocas máficas, como Ti, Cr, Sc y Co) y elementos incompatibles (enriquecidos en rocas félsicas, como Zr, La, Y y Th), éstas resultan aún más fiables para indicar la composición de la fuente y por ende ser discriminante de proveniencia sedimentaria.

A su vez, McLennan et al. (1990) han determinado que la geoquímica de las tierras raras presenta variaciones sistemáticas entre sedimentos modernos asociados a distintos regímenes tectónicos lo que posibilita su utilización para discriminar la proveniencia sedimentaria y el régimen tectónico de depósito de rocas terrígeno-clásticas.

Con los elementos mencionados anteriormente, diversos autores han confeccionado particularmente diagramas ternarios y bivariantes, como los de Floyd y Leveridge (1987), Murphy (2000), Gu et al. (2002), Floyd et al. (1989), McLennan et al. 1993), diagramas usados en este estudio.

## 2 Redes Neuronales Artificiales (RNA)

Las Redes Neuronales Artificiales (RNA) se pueden definir como redes de procesadores individuales (“unidades o neuronas”) que tienen la posibilidad de almacenar una pequeña cantidad de memoria local. Estas unidades están interconectadas por canales de comunicación o “conexiones”, las cuales usualmente transportan datos numéricos (Lacassie et al., 2004).

Las redes neuronales Growing Cell Structure (GCS; Fritzke, 1996; citado en Lacassie et al., 2004) son redes auto-organizativas generadas gradualmente durante el proceso incremental de auto-aprendizaje y son determinadas por el problema en cuestión. Una red GCS típica puede ser descrita como una matriz de salida bidimensional, donde las unidades están organizadas formando triángulos, luego la estructura se va reorganizando en cada iteración donde puede o no insertarse una nueva unidad, la que se conecta localmente a las otras unidades vecinas, emergiendo nuevamente la estructura triangular. Después del aprendizaje, la estructura de la red GCS corresponde a un número determinado de unidades o nodos, los cuales se encuentran conectados con sus vecinos a través de vértices en forma de triángulos.

El problema de discriminación de proveniencia sedimentaria de rocas terrígeno-clásticas, utilizando RNA, se puede abordar mediante dos tipos de análisis: Visualización y Clustering, y Clasificación (Lacassie et al., 2004).

- **Visualización y Clustering:** Tanto el análisis de Visualización como el de Clustering, son del tipo “no supervisado”, es decir, se trabaja sólo con la información que provee el conjunto de datos a analizar, minimizando la subjetividad del experimentador.

La etapa de visualización de los datos provee de una herramienta importante para la toma de decisiones en el desarrollo del problema. A través de ella se obtiene una expresión gráfica de las interrelaciones entre datos, lo que deriva de la traducción del problema desde un espacio de N dimensiones (dependiendo de la base de datos utilizada) a un espacio de dos dimensiones. Dado esto, es posible determinar visualmente las posibles clases representadas por el conjunto de datos y cuales de ellos aparecen más interrelacionados.

La etapa de Clustering tiene por objeto obtener en forma no supervisada, a partir de la totalidad de datos del problema, los distintos grupos de datos interrelacionados o “clusters”. Se complementa entonces la información de la etapa de Visualización, con lo que se definen más claramente las clases representadas por el conjunto de datos.

En este caso, la red pone en un mismo nodo muestras similares geoquímicamente. Entre nodos cercanos también hay similitud geoquímica, pero en menor grado que dentro de un mismo nodo.

- **Clasificación:** La etapa de clasificación es supervisada o “con profesor”, es decir, los algoritmos utilizan información adicional dada por el experimentador, los que en este caso corresponderían a datos geoquímicos representativos de sedimentos asociados a cada régimen tectónico conocido (Anexo B).

El objetivo es relacionar las clases del conjunto de datos, con información representativa de clases predefinidas, que en este contexto corresponden a los distintos regímenes tectónicos conocidos, para lo cual, como ya se indicó, se dispone de un conjunto de datos adecuado.

Para este estudio, la red se entrena con tres subsets de datos que incluyen, tanto información de rocas ya clasificadas como rocas sin clasificar (TPG y DYC). Luego, se analiza la forma en que la red ordena las muestras de la base de datos.

Los tres subsets de datos incluyen areniscas clasificadas en cada uno de los cuatro tipos de proveniencia sedimentaria (P1 a P4). Sin embargo, el número de muestras asignadas a cada tipo de proveniencia no es uniforme (Anexo B). En el subset de elementos mayores 22,8% de las areniscas son de la clase P4; 39,7% de clase P3; 19,8% de P2; 14,8% de P1; y el 2,9% no están clasificadas. En el subset de elementos traza 16,2% de las areniscas son de la clase P4; 47,5% de la clase P3; 19,2% de P2; 11,8 de P1; y el 5,2% no están clasificadas. En el subset de elementos mayores y trazas 17,3% de las areniscas son de la clase P4; 41% de la clase P3; 22,5% de la P2, 13,2% de P1; y el 6% no están clasificadas.



## III. RESULTADOS

### 1 Petrografía

Se realizaron descripciones detalladas de 14 areniscas del TPG en corte transparente. Las descripciones de las areniscas seleccionadas para conteos modales se adjuntan en el Anexo A y a continuación se presentan las observaciones más relevantes.

#### 1.1 Formación Hope Bay

Las muestras de la HBF analizadas en este estudio corresponden a areniscas de grano medio a grueso, con poca matriz (5-6%), de moderada a buena selección, con clastos angulosos y de baja esfericidad. Sólo una muestra (PANTI-10, Anexo A) presenta fracturas muy finas (0,025 mm de ancho) rellenas de sericita.

Las areniscas de la HBF son arcósicas y subarcosas, caracterizadas por clastos de cuarzo (42-75%, promedio 55%), feldespatos (21-40%, promedio 33%) y fragmentos líticos (4-18%, promedio 12%). La matriz es de color rojizo, ya que está muy oxidada y está compuesta principalmente de arcillas y biotitas. Los clastos de cuarzo son generalmente monocristalinos y es muy común observar extinción ondulosa, pero es más abundante la ocurrencia de cuarzo no ondulado. Los feldespatos son difíciles de distinguir debido a que están muy alterados a filosilicatos (esmectita y sericita, principalmente). Los más comunes son las plagioclasas, las cuales presentan la macla de la albita. Los fragmentos líticos más comunes son de rocas del tipo sedimentario y volcánico, los que se presentan más redondeados y alargados (hasta 2 mm) que el resto de los clastos, sin embargo, son muy difíciles de distinguir y diferenciar. Los minerales accesorios que se encuentran son biotita, circón, minerales opacos, esfero y granate.

#### 1.2 Formación Legoupil

Las muestras de la LgF analizadas corresponden a areniscas de grano fino a medio, con poca matriz (4%), de moderada a buena selección, con clastos angulosos y de baja esfericidad. A diferencia de las areniscas de la HBF, presentan muchas vetillas de epidota (de 0,5 a 1 mm de ancho).

Las areniscas de la LgF son arcósicas, caracterizadas por clastos de cuarzo (58%), feldespatos (37-41%, promedio 39%) y fragmentos líticos (1-6%, promedio 3%). A diferencia de todas las otras formaciones del TPG, la matriz está alterada a clorita. En los clastos de cuarzo es muy común observar extinción ondulosa, pero es más abundante la ocurrencia de cuarzo no onduloso. Los feldespatos más comunes son las plagioclasas, las cuales se encuentran macladas (macla de la albita) y muy alteradas (sericitización). Los feldespatos potásicos no se encuentran maclados y también están muy sericitizados. Los fragmentos líticos son poco comunes y no se pueden diferenciar ya que están muy alterados a sericita y arcillas. Los minerales accesorios son granate, epidota, mica blanca, biotita, circón, esfeno y minerales opacos tabulares.

### **1.3 Formación Bahía Charlotte**

Las muestras de la BChF analizadas corresponden a areniscas de grano medio, de moderada a buena selección, con clastos angulosos y de baja esfericidad. También tienen vetillas de epidota y sericita (0,1 a 0,5 mm de ancho) que son cortadas por vetillas de cuarzo (1 mm de ancho) y vetillas de calcita (1,5 mm de ancho).

Las areniscas de la BChF arcósicas, caracterizadas por clastos de cuarzo (51-86%, promedio 67%), feldespatos (11-48%, promedio 31%) y fragmentos líticos (1-3%, promedio 2,5%). La muestra PANTI-28 es la que tiene mayor contenido de cuarzo (86%), menor de feldespatos (11%) y la más alterada, con granos de bordes poco definidos y además muy recristalizados. La matriz está compuesta por filosilicatos, mayoritariamente arcillas (esmectita) que le da un color negro. Su contenido varía de un 5% a un 12%; último valor en la muestra PANTI-28 (Anexo A), que es la muestra más alterada y recristalizada. En los clastos de cuarzo es muy común observar extinción ondulosa. Los feldespatos presentan grados variables de alteración, desde frescos a casi completamente alterados a sericita y algunos cloritizados. Pocos feldespatos potásicos frescos poseen la macla de la microclina y las plagioclasas la macla de la albita. Los fragmentos líticos son poco comunes y no se pueden diferenciar, ya que están muy alterados a sericita y arcillas. Los granos accesorios incluyen circón, esfeno, mica blanca, biotita, epidota, clorita, granate y minerales opacos.

### **1.4 Formación Paradise Harbour**

Las muestras de la PHF analizadas corresponden a areniscas de grano muy fino a fino, de moderada selección (sólo la muestra PANTI-20 tiene muy buena selección), con clastos angulosos y de baja esfericidad. También presentan muchas vetillas de epidota y sericita (0,1 mm de ancho) que son cortadas por vetillas de cuarzo (2 a 3 mm de ancho).

Las areniscas de la PHF son arcósicas y subarcosas, caracterizadas por clastos de cuarzo (56-62%, promedio 59%), feldespatos (37-43%, promedio 40%) y muy pocos fragmentos líticos (menos del 1%). En los clastos de cuarzo es muy común observar extinción ondulosa, pero es más abundante la ocurrencia de cuarzo no onduloso. Los feldespatos presentan grados variables de alteración, desde frescos (plagioclasas) a casi completamente alterados a sericita (feldespato potásico). Las plagioclasas presentan la macla de la albita. Los líticos más comunes son volcánicos y sedimentarios, pero son muy difíciles de distinguir ya que están muy alterados a arcillas (esmectita) y sericita. Los minerales accesorios incluyen granate, mica blanca, biotita, circones, esfeno, epidota, calcita y minerales opacos.

## 2 Análisis Modal

Se seleccionaron 12 muestras con el contenido de matriz apropiado para usar el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984) para conteos modales. Se contó sobre 400 puntos por muestra. Los resultados se resumen en la Tabla III.1.

Tabla III.1: Porcentajes de categorías principales para los diagramas de Dickinson.

Ubicación	Muestra	Q	F	L	Qm	F	Lt
<b>HBF</b>	PANTI-03	42	40	18	33	40	27
	PANTI-04	48	35	16	40	36	25
	PANTI-06	56	34	10	42	34	24
	PANTI-10	75	21	4	64	21	15
<b>LgF</b>	PANTI-14	58	41	1	42	41	17
	PANTI-18	58	36	6	5	37	13
<b>BChF</b>	PANTI-24	63	34	3	39	34	27
	PANTI-26	51	48	1	48	48	4
	PANTI-28	86	11	3	43	11	46
<b>PHF</b>	PANTI-20	62	37	1	46	37	17
	PANTI-22	59	41	1	58	41	2
	PANTI-29	56	43	1	52	43	5
Promedio HBF		55	33	12	45	33	23
Promedio LgF		58	39	3	46	39	15
Promedio BChF		67	31	3	43	31	26
Promedio PHF		59	40	1	52	40	8
Promedio Total		60	35	5	46	35	18

En el diagrama Q-F-L (Figura III.1.A), las areniscas del TPG se proyectan mayoritariamente en los campos de bloque continental, solo muestras de Bahía Esperanza (PANTI-03, 04, 06) salen de este rango, siendo la PANTI-06 de orógeno reciclado y las otras de arco disectado. Estas muestras pertenecen a la HBF.

En el diagrama Qm-F-Lt (Figura III.1.B), las areniscas de TPG están mayoritariamente en los campos de Arco disectado y bloque continental (basamento alzado y campo transicional). Sólo las muestras PANTI-28 y PANTI-10 están fuera de este rango.

Las muestras de la LgF tienen una proveniencia cercana al basamento alzado y transicional. Trabajos anteriores sugieren una proveniencia de orógeno reciclado (Smellie 1987, 1991), estos contrastes se pueden explicar por un arco de margen continental que contiene plutones exhumados y aureolas metamórficas de alto grado, con una faja plegada y corrida (Willan, 2003).

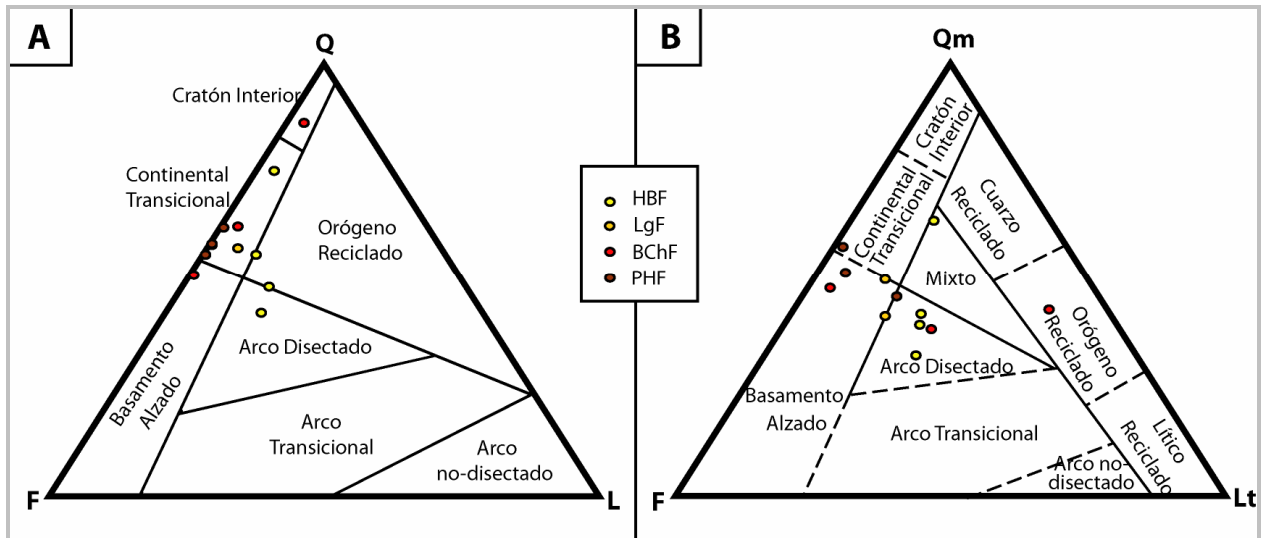


Figura III.1: Proyección en el espacio Q-F-L (A) y Qm-L-Lt (B) (Q: cuarzo total; F: feldespatos; L: fragmentos líticos; Qm: cuarzo monocristalino; Lt: L+Qp) de las areniscas del Grupo Península Trinidad. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983). Círculos corresponden a areniscas del TPG.

### 3 Geoquímica

Se hicieron análisis geoquímicos de 15 muestras del TPG. Los resultados de las areniscas seleccionadas se encuentran en la Tabla C.1 y las lutitas en la Tabla C.2, ambas ubicadas en el Anexo C.

#### 3.1 Elementos Mayores

En comparación con las areniscas del TPG, las lutitas presentan menor contenido de  $\text{SiO}_2$  (promedios de 71,45 wt% y 63,23 wt% respectivamente), menores valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  (promedios de 3,9 wt% y 2,37 wt%), pero mayores contenidos de  $\text{K}_2\text{O}$  (promedios de 2,62 wt% y 4,20 wt%, respectivamente), de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (promedios de 14,56 wt% y 18,27 wt%, respectivamente), de la razón  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  (promedios de 0,20 y 0,29, respectivamente) y de  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$  (promedios de 6,44 wt% y 18,68 wt%, respectivamente) (Anexo C).

Antes de usar los diagramas discriminantes, se midió el nivel de alteración de las muestras mediante el índice de alteración química (CIA; Nesbitt y Young, 1982), con el fin de poder evaluar de mejor modo el resultado que entregan los diagramas. Se calculó el CIA a todas las muestras, las cuales tienen valores que fluctúan entre 52 y 61, con un valor promedio de 58, siendo las areniscas las que, en general, presentan los menores valores, concentrándose en el rango 52 y 57 (Figura III.2).

Además, las rocas analizadas se han proyectado en el diagrama A-CN-K (Figura III.3), junto con la composición promedio de rocas ígneas (Le Maitre, 1976, citado en Lacassie, 2003), la de algunos de los principales minerales sedimentarios, la "weathering line" (WL) o trayectoria teórica de meteorización para una granodiorita y la línea de metasomatismo potásico, que une la fuente granodiorítica con la muscovita y luego la illita, productos finales de este proceso, puesto que este diagrama es sensible a este efecto (Fedo et al., 1995).

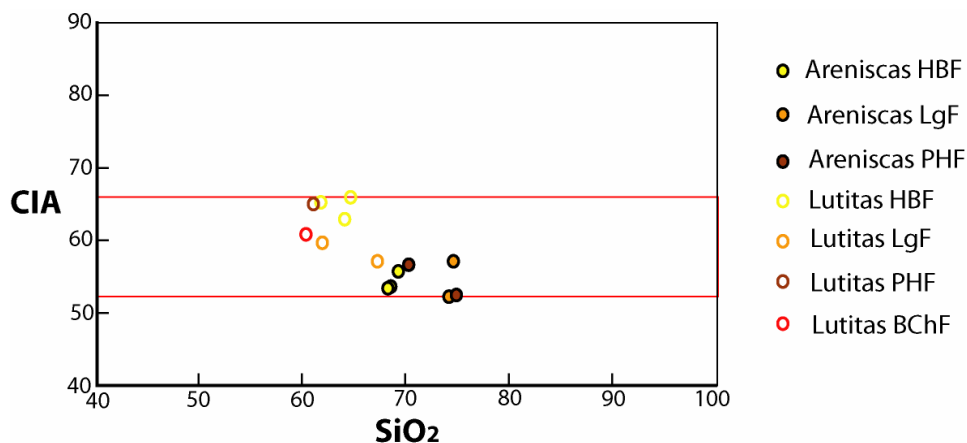


Figura III.2: Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. Índice de Alteración Química (CIA) de Nesbitt y Young (1982).  $CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO)) \times 100$ . Valores de Ca no corregidos, sin embargo, se estiman adecuados dado el bajo contenido de carbonatos de las muestras. Círculos llenos corresponden a areniscas y círculos vacíos a lutitas del TPG.

En la Figura III.3, las lutitas del TPG presentan una dispersión lineal subparalela a la línea asociada a un metasomatismo potásico (Fedo et al., 1995). Por otra parte, las areniscas tienden a proyectarse más cerca de la línea de proyección de los feldespatos, que las respectivas lutitas, las que se proyectan más cerca del vértice A (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), presentando el típico patrón de los pares arenisca-lutita (McLennan et al., 1990). A su vez, las lutitas presentan mayores valores de K (K<sub>2</sub>O) que las respectivas areniscas.

En general, la geoquímica de las lutitas es diferente a la de las areniscas, esto ya se ha visto en los diagramas CIA y A-CN-K (Figura III.2 y Figura III.3). Este es el principal motivo para que la mayoría de los diagramas de discriminación hayan sido hechos en base a areniscas.

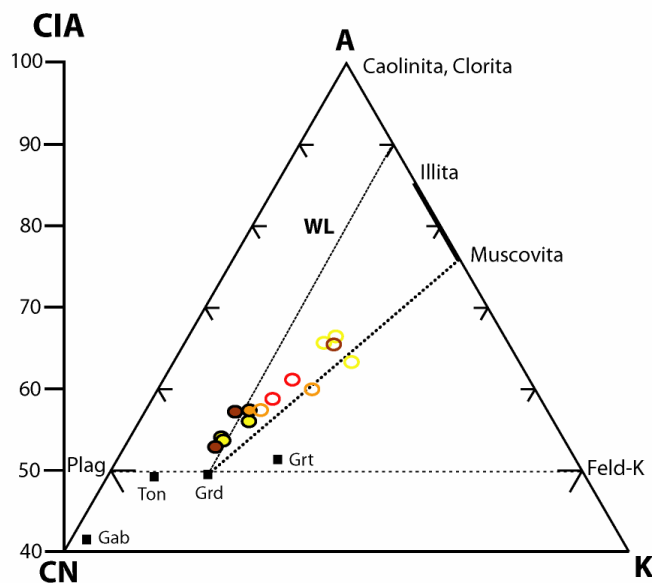


Figura III.3: Diagrama A-CN-K (A=Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; CN=CaO+Na<sub>2</sub>O; K=K<sub>2</sub>O); WL=Línea de alteración de los feldespatos. Se han proyectado promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976, citado en Lacassie, 2003): Grt, granito; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; Gab, gabro. Símbolos como en la Figura III.2.

Roser y Korsch (1986) generaron un diagrama binario  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , utilizado para discriminar el régimen tectónico de la cuenca de depósito integrando areniscas y lutitas. En este diagrama (Figura III.4) se observa que todas las muestras del TPG, tanto areniscas como lutitas, se proyectan en el campo de margen continental activo (ACM).

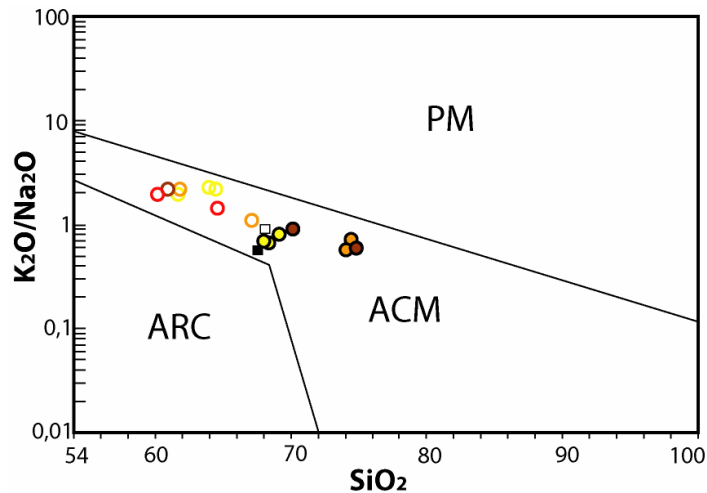


Figura III.4: Diagrama discriminante de Roser y Korsch (1986). PM, margen pasivo; ACM, margen continental activo; ARC, arco oceánico de islas. Símbolos como en la Figura III.2. Cuadrado blanco: composición promedio de granodioritas del Batolito de Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979, citado en Lacassie, 2003); cuadrado negro: composición promedio de granodioritas del Batolito Patagónico (Lacassie, 2003).

Los diagramas de funciones discriminantes también han sido realizados principalmente en base a areniscas, como es el caso del diagrama de Bathia (1983), que no es utilizado en este estudio. El diagrama discriminante de Roser y Korsch (1988) también fue construido utilizando esta técnica, pero a diferencia del de Bathia (1983), puede ser utilizado para areniscas y lutitas indistintamente. En este diagrama (Figura III.5), donde se han proyectado además las composiciones promedio de distintas rocas ígneas (Le Maitre, 1976 en Lacassie, 2003), las rocas del TPG ocurren en el campo de proveniencia P3, asociado a una proveniencia félsica, siendo las concentraciones de la riodacita y la granodiorita las más cercanas a las proyecciones de las muestras del TPG.



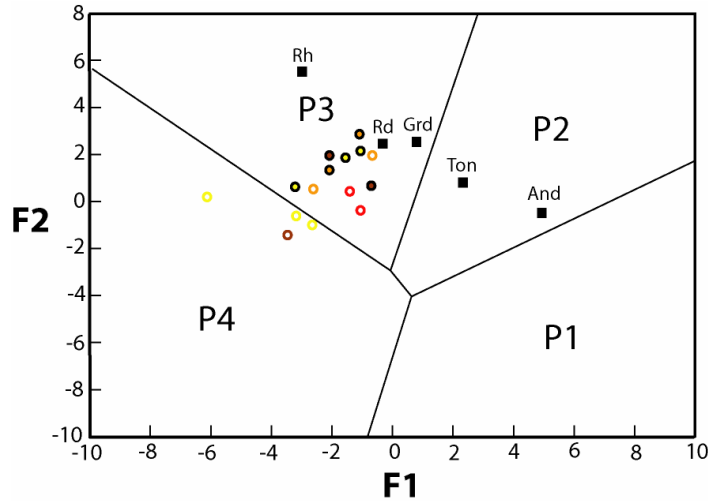


Figura III.5: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada. Se han proyectado algunos promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976, citado en Lacassie, 2003): Rh, riolita; Rd, riodacita; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; And, andesita. Símbolos como en la Figura III.2

### 3.2 Elementos Trazas

Con el objetivo de aproximar la composición de la fuente del sedimento, Floyd y Leveridge (1987) utilizaron el diagrama discriminante Hf vs. La/Th, en el cual la mayoría de las muestras del TPG se proyectan en el campo asociado a fuentes félsicas (Figura III.6). La mayoría de las lutitas presentan valores La/Th un poco más bajos que las areniscas (promedios de 3,47 y 2,91 para areniscas y lutitas respectivamente), pero tienen valores de Hf muy similares. Ambas, lutitas y areniscas se agrupan alrededor de la composición de la corteza continental superior (CCS) (Figura III.6).

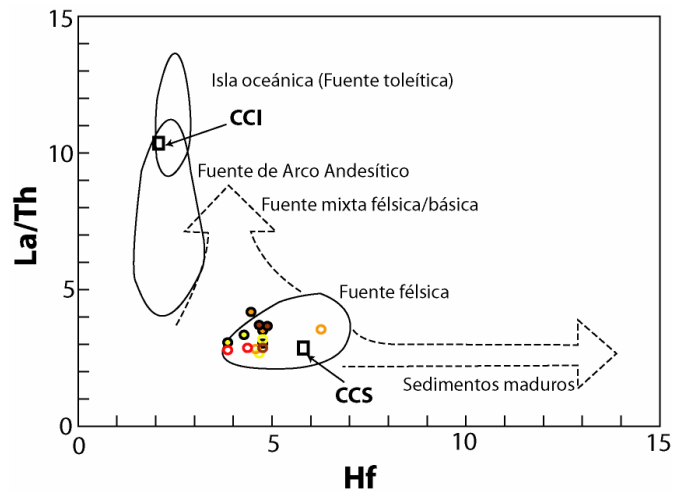


Figura III.6: Diagrama discriminante Hf vs. La/Th modificado por Gu et al. (2002) a partir del diagrama de Floyd y Leveridge (1987). Los cuadrados blancos son promedios de corteza continental inferior (CCI) y corteza continental superior (CCS). Símbolos como en la Figura III.2.

En el diagrama ternario  $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Hf}$  de Murphy (2000) se aprecia un patrón de acumulación de circón hacia el Hf, ya que se sustituye con el Zr, sin embargo, la correlación entre estos dos elementos, considerando todas las muestras, es muy baja ( $r=0,38$ , Tabla D.1, Anexo D). Si sólo se hace la correlación con las areniscas este valor aumenta considerablemente ( $r=0,62$ , Tabla D.2, Anexo D). Para las lutitas pasa algo diferente, el factor de correlaciones es 0,72 (Tabla D.3, Anexo D), pero si se descarta la muestra PANTI-15, este factor decrece a -0,16.

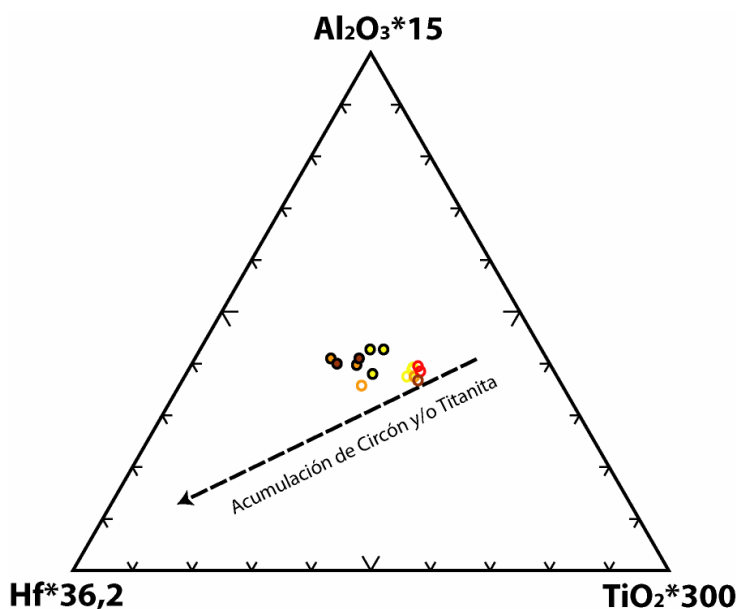


Figura III.7: Diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-Hf}$ , modificado por Lacassie (2003) a partir del diagrama de García et al. (1994, citado en Lacassie, 2003). Símbolos como en la Figura III.2.

Gu et al. (2002) utilizan las razones  $\text{La/Sc}$  y  $\text{Co/Th}$  para generar un diagrama de discriminación. En la Figura III.8 se aprecia que las rocas del TPG tienen bajas y similares razones  $\text{Co/Th}$ , teniendo las areniscas concentraciones un poco menores (promedio 0,74 y 0,94 en areniscas y lutitas respectivamente). En términos de la razón  $\text{La/Sc}$  existe una mayor diferenciación de areniscas y lutitas, las areniscas presentan los mayores valores, entre 3 y 5,8, en cambio en las lutitas la razón  $\text{La/Sc}$  varía de 2,05 a 3,78. Las proyecciones de las rocas en el diagrama (Figura III.8) están cercanas a las rocas volcánicas félsicas y granitos (composiciones promedio de andesitas, basaltos, rocas volcánicas félsicas y granitos según Condie (1993, citado en Gu et al., 2002). Las areniscas, en particular, se proyectan cercanas al promedio de las de las granodioritas del Batolito de Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979 citado en Lacassie, 2003).

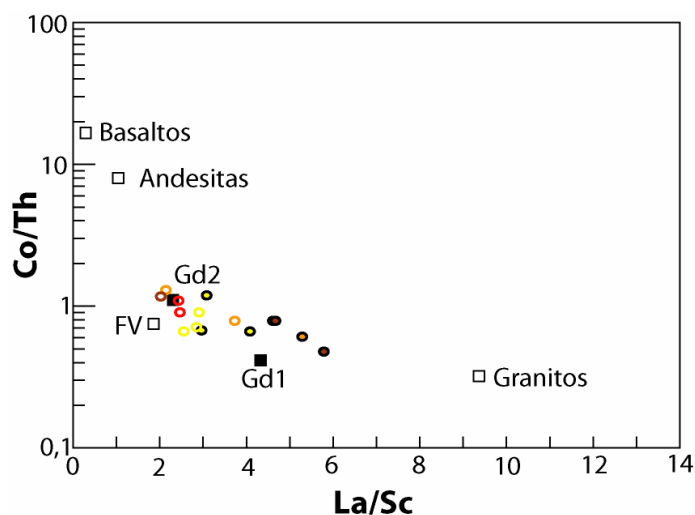


Figura III.8: Diagrama discriminante La/Sc vs. Co/Th (Gu et al., 2002). Además se proyectaron las composiciones promedio de basaltos, andesitas, rocas volcánicas félsicas (FV), granitos, granodioritas del Batolito Sierra Nevada (Gd1) y granodioritas del Batolito Patagónico (Gd2). Simbología como en Figura III.2.

Una marcada separación entre las proyecciones de las areniscas y lutitas del TPG se observa en el diagrama Ni vs.  $TiO_2$  (Figura III.9). Las areniscas presentan menores valores de Ni y  $TiO_2$  con respecto a las lutitas (con promedio de 13,57 y 23,75 ppm para el Ni en areniscas y lutitas respectivamente y promedios de 0,49 y 0,87 %wt para  $TiO_2$  en areniscas y lutitas respectivamente). Las areniscas se proyectan en el campo asociado a fuentes ácidas definido por Floyd et al. (1989). En forma similar a lo observado en la Figura III.9, las areniscas del TPG ocurren cercanas a las composiciones promedio de las granodioritas del Batolito Patagónico (calculada por Lacassie, 2003 a partir de los datos de Pankhurst et al., 1999), y de las granodioritas del Batolito de Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979 en Lacassie, 2003).

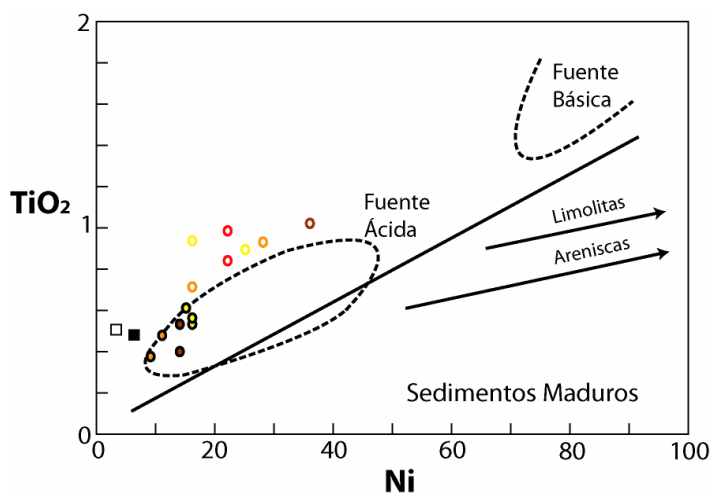


Figura III.9: Diagrama discriminante Ni vs.  $TiO_2$ . Campos de sedimentos maduros y fuentes ácidas y básicas según Floyd et al. (1989). Los cuadrados corresponden a las proyecciones de la composición promedio de granodioritas: cuadrado negro, Batolito Patagónico (Lacassie, 2003) y cuadrado blanco a Batolito Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979, citado en Lacassie, 2003). Símbolos como en la Figura III.2.

MacLennan et al. (1993) utilizan las razones Zr/Sc y Th/Sc para generar un diagrama de discriminación. La razón Th/Sc es un índice de la madurez petrológica de la fuente, tomando como referencia el valor  $Th/Sc > 1$  de la corteza continental superior. Por otra parte, la razón Zr/Sc es indicativa de la concentración de circón debido a la selección sufrida por el sedimento durante el transporte desde la fuente hasta la cuenca deposicional. En la Figura III.10 se observa que para ambos parámetros hay una marcada correlación positiva, incrementándose progresivamente desde las limolitas hacia las areniscas. Casi todas las areniscas del TPG tienen razones  $Th/Sc > 1$ , con un promedio de 1,26, solo una muestra de la Fm. Hope Bay (PANTI-03) presenta valores menores a 1, mientras que las limolitas tienden a tener menores valores para esta razón, con un promedio de 0,91. En términos de la razón Zr/Sc, las diferencias entre areniscas y lutitas son aún más marcadas, con promedios de 25,47 y 9,6 respectivamente.

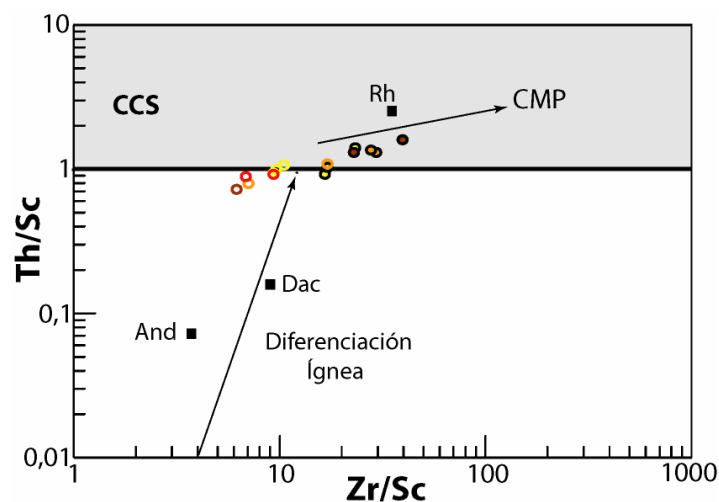


Figura III.10: Diagrama Zr/Sc vs. Th/Sc. Se proyectaron promedios de rocas ígneas, según Le Maitre (1976, citado en Lacassie, 2003): And, andesita; Dac, dacita; Rh, riolita. CCS: área de proyección general de rocas de composición similar a la corteza continental superior; CMP, trayectoria de concentración de minerales pesados por procesos sedimentarios. Símbolos como en la Figura III.2.

## 4 Redes Neuronales Artificiales

El análisis GCS (Growing Cell Structures) de cada uno de los subsets de datos, elementos mayores, elementos traza y elementos mayores y traza (Anexo C) dio como resultado tres redes (Figura III.11, Figura III.12 y Figura III.13), siguiendo la metodología descrita en el Capítulo II: Marco Teórico. Se observa que, para cada subset, el mapa GCS permite la visualización del rol que cumple cada variable de entrada (elemento mayor o en traza) en la separación general de los casos.

### 4.1 Elementos Mayores

Los resultados del análisis GCS del subset de elementos mayores pueden ser visualizados en la Figura III.11. La red GCS modeló el problema como cuatro clusters (asociados a P1, P2, P3 y P4), correspondientes a cuatro regiones de probabilidad alta, distinguibles unas de otras. Consta de 10 unidades interconectadas o nodos, cada uno asignado a un tipo específico de proveniencia sedimentaria (P1 a P4).

El análisis de las distribuciones de las variables geoquímicas (concentraciones de los elementos mayores, en wt%) sobre el mapa GCS (Figura III.11) muestra que las altas concentraciones de  $\text{SiO}_2$  ( $>75$ ) están estrechamente relacionados con P4, en cambio, los valores bajos ( $<60$ ) se relacionan con P1, por otra parte, los valores intermedios (70-75) son típicos de P3 y los valores intermedios a bajos (63-70) están relacionados con P2. Con respecto al  $\text{K}_2\text{O}$ , altas concentraciones ( $>2,4$ ) se asocian a P3 y bajas concentraciones ( $<1,6$ ) a P1, sin embargo existe una gran dispersión en P2 y P4, presentando ambos concentraciones altas y bajas. Bajos valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $<2$ ) corresponden a P4 y altos valores a P2, P1 y P3 presentan valores intermedios (3,3 aproximadamente). Para el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  las concentraciones altas se encuentran en P1 y P2 ( $>15$ ), las intermedias (13-14) en P3 y las bajas ( $<13$ ) en P4. El  $\text{TiO}_2$  se caracteriza por tener valores altos ( $>0,7$ ) en P1 y P2, valores intermedios (0,5-0,6) en P3 y una mayor dispersión en P4 (entre 0,4 y 0,65). El  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  presenta los valores más bajos asociados a P3 y P4 ( $<5$ ) y valores altos en P1 ( $>8$ ). Los valores de MgO y CaO están claramente correlacionados, con valores altos ( $>4$  y  $>5$ , respectivamente) para rocas de proveniencia P1 y valores bajos ( $<2,5$  y  $<3$ , respectivamente) para P3 y P4. Lo mismo ocurre con el MnO y el  $\text{P}_2\text{O}_5$ , presentando los valores más altos asociados a P1 ( $>0,2$  y  $>0,3$  respectivamente).

En la Figura III.11 se observa que las areniscas del TPG y DYC se encuentran asociadas a la proveniencia sedimentaria P3, pero en diferentes nodos (Nodos A y B, Figura III.11):

- En el Nodo A se ubican todas las muestras de la LgF, una muestra de la PHF (PANTI-20) y 4 de las 5 muestras del DYC.

- En el Nodo B se ubican todas las muestras de la HBF, una muestra de la PHF (PANTI-22) y una muestra del DYC (132B).

Estos nodos tienen concentraciones de elementos mayores muy similares, pero el Nodo B tiene menores concentraciones de  $\text{SiO}_2$  (75 y 70 %wt en Nodo A y B respectivamente), y mayores de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Aunque la base de datos está construida en base a areniscas, las lutitas del TPG y DYC también fueron incluidas y se ubican en el Nodo C asociado a P2 (Figura III.11), que en relación con los nodos asociados a P3, tiene menores concentraciones de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ , iguales en  $\text{K}_2\text{O}$  y mayores concentraciones de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

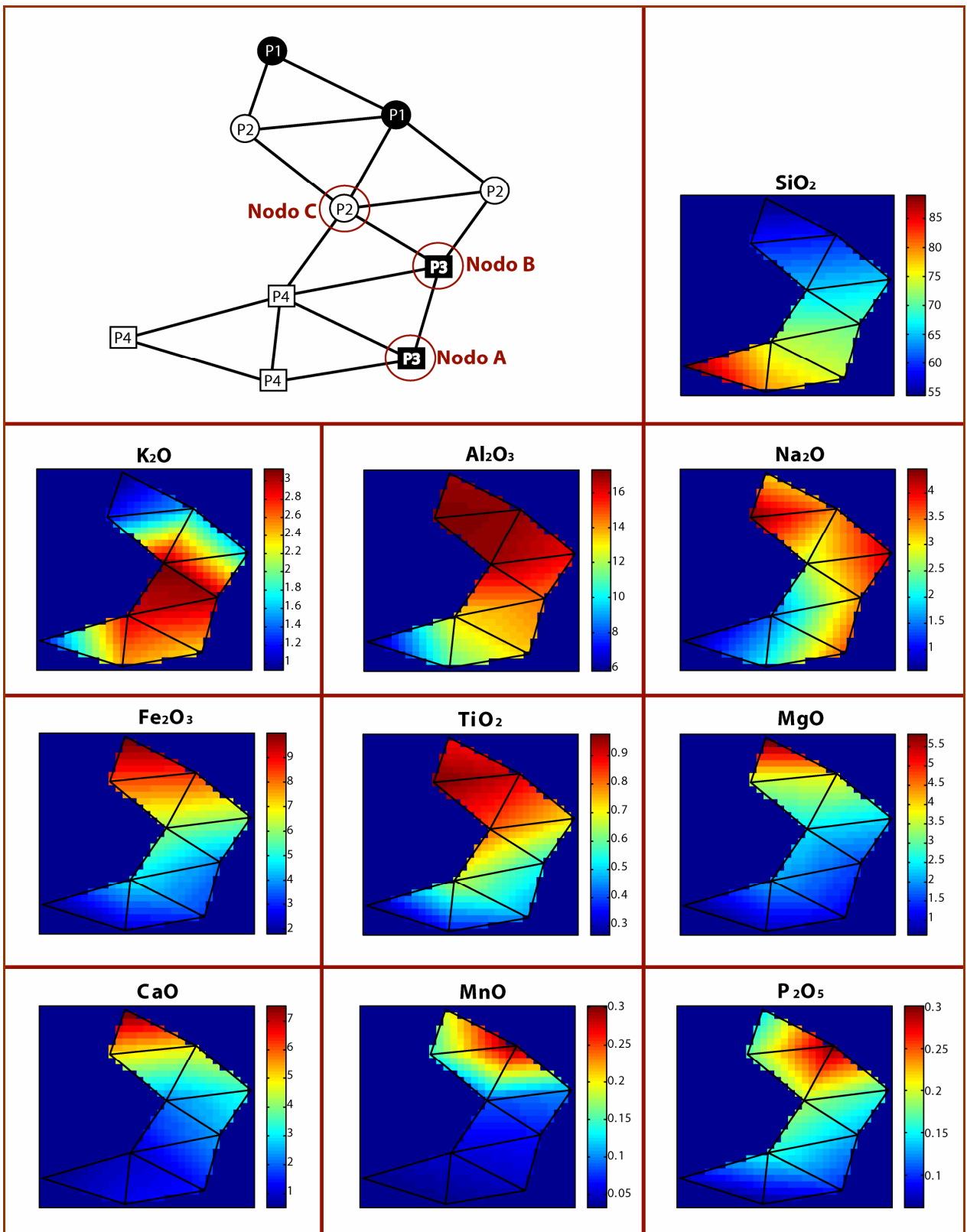


Figura III.11: Resultados del análisis GCS del subset de datos Elementos Mayores. La red GCS final consta de 10 unidades interconectadas, cada una asignada a un tipo específico de proveniencia sedimentaria. La escala a la derecha de las distribuciones de las variables de entrada (10 elementos mayores) indica concentraciones en wt%.

## 4.2 Elementos Trazas

A diferencia del subset de datos anterior, a esta se le agregó datos geoquímicos obtenidos de Willan (2003) que consta de 4 muestras del TPG (2 de VPF, 1 de LgF y 1 de HBF), 3 de LeMay Group (LMG) y 3 de Latady Formation (LF) (Anexo C) con el fin de comparar.

Los resultados del análisis GCS del subset de elementos trazas pueden ser visualizados en la Figura III.12. La red GCS, al igual que para el subset de elementos mayores, modeló el problema como cuatro clusters, los que fueron asociados a cada clase específica de proveniencia sedimentaria (P1 a P4). Consta de 10 nodos, a los cuales se les asocia un proveniencia determinada, salvo para el nodo DYC, el cual tiene todas las muestras del DYC (85% del total de las muestras del nodo).

El análisis de las distribuciones de las variables geoquímicas (concentraciones de los elementos traza, en ppm) sobre el mapa GCS (Figura III.12) muestra que las concentraciones altas de Y ( $>32$ ) se relacionan con P4, intermedias a altas (23-26) con P2 e intermedias a bajas ( $<24$ ) con P3 y P1. En cuanto al Zr, las concentraciones altas ( $>150$ ) se asocian a P3 y P4, intermedias (140-160) a P2 y bajas ( $<90$ ) a P3. Se observa que existe una alta correlación entre Th, La, Ce y Ba, donde altas concentraciones de estos elementos (Th $>14$ , La $>32$ , Ce $>70$  y Ba $>800$ ) corresponden a P4, intermedias a alta a P3, intermedias a bajas a P2 y bajas (Th $<3$ , La $<15$ , Ce $<20$  y Ba $<200$ ) a P1. El Nb tiene una distribución similar a la del Th, pero el nodo correspondiente a las muestras del DYC presenta las más altas concentraciones, con más de 25 ppm, muy superior a todas las otras muestras. El Cr, Ni y Zn también tienen una alta correlación, presentando altas concentraciones en P4 (Cr $>55$ , Ni $>25$  y Zn $>80$ ) y P1 (Cr $>50$ , Ni $>20$  y Zn $>95$ ), mientras que las concentraciones bajas están en P2 y P3. El Sr tiene bajas concentraciones en P4 ( $<150$ ) y concentraciones intermedias y altas tanto en P1, P2 y P3. Por otra parte, el Sc se correlaciona con el V, con altas concentraciones relacionadas con P1 (Sc $>27$  y V $>250$ ), bajas con P3 (Sc $<13$  y V $<100$ ), intermedias a altas con P2 e intermedias a bajas con P4.

En las Figura III.12 se observa que las areniscas del TPG están todas asociadas a P3, pero las muestras de Willan (2003) se encuentran en diferentes nodos. Por otra parte, como ya se mencionó anteriormente, las muestras del DYC se agrupan en un solo nodo:

- En el Nodo A se ubican todas las areniscas de este estudio.
- En el Nodo B y C se ubican las areniscas del TPG analizadas por Willan (2003).
- En el Nodo DYC se ubican todas las muestras del DYC (tanto lutitas como areniscas).

Las areniscas del Nodo A se diferencian de aquellas del Nodo B y C porque tienen mayores concentraciones de Sr ( $>400$  para Nodo A y 200-250 para Nodos B y C).



El Nodo A (TPG) tiene concentraciones de Ce, Cr, La, Ni, Zr y Zn un poco menores que el Nodo DYC, pero su diferencia se basa principalmente en la alta concentración de Sr en el Nodo A (>400) y la alta concentración de Nb en el Nodo DYC (>25).

Por otra parte, las lutitas del TPG se ubican en el Nodo D que, a diferencia del Nodo A, tiene mayores concentraciones de Th, Ce, Cr, La, Ni, Sc, Zr, Nb, Y, Zn y menores de Sr y Ba, siendo las diferencias de Sr (>400 y 170 aprox. para Nodo A y D respectivamente) e Y (23 aprox. y >34 para Nodo A y D respectivamente) las más significativas.

Las otras muestras de Willan (2003), tanto las areniscas de LMG como las de FL se ubican en nodos relacionados a P3 y P4. Las muestras de LMG están en los nodos A (P3) y D (P4) y las muestras de FL en los nodos B (P3), D (P4) y DYC.

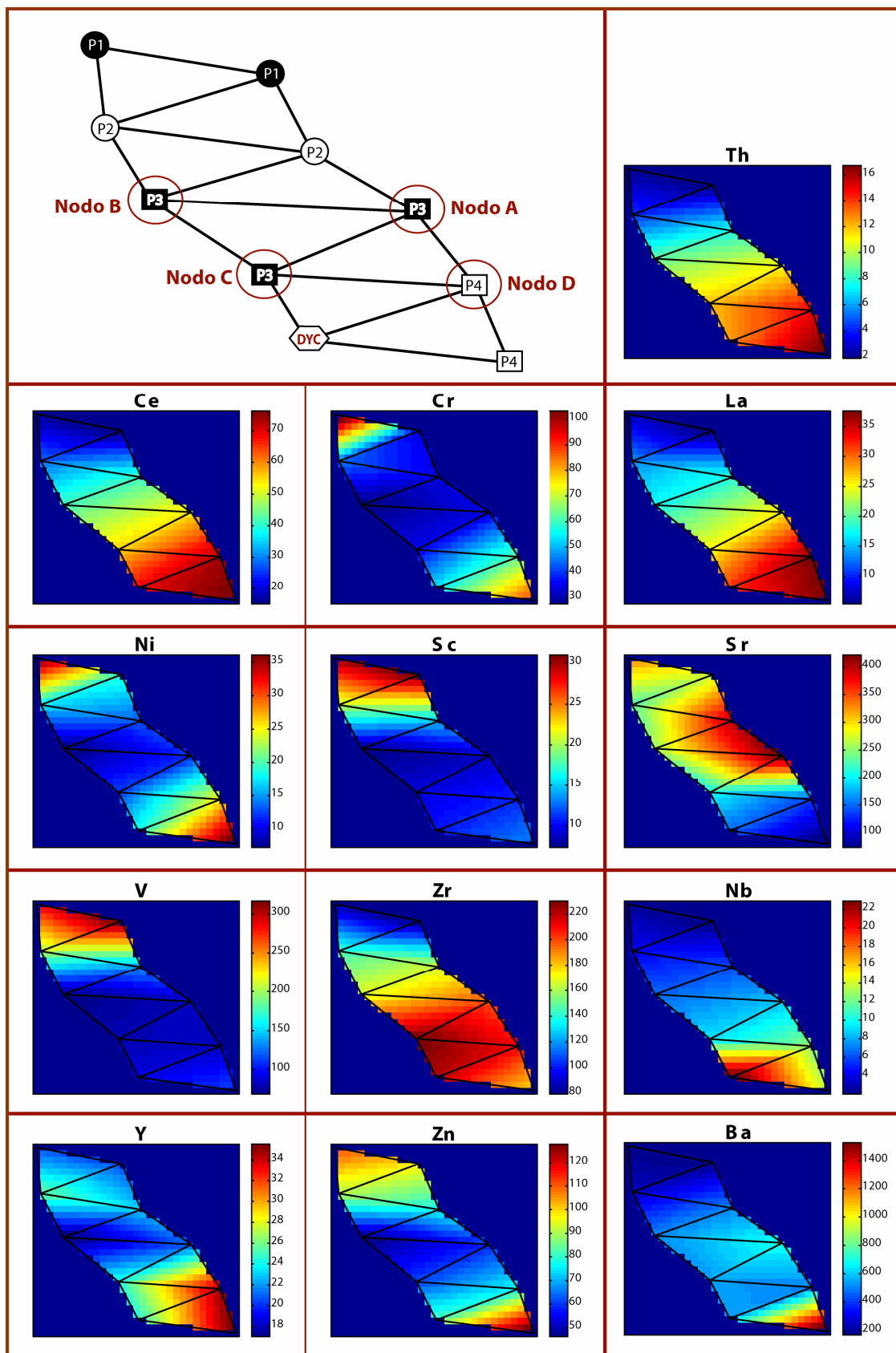


Figura III.12: Resultados del análisis GCS del subset de datos Elementos Trazas. La red GCS final consta de 10 unidades interconectadas, cada una asignada a un tipo específico de proveniencia sedimentaria. La escala a la derecha de las distribuciones de las variables de entrada (13 elementos trazas) indica concentraciones en ppm.

### 4.3 Elementos Mayores y Traza

Al igual que en el subset de elementos trazas, este subset contiene información de las muestras analizadas por Willan (2003) y los resultados del análisis pueden ser visualizados en la Figura III.13. En este caso, la red GCS modeló el problema como cuatro clusters principales, cada uno asociado con una clase específica de proveniencia sedimentaria (P1-P4), y un sub-cluster P4. Consta de 10 nodos, los cuales se asocian a proveniencias sedimentarias específicas (P1-P4).

Además de las asociaciones mencionadas anteriormente para elementos mayores (concentraciones en %wt) y elementos traza (concentraciones en ppm), se observa una alta correlación entre CaO, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MnO, con altos valores en P1, intermedios en P2 y bajos en P3 y P4. También se observa una mayor dispersión en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, con concentraciones altas y bajas en P1, P2 y P4, solo en P3 hay una clara asociación con bajas concentraciones.

En cuanto a los elementos trazas, hay una mejor correlación entre el Nb, Th, La, Ce y Ba, con altos valores en P4, intermedios a altos en P2, intermedios a bajos en P3 y bajos en P1. En general, hay una mayor dispersión en P4 (observadas en la creación del subcluster P4), lo que se aprecia con mayor claridad en las concentraciones de Y, Nb, Th, La, Ce, Ba, Zn, Ni, Cr, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y K<sub>2</sub>O. También se puede observar correlaciones entre elementos mayores y trazas, como es el caso de SiO<sub>2</sub> con Zr, CaO-MgO-MnO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> con Sc-V y K<sub>2</sub>O con Nb-Th-La-Ce-Ba.

En la Figura III.13 se observa que las muestras del TPG analizadas en este estudio, al igual que las del DYC se ubican en nodos relacionados a P3, solo 3 de las muestras de Willan (2003) se ubican en un nodo asociado a P4:

- En el Nodo A se ubica una muestra de LgF (PANTI-18) y una muestra del DYC.
- En el Nodo B se ubican todo el resto de las muestras de areniscas del TPG de este estudio y las muestras del DYC.
- En el Nodo C, subcluster de P4, se ubican todas las areniscas del TPG analizadas por Willan (2003).

Los nodos A y B tienen concentraciones muy similares, pero se diferencian principalmente por la mayor concentración de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y Sr en el Nodo B con respecto al Nodo A, con valores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de 0,09 y 0,14 %wt promedio, para el nodo A y B respectivamente, y concentraciones de Sr de 287 y 411 ppm promedio, para el nodo A y B respectivamente.

Las muestras del TPG de Willan (2003), se diferencian de los nodos relacionados a P3 debido a que tiene mayores concentraciones de  $\text{SiO}_2$  y Zr y menores concentraciones de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y Sr principalmente.

Por otra parte, tanto las lutitas del TPG como las del DYC se ubican en el Nodo D, asociado a la proveniencia sedimentaria P4, solo una muestra del TPG (PANTI-15 de LgF) se ubica en el Nodo B asociado a P3. La diferencia entre los nodos asociados a P3 y el Nodo D radica en que dicho nodo presenta mayores concentraciones de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Ba, Ce, La, Nb, Ni, Cr, Th, Y y Zn y menores concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$  y Sr (Figura III.13).

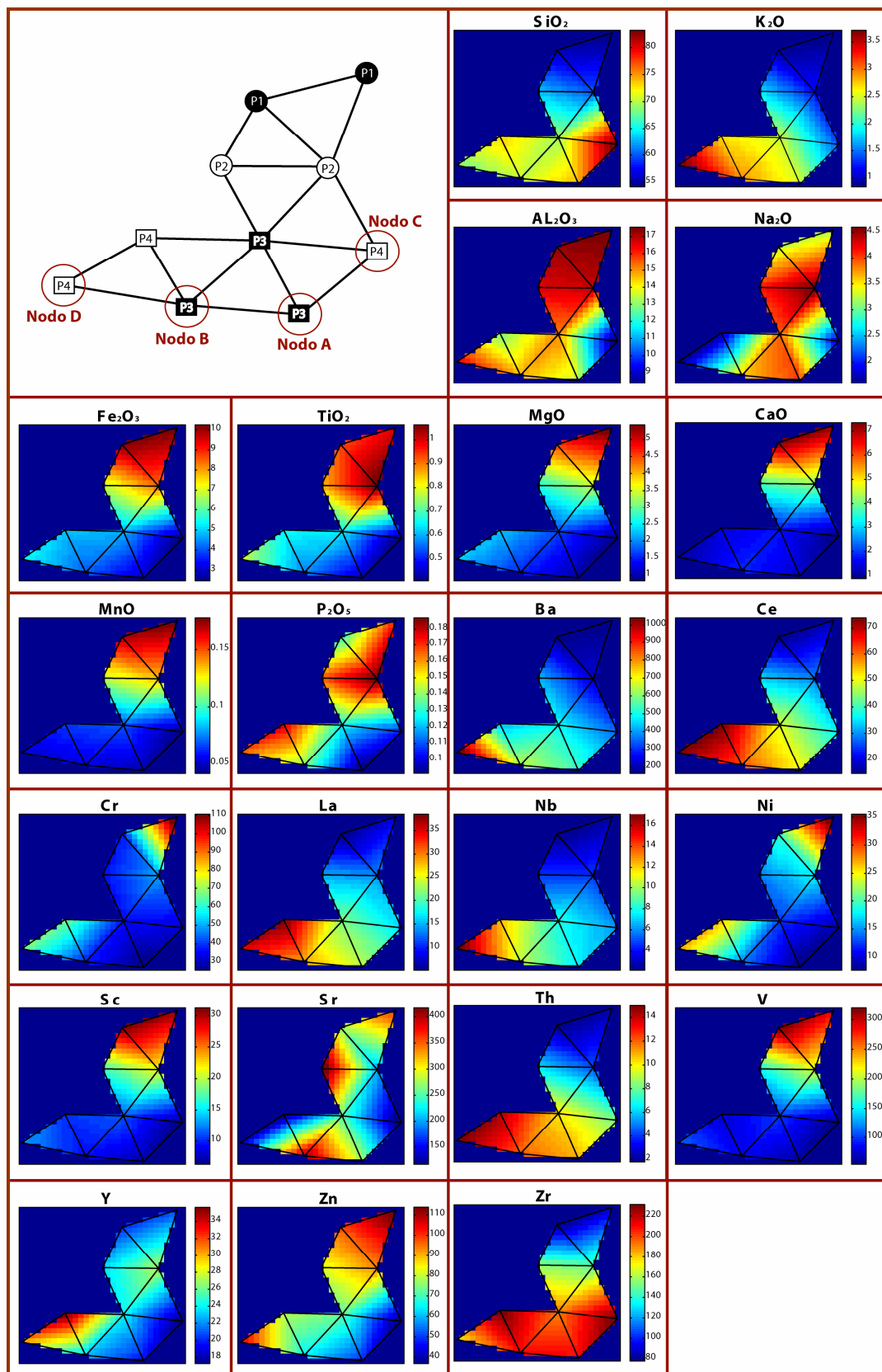


Figura III.13: Resultados del análisis GCS del subset de datos Elementos Mayores y Trazas. La red GCS final consta de 10 unidades interconectadas, cada una asignada a un tipo específico de proveniencia sedimentaria. La escala a la derecha de las distribuciones de las variables de entrada indica concentraciones, en wt% para los 10 elementos mayores y en ppm para los 13 elementos trazas.

## IV. DISCUSIONES

### 1 Grupo Península Trinidad

#### 1.1 Petrografía y Composición Modal

En el diagrama Q-F-L (Figura III.1.A), las areniscas de la LgF y PHF se proyectan en el campo de bloque continental. Estudios anteriores, donde se sugiere una proveniencia de basamento alzado y transicional para la LgF (Willan, 2003) y una proveniencia de basamento alzado para la PHF (Birckenmajer et al., 1997), concuerdan con estos resultados. Sin embargo, Smellie (1987, 1991) sugiere una proveniencia de orógeno reciclado y arco disectado para la LgF, lo que Willan (2003) explica con arco de margen continental, donde ya se habrían expuesto las raíces.

Por otra parte, las muestras de la BChF muestran una gran dispersión dentro del campo de bloque continental, dispersión que también se observa en el diagrama Qm-F-Lt (Figura III.1.B), donde las areniscas, además, se proyectan en el campo de arco disectado y orógeno reciclado.

En este caso, el mayor contenido de matriz y grado de recristalización de algunas muestras (PANTI-28, Anexo A) dificulta la interpretación de la proveniencia sedimentaria utilizando estos medios, sin embargo, las muestras más frescas sugieren una proveniencia similar a LgF y PHF.

Las areniscas de la HBF presentan, además, proveniencia de arco disectado, donde se observa un patrón que va desde areniscas con proporciones de cuarzo y feldespatos similares a areniscas más ricas en cuarzo (Figura III.1.A). Este incremento en las proporciones de cuarzo se produce a medida que las muestras se ubican hacia el NE, lo que junto con el incremento de minerales pesados, mejor selección y menor tamaño de grano, puede significar un aumento en el grado de transporte al NE. Este gran cambio a nivel petrográfico en tan corta distancia se contradice con la definición de Petrofacies de Smellie (1987, 1991).

Smellie (1991) propone, basado en la razón Q/F de sus petrofacies, una evolución temporal, donde la HBF es la formación más joven del TPG (porque presenta menores valores de la razón Q/F), lo que no tiene mucho sustento, ya que estudios realizados en otras localidades, como lo es el estudio de MacKinnon (1983, citado en Roser y Korsch, 1999) para el grupo Rakaia, en Nueva Zelanda (que tiene similar petrografía y edad con el TPG y DYC), muestran que la razón Q/F presenta poca variación entre

petrofacies y al contrario de lo propuesto por Smellie (1991), esta razón disminuye levemente en la petrofacies más antigua. Estas petrofacies tienen una estratigrafía bien determinada por fósiles.

## 1.2 Geoquímica

En cuanto a la meteorización química, en la Figura III.2, los valores CIA de las rocas del TPG, están entre 52 y 67, con un promedio de 58. Estos valores indican una meteorización química de intensidad moderada (Fedo et al., 1995), por lo que los efectos de la meteorización no habrían removido sustancialmente los elementos alcalinos de las arcillas (Taylor y MacLennan, 1985), lo que justifica el empleo de diagramas de discriminación geoquímica basados en elementos mayores.

En este mismo diagrama (Figura III.2), se observa que los valores de CIA de las lutitas, con respecto a las areniscas, son mayores, ya que este parámetro mide la alteración de feldespato a arcillas (Nesbitt y Young, 1982), que es su mayor producto de alteración (Fedo et al., 1995). Esta mayor concentración relativa de arcillas en las lutitas se refleja en la correlación negativa entre  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r=-0,98$ , Tabla D.1, Anexo D). Por otra parte, también en la figura en cuestión se observa que las areniscas tienen concentraciones mayores de  $\text{SiO}_2$ , explicable por la concentración de cuarzo en las areniscas por sobre las lutitas.

Estas distribuciones diferenciadas entre lutitas y areniscas se pueden visualizar en varios diagramas (Figura III.3, Figura III.4, Figura III.6, Figura III.7, etc), lo cual se debe a diferencias mineralógicas producto del fraccionamiento por tamaño de grano debido al transporte y la selección sedimentaria que sufrió el material detrítico original. Fases minerales resistentes se concentran en areniscas por sobre las lutitas.

Según Roser y Korsch (1986), un fraccionamiento por tamaño de grano, al pasar de areniscas a limolitas, produce un aumento de  $\text{K}_2\text{O}$ , junto con una disminución regular de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ , efecto que se visualiza en las muestras del TPG proyectadas en el diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (Figura III.4).

En cuanto a los elementos trazas, el fraccionamiento por tamaño de grano también se refleja (Figura III.7, Figura III.8, Figura III.9, Figura III.10). Observando la Figura III.10, la dispersión y altos valores de la razón  $\text{Zr}/\text{Sc}$  sugieren que el sedimento sufrió un transporte considerable y selección sedimentaria y/o la fuente tenía una composición modal rica en circones. Mayores valores de dicha razón para las areniscas sugieren una mayor concentración de circones en ellas.

En el diagrama A-CN-K (Figura III.3) se observa que las lutitas, por su mayor contenido de arcillas, se proyectan a valores más altos de A ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) que las areniscas y presentan distribuciones análogas a las que presentan pares areniscas-lutitas de sucesiones turbidíticas modernas (MacLennan et al., 1990). En

este diagrama, una dispersión subparalela a la línea de meteorización (WL) sería producto de un fraccionamiento por tamaño de grano, lo que no concuerda totalmente con la dispersión de las rocas del TPG, por lo que probablemente efectos de otros procesos estén sobre impuestos. Un proceso probable es el metasomatismo potásico, ya que el diagrama es particularmente sensible a éste y, según Fedo et al. (1995), se traduce en dispersiones más inclinadas hacia la proyección de la muscovita, por consiguiente, las rocas del TPG habrían sido afectadas, probablemente, por un metasomatismo potásico, que habría sido muy moderado, ya que no hay una gran dispersión en K y solo afecta a las lutitas (Fedo et al., 1995). Otro proceso puede ser el aumento del pH, ya que la reacción de caolinita muscovita a feldespatos potásicos depende de la razón actividad de  $K^+$ , actividad de  $H^+$  (e.g. Nesbitt y Young, 1989), por lo tanto se puede lograr la misma reacción adicionando  $K^+$  o disminuyendo  $H^+$ , es decir aumentando el pH.

El estudio de las correlaciones que existen entre los elementos, tanto mayores como en trazas, es de gran utilidad para revelar y entender los procesos involucrados en la información de rocas sedimentarias (Bhatia y Crook, 1986).

En las Tablas D.2 y D.3 del Anexo D, se observa que el  $SiO_2$  presenta marcadas correlaciones negativas con el  $TiO_2$  ( $r=-0,85$  en areniscas y  $r=-0,95$  en lutitas),  $Al_2O_3$  ( $r=-0,93$  en areniscas y  $r=-0,87$  en lutitas),  $Fe_2O_3T$  ( $r=-0,93$  en areniscas y  $r=-0,95$  en lutitas),  $MgO$  ( $r=-0,9$  en areniscas y  $r=-0,76$  en lutitas) y  $K_2O$  ( $r=-0,9$  en areniscas y  $r=-0,48$  en lutitas). Asociado a una madurez mineralógica, lo anterior implica que hay una disminución de los componentes inestables, como feldespatos potásicos y líticos volcánicos. Por otra parte, el  $Al_2O_3$  con el  $K_2O$  tienen una alta correlación positiva ( $r=0,74$  en areniscas y  $r=0,38$  en lutitas), indicando una meteorización de minerales con potasio (Feng y Kerrich, 1990 citado en Lacassie, 2003), afirmando lo dicho anteriormente.

La acumulación de minerales pesados como el circón, que fue observado por medios petrográficos en las areniscas del TPG, se debería traducir en una alta correlación entre el  $SiO_2$  y el Zr ( $r=0,83$  correlacionando todas las muestras, Tabla D.1), sin embargo, considerando únicamente las areniscas, la correlación decrece ( $r=0,55$ , Tabla D.2, Anexo D). También hay que considerar que junto con la acumulación de circones, se acumulan otros minerales pesados, como es el caso de la ilemenita y magnetita, que no son minerales silicatados, por lo que, por balance de masas, no necesariamente tiene que aumentar el  $SiO_2$  en la roca total, si aumenta la concentración de circones.

Respecto a las muestras de la HBF (PANTI-03, PANTI-04, PANTI-06, ver Anexo A), se observa que si éstas se ubican más hacia el NE, entonces la concentración Zr, La, Y, Hf y Ce, asociado a la acumulación de circones. Además hay un aumento en las concentraciones de  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ , Zn, MnO y V asociado a magnetita y de  $TiO_2$  asociado a ilmenita o esfeno. Todo esto apoya los resultados del conteo modal, donde se observaba un incremento claro de la concentración modal de cuarzo (Tabla III.1), afirmando



un aumento en el grado de transporte al NE, lo que dificulta la definición de petrofacies propuesta por Smellie (1987, 1991).

En el diagrama ternario  $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Hf}$  de (Figura III.7) se aprecia un patrón de acumulación de circón hacia el Hf, ya que se sustituye al Zr ( $r=0,62$  en areniscas, Anexo D), lo que es cercano a lo esperado, o sea con un contenido de Hf cercano al 2% del de Zr (Greenwood y Earnshaw, Chemistry of the Elements, 1998), o probablemente hay más de una población de circones detríticos, los cuales presentan diferencias de tamaño, forma, química (% de sustitución de Hf por Zr), etc.

El  $\text{Al}_2\text{O}_3$  presenta correlaciones positivas con algunos elementos traza (V, Cr, Sc, Zn, etc, Anexo D) y con algunos elementos mayores como  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$  ( $r=0,97$ , Tabla D.1, Anexo D),  $\text{TiO}_2$  ( $r=0,96$ , Tabla D.1, Anexo D),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r=0,94$ , Tabla D.1, Anexo D),  $\text{MgO}$  ( $r=0,89$ , Tabla D.1, Anexo D) y  $\text{MnO}$  ( $r=0,73$ , Tabla D.1, Anexo D), lo que indicaría que estos elementos están concentrados en las arcillas, como illitas y esmectitas; explicando así las mayores concentraciones de dichos elementos en las rocas de grano más fino.

### 1.3 Características de la Fuente y el Régimen Tectónico de Depósito

La discriminación de la mayoría de los diagramas geoquímicos empleados en este estudio presenta una sensibilidad relativamente alta frente a cambios composicionales. Tomando en cuenta la distribución de las proyecciones en el diagrama A-CN-K (Figura III.3), junto a la restringida dispersión de las proyecciones en el diagrama de discriminación de Roser y Korsch (1988) (Figura III.5), es más plausible asumir una composición común para la fuente, por lo tanto la distribución de las proyecciones de las rocas en la Figura III.3 resultaría, en un primer término, de la meteorización moderada de una fuente común, o la sufrida por el sedimento resultante durante el transporte hacia la cuenca de depósito.

Las proporciones de Ca, K y Na con respecto al Al tienen implicancias en la composición e intensidad de la meteorización de la fuente. En la Figura III.3, una trayectoria de meteorización inicial de cualquier roca ígnea es subparalela al borde A-CN y fuentes que han sido poco meteorizadas se proyectan cercanas a la tendencia evolutiva típica de la corteza superior (de gabro a granito). Willan (2003), basado en este diagrama, donde las areniscas del TPG que él analizó, se proyectan cercanas a una granodiorita promedio, propone que la fuente sufrió muy poca meteorización debido a que estuvo cubierta por glaciares. Dicha propuesta es difícil de comprobar, ya que si fuese así, existirían evidencias texturales típicas dejadas por estos glaciares, como lo son estrías en clastos de conglomerados, dropstones y depósitos típicos que registren el retroceso de éstos, características que nunca han sido descritos en rocas del TPG. Otra posible explicación para la poca meteorización de la fuente puede ser un alzamiento rápido y del depósito cercano a la fuente.

Los diagramas de discriminación geoquímica basados en elementos mayores asocian a las muestras del TPG con un régimen tectónico que corresponde a un margen continental activo (Figura III.4) de composición félsica (P3) (Figura III.5), lo que concuerda con lo obtenido en los diagramas de discriminación que utilizan elementos trazas.

En todos los diagramas de discriminación geoquímica basados en elementos trazas, las proyecciones de las rocas del TPG sugieren un dominio de fuentes ígneas de composición félsica. Esto se aprecia en los diagramas de Hf vs. La/Th (Figura III.6), La/Sc vs. Co/Th (Figura III.8) y Zr/Sc vs. Th/Sc (Figura III.10). En particular, en el diagrama Zr/Sc vs. Th/Sc, las proyecciones de las rocas del TPG (por la razón Th/Sc) inducen a pensar que éstas derivan de la erosión de una fuente de composición intermedia a ácida; y, tal como en el diagrama Ni vs. TiO<sub>2</sub> (Figura III.9) se indica, los precursores ácidos (de donde derivan los sedimentos) son de origen magmático y no poseen características esperadas en sedimentos maduros reciclados (Floyd et al., 1991).

Lacassie et al. (2006) calculó los promedios de las granodioritas del Batolito Patagónico (basado en los datos de Pankhurst et al., 1999) y del Batolito de Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979), los dos

correspondientes a un régimen tectónico de arco continental activo (Duncan y Margraves, 1984; Maniar y Piccoli, 1989, ambos citados en Lacassie, 2003). Las proyecciones de estos promedios en los mismos diagramas discriminantes concuerdan en gran medida con las características hipotéticas de la fuente del TPG.

Si se considera, entonces, que la fuente de los sedimentos del TPG es félsica, correspondiente a un margen continental activo, es lógico pensar que se trataba de un arco volcánico, donde ya se habría expuesto los niveles más profundos, es decir, correspondería a la erosión de las raíces de dicho arco, donde se esperaría encontrar proporciones modales como lo descrito en este estudio.

## 2 Comparación entre TPG y DYC

### 2.1 Petrografía y Geoquímica

En el diagrama Q-F-L de la Figura IV.1 se observa que las areniscas del DYC se ubican en el campo de arco disectado. Algunas muestras de la HBF serían las más cercanas.

En términos texturales ambas sucesiones son similares, clasificadas como sub-maduras a inmaduras de grano fino a grueso, pero en cuanto a la composición modal, las areniscas del DYC tienen menor contenido de cuarzo y mayor contenido de líticas, los que en su mayoría son volcánicos en el DYC.

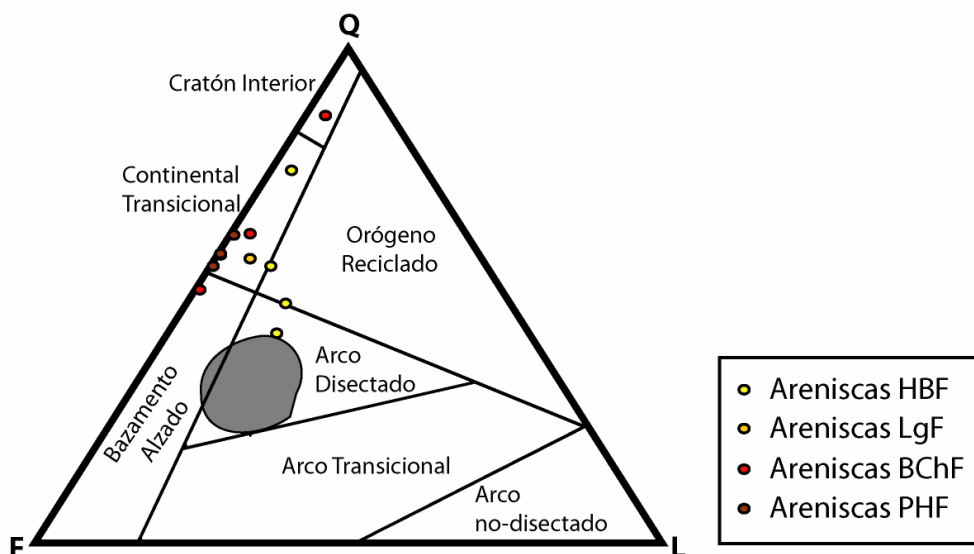


Figura IV.1: Proyección en el espacio Q-F-L (Q: cuarzo total; F: feldspatos; L: líticos totales) de las areniscas del TPG (círculos) y del DYC (área gris). Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983).

En cuanto a concentraciones de elementos mayores, los valores de CIA de las muestras del TPG (52 a 67) son menores que las muestras del DYC (58 a 71) y como se aprecia en la Figura IV.2, las proyecciones de las rocas del DYC tienen una mayor dispersión y una tendencia que se inclina más hacia la proyección de la muscovita. Luego, probablemente las rocas del DYC habrían sido afectadas por un metasomatismo potásico más intenso que las rocas del TPG, lo que se evidencia aún más en las lutitas, por presentar éstas una proporción mayor de arcillas susceptibles a ser transformadas a illita (Fedo et al., 1995). Lo anterior sugiere que las rocas del DYC sufrieron, en la fuente o en el trayecto a la cuenca de depósito, una mayor meteorización, pero aún comparable con la meteorización sufrida por las rocas del TPG.

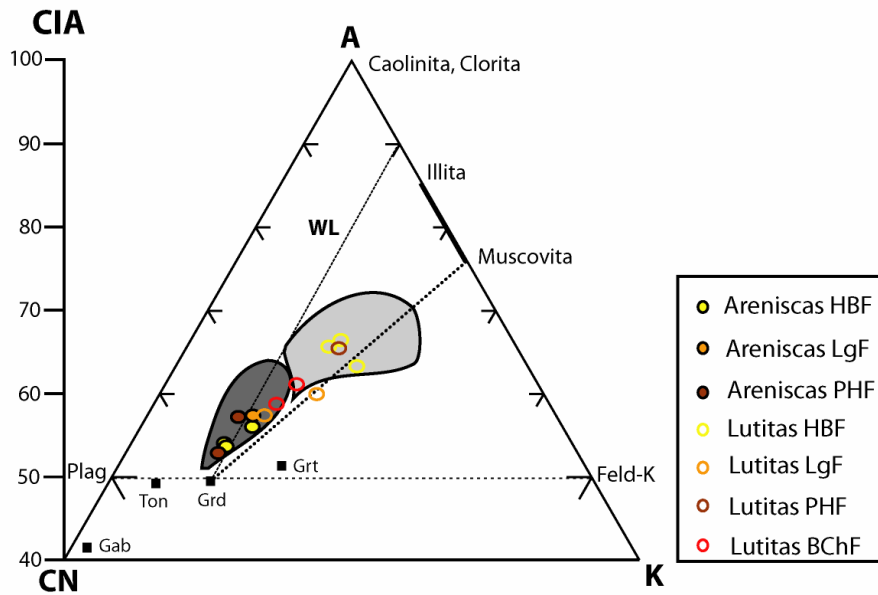


Figura IV.2: Diagrama A-CN-K ( $A=Al_2O_3$ ;  $CN=CaO+Na_2O$ ;  $K=K_2O$ ); WL=Línea de alteración de los feldespatos. Se han proyectado promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976, citado en Lacassie, 2003): Grt, granito; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; Gab, gabro. Círculos rellenos corresponden a muestras del TPG (rellenos a areniscas y vacíos a lutitas). El área gris oscura corresponde a las proyecciones de areniscas del DYC; el área gris clara corresponde a las proyecciones de las lutitas del DYC.

En el diagrama  $SiO_2$  vs.  $K_2O/Na_2O$  (Figura IV.3), se observa que las proyecciones de las areniscas y lutitas del TPG tienden a separarse, siguiendo un patrón análogo al que siguen los pares arenisca-lutita del DYC. No obstante lo anterior, algunas lutitas de DYC se proyectan sobre el campo asociado a margen pasivo, por valores superiores de la razón  $K_2O/Na_2O$ , producto del metasomatismo potásico que han sufrido con más intensidad estas rocas.

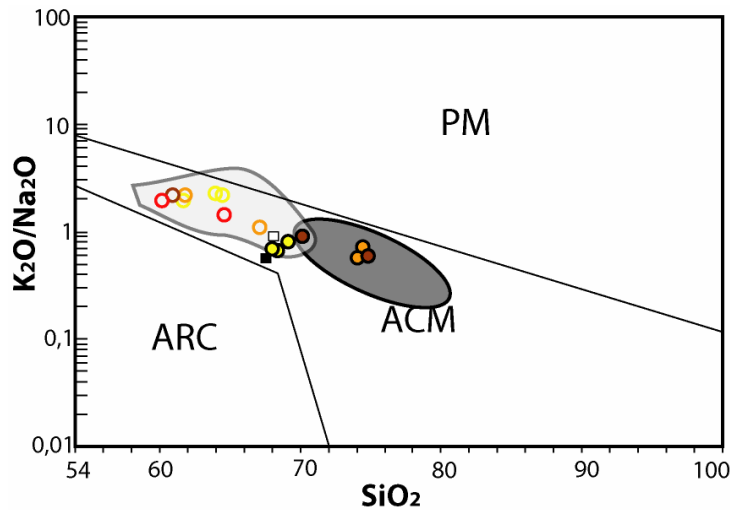


Figura IV.3: Diagrama discriminante de Roser y Korsch (1986). PM, margen pasivo; ACM, margen continental activo; ARC, arco oceánico de islas. Cuadrado blanco: composición promedio de granodioritas del Batolito de Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979, citado en Lacassie, 2003); cuadrado negro: composición promedio de granodioritas del Batolito Patagónico (Lacassie, 2003). Símbolos como en la Figura IV.2.

En el diagrama de Roser y Korsch (1988) (Figura IV.4) se observa algunas diferencias en las proyecciones de las areniscas de ambas sucesiones. Las areniscas del TPG presentan valores más altos de F2 y mayores dispersiones tanto en F1 como en F2, que las de DYC, y las discrepancias más notables ocurren en términos de la función discriminante F2 (Tabla II.1). El análisis de los coeficientes no estandarizados, utilizados por Roser y Korsch (1988) para definir esta función lineal, revela que el “peso” de la relación se asocia principalmente a los óxidos mayores MgO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O, por lo tanto, bajo este parámetro de comparación, se puede concluir que la causa principal de las diferencias entre las areniscas de ambas sucesiones está en las concentraciones mayores de dichos óxidos (promedios de MgO=1,86 y 1,22 wt%; Na<sub>2</sub>O=3,90 y 3,19 wt%; K<sub>2</sub>O=2,62 y 1,88 wt% para el TPG y DYC, respectivamente). Sin embargo, el valor de la razón K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ocupado en la Figura IV.3, es un valor aún más discriminante del tipo de proveniencia y régimen tectónico de areniscas que los valores individuales de estos óxidos (Crook, 1984, citado en Roser y Korsch, 1986; Roser y Korsch, 1986).

En cuanto a las lutitas, hay dispersión en ambas sucesiones, pero las del TPG tienen menores valores de F1 que las del DYC, principalmente, porque las lutitas del TPG tienen mayor contenido de MgO (promedios de 3,09 y 2,34 wt% para el TPG y DYC, respectivamente).

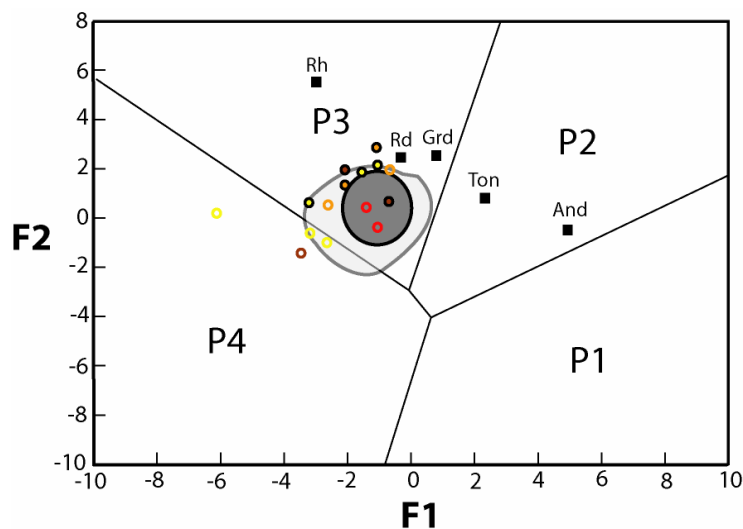


Figura IV.4: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada. A modo de referencia se han proyectado algunos promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976, citado en Lacassie, 2003): Rh, riolita; Rd, riodacita; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; And, andesita. Símbolos como en la Figura IV.2.

En cuanto a los diagramas discriminantes que utilizan elementos trazas, las proyecciones de las rocas del DYC también presentan muchas similitudes con las del TPG. En el diagrama Ni vs. TiO<sub>2</sub> (Figura IV.5) se observa que los pares arenisca-lutitas del TPG presentan el mismo patrón y se proyectan en las mismas zonas que los pares arenisca-lutita del DYC, lo que sugiere que ambas sucesiones tienen fuentes similares composicionalmente.

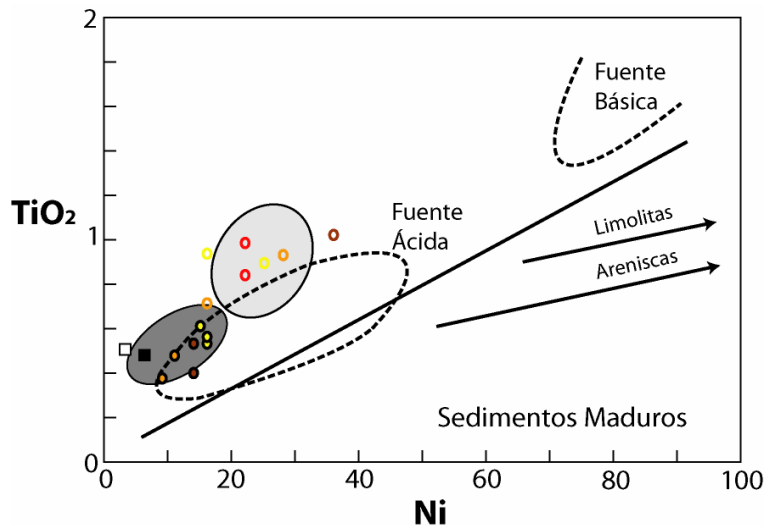


Figura IV.5: Diagrama discriminante Ni vs.  $TiO_2$ . Campos de sedimentos maduros y fuentes ácidas y básicas según Floyd et al. (1989). Los cuadrados corresponden a las proyecciones de la composición promedio de granodioritas: cuadrado negro, Batolito Patagónico (Lacassie, 2003) y cuadrado blanco a Batolito Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979, citado en Lacassie, 2003). Símbolos como en la Figura IV.2.

En el diagrama  $Zr/Sc$  vs.  $Th/Sc$  (Figura IV.6), nuevamente las muestras del TPG presentan un patrón similar y una similar área de proyección que las muestras del DYC. Sin embargo, las rocas del TPG presentan valores de la razón  $Zr/Sc$  ligeramente menores que las rocas del DYC, lo que se asocia a un mayor transporte en las rocas del DYC, o bien, un mayor contenido de circones en su fuente.

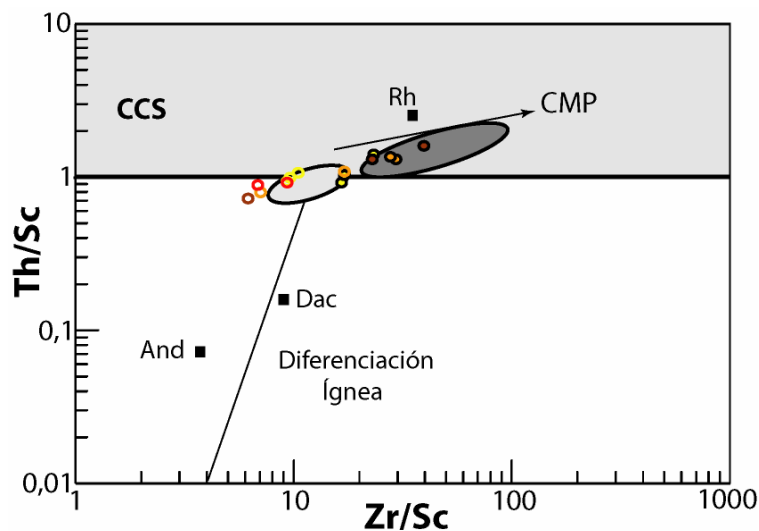


Figura IV.6: Diagrama  $Zr/Sc$  vs.  $Th/Sc$ . Se proyectaron promedios de rocas ígneas, según Le Maitre (1976, citado en Lacassie, 2003): And, andesita; Dac, dacita; Rh, riolita. CCS: área de proyección general de rocas de composición similar a la corteza continental superior; CMP, trayectoria de concentración de minerales pesados por procesos sedimentarios. Símbolos como en la Figura IV.2.

En el diagrama Hf vs.  $La/Th$  (Figura IV.7) se aprecia una gran diferencia en las lutitas de ambas sucesiones. Las lutitas del TPG tienen valores similares de Hf a las respectivas areniscas, en cambio, las

lutitas del DYC presentan menores y más dispersas concentraciones de Hf. Esto se asocia a una mayor concentración de minerales pesados como circones o titanita producto de un mayor transporte sufrido por los sedimentos que constituyeron estas rocas (Figura IV.8).

En el caso de las muestras del TPG, la razón Hf/Zr es más alta en las lutitas que en las areniscas y su vez más alta que las lutitas del DYC, posiblemente por la existencia de materia orgánica con la cual el Hf formó complejos, el cual tendió a concentrarse en las lutitas del TPG.

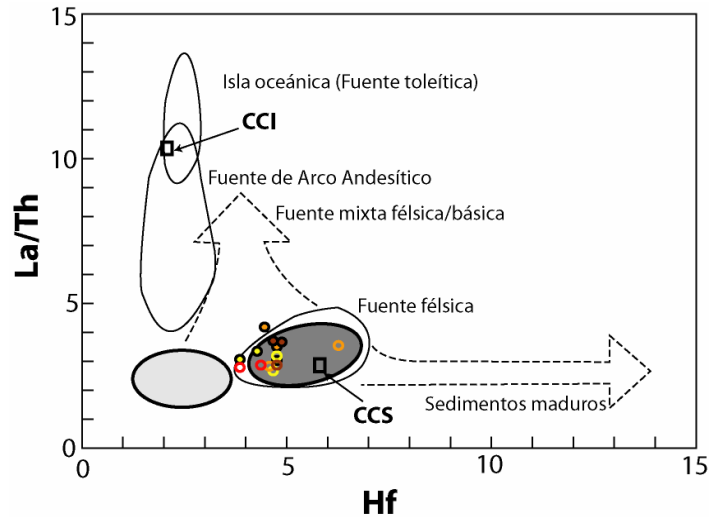


Figura IV.7: Diagrama discriminante Hf vs. La/Th modificado por Gu et al. (2002) a partir del diagrama de Floyd y Leveridge (1987). Los cuadrados blancos son promedios de corteza continental inferior (CCI) y corteza continental superior (CCS). Símbolos como en la Figura IV.2.

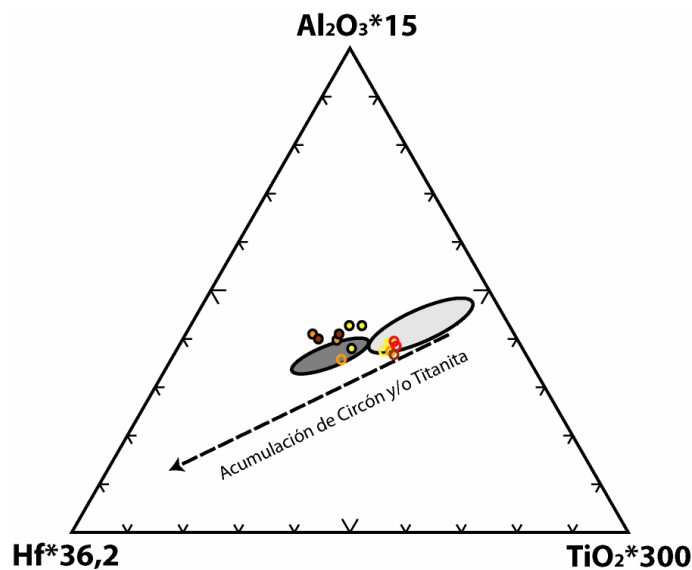


Figura IV.8: Diagrama  $Al_2O_3$ - $TiO_2$ -Hf, modificado por Lacassie (2003) a partir del diagrama de García et al. (1994, citado en Lacassie, 2003). Símbolos como en la Figura IV.2.



En el diagrama La/Sc vs. Co/Th (Figura IV.9) se aprecia que ambas sucesiones presentan los mismos patrones y mismas áreas de proyecciones, las cuales son muy cercanas a las proyecciones de las granodioritas de los batolitos Sierra Nevada y Patagónico.

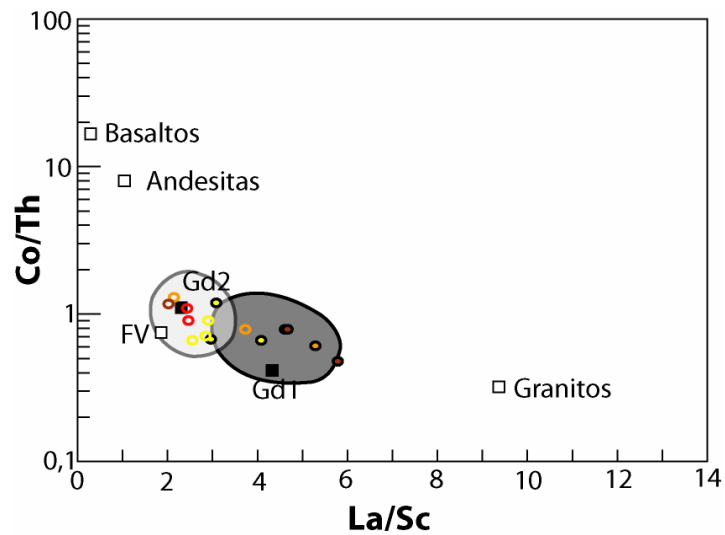


Figura IV.9: Diagrama discriminante La/Sc vs. Co/Th (Gu et al., 2002). Además se proyectaron las composiciones promedio de basaltos, andesitas, rocas volcánicas félsicas (FV), granitos, granodioritas del Batolito Sierra Nevada (Gd1) y granodioritas del Batolito Patagónico (Gd2). Simbología como en la Figura IV.2.

## 2.2 Redes Neuronales Artificiales

El análisis GCS de cada uno de los subsets de datos, elementos mayores, elementos trazas y elementos mayores y trazas dio como resultado una proveniencia del tipo P3 (fuente félsica) para las areniscas del TPG y DYC, siendo concordante con lo obtenido mediante las técnicas convencionales de discriminación de proveniencia sedimentaria.

### 2.2.1 Elementos mayores

Utilizando el subset de elementos mayores, la red GCS asoció las areniscas de ambas sucesiones a una proveniencia del tipo P3, sin embargo las diferenció en dos grupos (Figura III.11):

1. Todas las muestras de la LgF, una muestra de la PHF (PANTI-20) y 4 de las 5 muestras del DYC.
2. Todas las muestras de la HBF, una muestra de la PHF (PANTI-22) y una muestra del DYC.

Se diferencian porque el grupo 1 tiene mayores concentraciones de  $\text{SiO}_2$  y menores de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Esto concuerda con la menor proporción de cuarzo modal en las muestras del HBF y con un mayor contenido de matriz, sobre todo en la muestra PANTI-22 (Anexo A).

En el caso de las lutitas, éstas tienen menores concentraciones de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ , iguales en  $\text{K}_2\text{O}$  y mayores concentraciones de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , concordante con una diferenciación por el fraccionamiento por tamaño de grano.

### 2.2.2 Elementos trazas

Utilizando el subset de elementos trazas, la red GCS asoció las areniscas del TPG a una proveniencia del tipo P3 (fuente félsica), pero las diferenció en tres grupos (Figura III.12):

1. Areniscas analizadas en este estudio.
2. Areniscas del TPG analizadas por Willan (2003), una muestra de VPF y otra de LgF.
3. Areniscas del TPG analizadas por Willan (2003), una muestra de VPF y otra de HBF.

La diferencia fundamental entre estos dos grupos es la mayor concentración de Sr en el grupo 1, aún cuando es difícil la comparación dada la alta dispersión que presentan las muestras analizadas por Willan (2003), tanto en las muestras del TPG como en las del grupo LeMay (con proveniencia del tipo P3 y P4) y Latady Formation (proveniencia P3 y P4).

Por otra parte, las areniscas y lutitas del DYC forman un solo grupo, diferenciándose de todas las otras sucesiones del subset de elementos trazas. La diferencia radica en las concentraciones anómalas de Nb (25-39 ppm), concentración determinada por un ICP-AES, que no es el mejor método para estos fines, por lo que los datos no son muy confiables. Si se compara este grupo con las areniscas del TPG, además de las diferencias notorias en las concentraciones de Nb, las areniscas del DYC tienen menores concentraciones de Ba y Sr (promedios de Ba=714 y 436, Sr=399 y 247 ppm para las areniscas del TPG y DYC, respectivamente), y mayores de Cr y Zr (promedios de Cr=11,7 y 27; Zr=212,3 y 283,8 ppm para las areniscas del TPG y DYC, respectivamente), lo que concuerda con una mayor concentración de feldespatos en las muestras del TPG y un mayor grado de transporte en las muestras del DYC. Por estas razones las areniscas del DYC estarían asociadas a una proveniencia del tipo P3, igual que las areniscas del TPG

En cuanto a las lutitas, éstas tienen mayores concentraciones de Th, Ce, Cr, La, Ni, Sc, Zr, Nb, Y, Zn, que se correlacionan positivamente con el  $Al_2O_3$  (Anexo D), por lo que es esperable tener una mayor concentración de estos elementos en las lutitas.

### **2.2.3 Elementos Mayores y Trazas**

Utilizando el subset de elementos mayores y trazas, la red GCS asoció las areniscas del TPG (analizadas en este estudio) y las del DYC a una proveniencia del tipo P3 (fuente félsica), pero las diferenció en dos grupos (Figura III.13):

1. Arenisca de la LgF (PANTI-18) y 1 muestra del DYC.
2. Areniscas de la HBF, PHF, una de la LgF (PANTI-14) y 4 de las 5 muestras del DYC.

Si bien hay diferencias entre estos nodos, estas son mínimas y muy similares a las encontradas con las otras bases de datos.

Por otra parte, la mayoría de las muestras de Willan (2003) están asociadas a P4 (VPF y LgF), sólo la muestra de HBF se asocia a P3. Las primeras, asociadas a P4, tienen principalmente mayores concentraciones de  $SiO_2$  y Zr y menores concentraciones de  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  y Sr con respecto a las muestras asociadas a P3, lo que se asocia a una concentración de minerales pesados producto del transporte.

En cuanto a las lutitas, tanto las del TPG como las del DYC se asocian a una proveniencia sedimentaria del tipo P4, y se diferencia de las areniscas porque tienen mayores concentraciones de  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , Ba, Ce, La, Nb, Ni, Cr, Th, Y y Zn y menores concentraciones de  $Na_2O$  y Sr, nuevamente afirmando el fraccionamiento por tamaño de grano.

### 3 Consideraciones finales

Además de todas las similitudes geoquímicas descritas anteriormente, los patrones de edades en circones detríticos, de las rocas del TPG y DYC, son muy similares, particularmente con respecto a la población más joven del Pérmico temprano (Hervé et al, 2006), lo que induce a pensar en una fuente común, posiblemente un arco magmático continental.

Por otra parte, la petrografía indica que las rocas del DYC tienen un aporte volcánico mucho mayor que las rocas del TPG, que en cambio son más ricas en fragmentos de cuarzo y feldespatos. Por lo que, si tienen la misma fuente, proponemos que el DYC correspondería a depósitos del arco y sus raíces (arco disectado) y el TPG representaría los depósitos de la erosión las raíces de dicho arco ya exhumadas. Por lo tanto, si esta configuración es correcta, el DYC correspondería a un depocentro móvil, dado su carácter de exótico, relativamente más antiguo que el TPG.

Si se trató de un extenso margen continental activo, entonces, el DYC registró solo una parte de la erosión del arco, por lo que se esperaría encontrar, hacia la base del TPG, algo similar al DYC. Lamentablemente no hay una estratigrafía clara dentro de las formaciones del TPG, ni tampoco se han reportado afloramientos de su base.

Otros autores han propuesto evoluciones análogas. En la sucesión sedimentaria Rakaia (Pérmico-Triásico Tardío), perteneciente al terreno Torlesse (Nueva Zelanda), MacKinnon (1983) realizó un estudio donde dividió la sucesión, basado en zonas fosilíferas, en cinco petrofacies: Pf1 (Permico), Pf2 (Triásico Medio), Pf3 (?Triásico Medio tardío-Triásico Superior temprano), Pf4 (Triásico Tardío) y Pf5 (Jurásico tardío-Cretácico temprano). Las proyecciones en el diagrama Q-F-L de Dickinson et al., (1983), muestran una tendencia clara, donde la cantidad de líticos decrece progresivamente de Pf1 a Pf3 y vuelve a aumentar en Pf4 y Pf5, por otra parte, el cuarzo aumenta de Pf1 a Pf5. MacKinnon (1983) interpreta estos patrones como la progresiva exhumación de un arco volcanomagmático de margen continental, que estuvo activo durante el depósito de Pf1 a Pf3. En cuanto Pf4 y Pf5, decrece la cantidad de líticos volcánicos, pero crece la cantidad de líticos sedimentarios, probablemente derivados del mismo Torlesse, lo que llama "retrabajo canibalístico".

Esta interpretación es similar a la que proponemos para el DYC y TPG, pero con la diferencia de que no se encuentra todo el registro en un mismo lugar.

## V. CONCLUSIONES

En la zona estudiada, las rocas del Grupo Península Trinidad, al igual que las rocas del Complejo Duque de York, corresponden a sucesiones sedimentarias marinas, concordantes con un origen turbidítico.

La composición modal de las areniscas del TPG está dominada por fragmentos de cuarzo y de feldespatos (en similar, pero menor medida). Los fragmentos líticos son escasos y muy difíciles de diferenciar, pero según otros autores en su mayoría son volcánicos de composición intermedia a ácida (Smellie 1987, 1991; Willan, 2003).

Las características texturales sugieren que el sedimento no sufrió mucho transporte, por lo que la cuenca de depósito se habría ubicado cerca de la fuente. No obstante, se observa un fraccionamiento de tamaño de grano, por lo tanto, el sedimento habría alcanzado a experimentar una selección sedimentaria suficiente para producirlo. Debido a esto, se observan diferencias mineralógicas entre lutitas y areniscas reflejados en los distintos diagramas geoquímicos.

Los valores de CIA de las rocas del TPG indicarían que ocurrió un proceso de alteración geoquímica (en la fuente o durante el trayecto del sedimento hacia la cuenca deposicional), pero muy moderado, ya que sólo afectó a las lutitas, las más vulnerables a estos procesos. Sin embargo, los efectos de dicha alteración no habrían producido una remoción sustancial de elementos alcalinos. La poca alteración de las areniscas sugiere que la fuente no fue muy alterada, por lo que debió alzarse rápidamente.

Los resultados del análisis geoquímico sugieren que las rocas del TPG se habrían originado a partir de la erosión de una fuente ígnea común, de composición intermedia a ácida, similar a la de una granodiorita originada en un arco magmático continental, lo que concuerda con un depósito en una cuenca desarrollada en un margen continental activo. Por estas razones es que la composición modal de las areniscas sería compatible con la erosión de las raíces plutónicas de un arco magmático.

Las características de la fuente y régimen tectónico de la cuenca de depósito de las rocas del TPG coinciden con las del DYK, lo que sumado a similitudes geocronológicas, inducen a pensar en una fuente común, posiblemente un mismo arco magmático ubicado en un margen continental activo, donde el DYK sería un depocentro relativamente más antiguo que el depocentro asociado al TPG.

# REFERENCIAS

- Aitkenhead, N. 1975. The geology of the Duse Bay-Larsen Intel area, northeast Graham Land (with particular reference to the Trinity Peninsula Series). *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 51: 1-62.
- Alarcón, B.; Ambrus, J.; Olcay, L. ; Vieira, C. 1976. Geología del Estrecho de Gerlache entre los paralelos 64° y 65° lat. Sur, Antártica Chilena. *Serie Científica del Instituto Antártico Chileno*, 4(1): 7-51.
- Balhbarg, H. 1998. The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentine Puna. *En The Proto-Andean Margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editores). *Geological Society of London Special Publication*, 142: 127-142.
- Bathia, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. *Journal of Geology*, 91: 611-627.
- Bathia, M.R.; Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.
- Birkenmajer, K. 1992a. Trinity Peninsula Group (Permo-Triassic) at Paradise Harbour, Antarctic Peninsula. *Studia Geologica Polonica*, 101: 7-25.
- Birkenmajer, K. 1993a. Jurassic terrestrial clastics (Mount Flora Formation) at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, 41(1): 23-38.
- Birkenmajer, K. 1993b. Geology of late Mesozoic magmatic rocks at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, 41(1): 49-62.
- Birkenmajer, K. 1997. Polyphase tectonic deformation of the Trinity Peninsula Group (?Upper Permian-Triassic) at Paradise Harbour, Danco Coast (Antarctic Peninsula). *Studia Geologica Polonica*, 110: 47-59.
- Birkenmajer, K.; Doktor, M.; Swierczewska, A. 1997. A turbidite sedimentary log of the Trinity Peninsula Group (?Upper Permian-Triassic) at Paradise Harbour, Danco Coast (Antarctic Peninsula): sedimentology and petrology. *Studia Geologica Polonica*, 110: 61-90.
- British Antarctic Survey. 1979. Mapa geológico del Norte de Graham Land e Islas Shetland del Sur. Serie BAS 500 G, Hoja 2, Edición 1. Esc.1:500.000.
- Cawood, P.; Landis, C.; Nemchin, A.; Hada, S. 2002. Permian fragmentation, accretion and subsequent translation of a low-latitude Tethyan seamount to the high-latitude east Gondwana margin: evidence from detrital zircon age data. *Geological Magazine*, 139(2): 131-144.
- Calderón, M.; Hervé, F.; Cordani, U.; Massonne, H.-J. 2007. Crust-mantle interactions and generation of silicic melts: insights from the Sarmiento Complex, southern Patagonian Andes. *Revista Geológica de Chile*, 34(2): 249-275.
- Crook, K.A.W.; Taylor, G.R.; Bolton, B.R. 1984. Geochemistry of indurated and unconsolidated sediments from the seafloor of the Solomon Islands and Woodlark Basin. *CCOP/SOPAC Technical Report*, 34: 275-312.
- Dalziel, I.W.D. 1982. The early (pre-Middle Jurassic) history of the Scotia arc region: a review and progress report. *En Antarctic Geoscience* (Craddock, C.; editor). Univ. Wisconsin Press, Madison, 111-126.
- Dalziel, I.W.D. 1984. Tectonic evolution of a forearc terrane, southern Scotia Ridge, Antarctica. *Geological Society of America Special Paper*, 200: 1-32.
- Dalziel, I.W.D.; Elliot, D.H. 1971. Evolution of the Scotia Arc. *Nature*, 233: 246-252.
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.

- Dickinson, W.R.; Suczec, C.A. 1979. Plate tectonic and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 63: 2164-2182.
- Dickinson, W.R.; Beard, L.S.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A.; Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Douglass, R.C.; Nestell, M.K. 1976. Late Paleozoic foraminifera from southern Chile. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 858: 49.
- Duncan, R.A.; Hargraves, R.B. 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle, reference frame. *En The Caribbean-South American Plate Boundary and regional Tectonics* (Bonini, W.E.; Hargraves, R.B.; Shagan, R.; editores). *Geological Society of America Memoir*, 162: 81-93.
- Elliot, D.H. 1966. Geology of the Nordenskjöld Coast and a comparison with north-west Trinity Peninsula, Graham Land. *British Antarctic Survey Bulletin*, 10: 1-43.
- Elliot, D.H.; Gracanic, T.M. 1983. Conglomeratic strata of Mesozoic age at Hope Bay and Joinville Island, Northern Antarctic Peninsula. *En Antarctic Earth Science* (Oliver, R.L.; James, P.R.; Jago, J.B.; editores). *Australian Academy of Sciences, Canberra*, 303-307.
- Farquharson, G.W. 1984. Late Mesozoic, non-marine conglomeratic sequences of northern Antarctic Peninsula (The Botany Bay Group). *British Antarctic Survey Bulletin*, 65: 1-32.
- Faúndez V.; Hervé, F. 2000. Análisis de proveniencia de las rocas sedimentarias del Complejo Duque de York, Región de Magallanes, Chile. *En IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, 2: 722-726.
- Faúndez, V.; Hervé, F.; Lacassie, J.P. 2002. Provenance and depositional setting of pre-Late Jurassic turbidite complexes in Patagonia, Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 45(4): 411-425.
- Fedo, C.M.; Nesbitt, H.W.; Young, G.M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Feng, F.; Kerrick, R. 1990. Geochemistry of the fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 1061-1081.
- Floyd, P.A.; Leveridge, B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London*, 144: 531-542.
- Floyd, P.A.; Winchester, J.A.; Park, R.G. 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N. W. Scotland. *Precambrian Research*, 45: 203-214.
- Floyd, P.A.; Shail, R.; Leveridge, B.E.; Franke, W. 1991. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. *En Developments in Sedimentary Provenance Studies* (Morton, A.C.; Todd, S.P.; Haughton, P.D.W.; editores.). *Geological Society Special Publication*, 57: 173-188.
- Forsythe, R.D.; Mpodozis, C. 1983. Geología del Basamento pre-Jurásico Superior en el Archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín* 39: 1-63.
- Fritzke, B. 1996. Growing Self-organising Networks - Why? *En European Symposium on Artificial Neural Networks* (Verleysen, M.; editor), Bruselas. 61-72.
- Ghidella M.E.; Yáñez G.; LaBrecque J.L. 2002. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the Western Weddell sea. *Tectonophysics*, 347, Issue 1-3, 65-86.
- Greenwood y Earnshaw. 1998. Chemistry of the Elements, Segunda Edición. School of Chemistry, University of Leeds, U.K. , Reed Educational and Professional Publishing, cap. 12: 954-966.
- Gu, X.X.; Liu, J.M.; Zheng, M.H.; Tang, J.X.; Qi, L. 2002. Provenance and Tectonic Setting of the Proterozoic Turbidites in Hunan, South China: Geochemical Evidence. *Journal of Sedimentary Research*, 72(3): 393-407.

- Halpern, M. 1965. The Geology of the General Bernardo O'Higgins area, Northwest Antarctic Peninsula. *En* Geology and Paleontology of the Antarctic (Hadley, J.B.; editor). American Geophysical Union, Geophysical Monograph 6, 177-210
- Haughton, P.D.W.; Todd, S.P.; y Morton, A.C. 1991. Sedimentary provenance studies. *En* Developments in Sedimentary Provenance Studies (Morton, A.C.; Todd, S.P.; Haughton, P.D.W.; editores). Geological Society Special Publication, 57: 1-12.
- Hervé, F.; Fanning, M.; Bradshaw, J.; Bradshaw, M.; Lacassie, J.P. 1999a. Late Permian SHRIMP U-Pb detrital zircon ages constrain the age of accretion of oceanic basalts to the Gondwana margin at the Madre de Dios archipelago, southern Chile. *En* 4th International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen. Resúmenes expandidos, 327-328.
- Hervé, F.; Fanning, C.M. 2003. Early Cretaceous subduction of continental crust at the Diego de Almagro archipelago, southern Chile. *Episodes*, 26(4): 285-289.
- Hervé, F.; Miller, H.; y Pimpirev, C. 2006. Patagonia–Antarctica connections before Gondwana break-up. *En* Antarctica: Contribution to global earth sciences (Fütterer D.K.; Damaske D.; Kleinschmidt G.; Miller H.; Tessensohn F.; editores.). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 217-228.
- Hervé, F.; Pankhurst, R.J.; Fanning, C.M.; Calderón, M.; Yaxley, G.M. 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on plate margin. *Lithos*, 97: 373-394.
- Hyden, G.; Tanner, P.W.G. 1981. Late Paleozoic-Early Mesozoic fore-arc basin sedimentary rocks at the Pacific margin in Western Antarctica. *Geologische Rundschau*, 70: 529-541.
- Ingersoll, R.V.; Bullard, T.F.; Ford, R.D.; Grimm, J.P.; Pickle, J.D. 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point counting method. *Journal of Sedimentology Petrology*, 54: 103-116.
- Jokat, W.; Boebel, T.; König, M.; Meyer, U. 2003. Timing and geometry of early Gondwana breakup. *Journal of Geophysical Research* 108(B9): 1-15.
- Kelm, U.; Hervé, F. 1994. Illite crystallinity of metapelites from the Trinity Peninsula Group. Lesser Antarctica: some implications for provenance and metamorphism. *Serie Científica Instituto Antártico Chileno*, 44: 9-16.
- Kraus, S. 2007. A hitherto unknown occurrence of crystalline basement cobbles at Paradise Bay, Antarctic Peninsula. *En* International Geological Congress on the southern hemisphere, Santiago de Chile. Resúmenes, 53.
- Lacassie, J.P. 2003. Estudio de la proveniencia sedimentaria de los complejos metamórficos de los Andes Patagónicos (46°-51° Lat. S) mediante la aplicación de redes neuronales e isótopos estables. Tesis (Doctor en Ciencias, mención Geología). Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 204 p.
- Lacassie, J.P.; Roser, B.; Ruiz Del Solar, J.; Herve, F. 2004. Discovering geochemical patterns using self-organizing neural networks: a new perspective for sedimentary provenance análisis. *Sedimentary Geology*, 165: 175-191.
- Lacassie, J.P.; Roser, B.; Hervé, F. 2006. Sedimentary provenance study of the post-Early Permian to pre-Early Cretaceous metasedimentary Duque de York Colmes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 33(2): 199-219.
- Lawver, L.A.; Dalziel, I.W.D.; Gahagan, L.M. 1998. A tight fit Early Mesozoic Gondwana, a plate reconstruction perspective. *Memoirs of the National Institute for Polar Research, Special issue*, 53: 214 -229.
- Leat, P.T.; Scarrow, J.H.; Millar, I.L. 1995. On the Antarctic Peninsula batholith. *Geological Magazine*, 132(4): 399-412.
- Ling, H.Y.; Forsythe, R.D.; Douglass, C.R. 1985. Late Paleozoic microfaunas from Southernmost Chile and their relation to Gondwanaland forearc development. *Geology*, 13: 357-360.
- Loske, W.; Miller, H.; Milne, A.; y Hervé, F. 1990. U-Pb zircon ages of xenoliths from Cape Dubouzet, northern Antarctic Peninsula. *Zentralblatt für Paläontologie*, 1: 87-95.
- Loske, W.; Miller, H. 1991a. U-Pb and Rb-Sr geochronology on conglomerate boulders from View Point, Graham Land, Antarctic Peninsula. *En* 6th international Symposium on Antarctic Earth Science, Japan. National Institute of Polar Research, Resúmenes, 369-373.
- Loske, W.; Miller, H. 1991b. Rb-Sr and U-Pb geochronology of basement xenoliths at Cape Dubouzet, Antarctic Peninsula. *En* 6th International Symposium on Antarctic Earth Sciences: Japan, National Institute of Polar Research, Resúmenes, 374-379.



- Loske, W.; Hervé, F.; Miller, H.; Pankhurst, R.J. 1997. Rb-Sr and U-Pb Studies of the Pre-Andean and Magmatism in the Horseshoe Island Area, Marguerite Bay (Antarctic Peninsula). *En The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C.A.; editor). Terra Antarctica Publication. 353-360.
- MacKinnon, T.C. 1983. Origin of the Torlesse terrane and coeval rocks, South Island, new Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 625-634.
- Maniar, P.D.; Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- McLennan, S.M.; McCulloch, M.T.; Taylor, S.R.; Maynard, J.B. 1989. Effects of sedimentary sorting on Nd-isotopes in deep-sea turbidites. *Nature*, 337: 547-549.
- McLennan, S.M.; Taylor, S.R.; McCulloch, M.T.; Maynard, J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonics associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015-2050.
- McLennan, S.M. 1993. Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, 101: 295-303.
- McLennan, S.M.; Hemming, S.; McDaniel, D.K.; Hanson, G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *En Processes controlling the composition of clastic sediments* (Johnson, M.J.; Basu, A.; editores.). *Geological Society of America Special Papers*, 285: 21-40.
- Millar, I.L.; Pankhurst, R.J.; Fanning, C.M. 1999. U-Pb circon evidence for the nature of the basement, *En 8th international Symposium on Antarctic Earth Sciences* (Skinner, D.N.B.; editor), Wellington, Victoria University of Wellington. Resúmenes, 210.
- Millar, I.L.; Pankhurst, R.J.; Fanning, C.M. 2002. Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana margin. *Journal of Geological Society of London*, 159: 145-157.
- Miller, H. 1983. The position of Antarctica within Gondwana in the light of Palaeozoic orogenic development. *En Antarctic Earth Science* (Oliver, R.L.; James, P.R.; Jago, J.B.; editores). *Australian Academy of Sciences, Canberra*, 579-581.
- Montes, M.; Martín-Serrano, A.; Nozal, F.; del Valle, R. 2005. Geología de la Costa austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). *Geogaceta*, 38: 91-94.
- Murphy, J.B. 2000. Tectonic influence on sedimentation along the southern flank of the late Paleozoic Magdalen basin in Canadian Appalachians: Geochemical and isotopic constraints on the Horton Group in the St. Mary basin, Nova Scotia. *Geological Society of America Bulletin*, 112(7): 997-1011.
- Nesbitt, H.W.; Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 199: 715-717.
- Nesbitt, H.W.; Young, G.M. 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *Journal of Geology*, 97(2): 129-147.
- Paciullo, F.V.; Ribeiro, A.; Andreis, R.R.; Trouw, R.A. 2002. Facies association in the ? Permian-Triassic Hope Bay Formation, Antarctic Peninsula. *Antarctica at the close Millennium*. *Royal Society of New Zealand Bulletin*, 35: 175-183.
- Pankhurst, R.J. 1983. Rb-Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula. *En Antarctic Earth Science* (Oliver, R.L.; James, P.R.; Jago, J.B.; editores). *Cambridge University Press*, 367-371.
- Rapalini, A.; Hervé, F.; Ramos, V.; Singer, S. 2001. Paleomagnetic evidence for a very large counterclockwise rotation of the Madre de Dios Archipelago, southern Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 184(2): 471-487.
- Roser, B.P.; Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstones-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94(5): 635-650.
- Roser, B.P.; Korsch, R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119-139.
- Sánchez, J.L., y Centeno, E. 2000. Técnicas y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos del grano fino: Procedencia y Tectónica. Página web del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://www.geologia.unam.mx/academia/temas/Procedencia/Procedencia.html> [consulta: Diciembre, 2007].

- Sanchez, A. 2006. Proveniencia sedimentaria de estratos de Cabo Nariz y formación Cerro Toro, cretácico tardío-paleoceno, Magallanes, Chile. Tesis (Magíster en Ciencias, mención Geología), Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 111 p.
- Sepúlveda, F.A.; Hervé, F.; Calderón, M.; Lacassie, J.P. 2008. Petrological and geochemical characteristics of metamorphic and igneous units from the allochthonous Madre de Dios Terrane, Southern Chile. *Gondwana research*, 13, Issue 2: 238-249.
- Smellie, J.L. 1987. Sandstone detrital modes and basinal setting of the Trinity Peninsula Group, northern Graham Land, Antarctic Peninsula: A preliminary survey. *En Gondwana VI: Structure, Tectonics and Geophysics* (McKenzie, G.D.; editor). American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 40: 199-207.
- Smellie, J.L. 1991. Stratigraphy, provenance and tectonic setting of (?)Late Palaeozoic-Triassic sedimentary sequences in northern Graham Land and South Scotia Ridge. *En Geological Evolution of Antarctica* (Thomson, M.R.A.; Crame, J.A.; Thomson, J.W.; editores). Cambridge University Press. 411-417.
- Smellie, J.L.; Millar, I.L. 1995. New K-Ar isotopic ages of schists from Nordenskjöld Coast, Antarctic Peninsula: oldest part of the Trinity Peninsula Group?. *Antarctic Science*, 7: 191-196.
- Smellie, J.L.; Roberts, B.; Hiron, S.R. 1996. Very low- an low-grade metamorphism in the Trinity Peninsula Group (Permo-Triassic) of northern Graham Land, Antarctic Peninsula. *Geological Magazine*, 133(5): 583-594.
- Storey, B.C.; Garrett, S.W. 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension. *Geological Magazine*, 122(1): 5-14.
- Suarez, M. 1976. Plate tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to southern Andes. *Geology*, 4: 211-214.
- Taylor, S.R.; McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell (Oxford), 312.
- Thomson, M.R.A. 1975a. First marine Triassic fauna from the Antarctic Peninsula. *Nature*, 257: 577-578.
- Thomson, M.R.A. 1975b. New palaeontological and lithological observations on the Lepoupil Formation, north-west Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 41/42: 169-185.
- Thomson, M.R.A.; y Pankhurst, R.J. 1983. Age of post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region. *En Antarctic Herat Science* (Oliver, R.L.; James, P.R.; Jago, J.B.; editores). Australian Academy of Science, Canberra, 289-294.
- Thomson, S.N.; Hervé, F. 2002. New time constrains for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista Geológica de Chile*, 29(2): 255-271.
- Trouw, R.A.J.; Pankhurst, R.J.; Ribeiro, A., 1997. On the relation between the Scotia Metamorphic Complex and the Trinity Peninsula Group, Antarctic Peninsula. *En The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C.A.; editor). Terra Antarctica Publication, Siena, 383-389.
- Valloni, R.; Mezzadri, G. 1984. Compositional suites of terrigenous deep-sea sands of the present continental margins. *Sedimentology*, 31: 353-364.
- Van der Plas, L.; Tobi, A.C. 1965. A chart for judging the reliability of points counting results. *American Journal of Science*, 263: 87-90.
- Vaughan, A.P.M.; Storey, B.C. 2000. The eastern Palmer Land shear zone: a new terrane accretion model for the Mesozoic development of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 1243-1256.
- Vaughan, A.P.M.; Kelley, S.P.; Storey, B.C. 2002a. Mid-Cretaceous ductile deformation on the Eastern Palmer Land Shear zone, Antarctica, and implications for timing of Mesozoic terrane collision. *Geological Magazine*, 139: 465-471.
- Vaughan, A.P.M.; Pankhurst, R.J.; Fanning, C.M. 2002b. A mid-Cretaceous age for the Palmer Land event, Antarctic Peninsula: Implications for terrane accretion timing and Gondwana palaeolatitudes. *Journal of the Geological Society of London*, 159: 113-116.


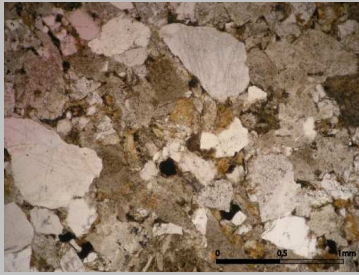
Wandres, A.M.; Bradshaw, J.D.; Weaver, S.; Maas, R.; Ireland, T.; Eby, N. 2004b. Provenance of the sedimentary Pakaia sub-terrane, South Island, New Zealand: The use of igneous clast compositions to define the source. *Sedimentary Geology*, 168: 193-226.

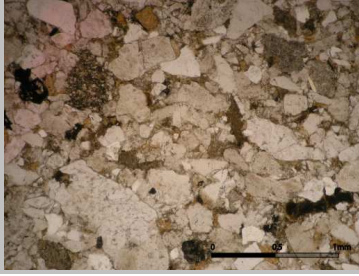
Willan, R.C.R. 2003. Provenance of triassic-cretaceous sandstones in the Antarctic Peninsula: Implications for terrane models during Gondwana breakup. *Journal of Sedimentary Research*, 73(6): 1062-1077.

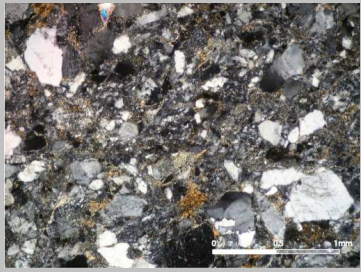
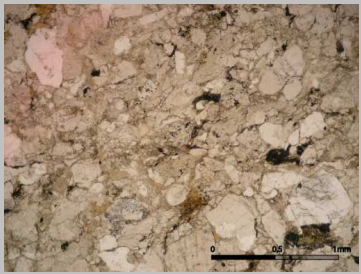
# ANEXOS

## Anexo A: Descripción petrográfica de cortes transparentes

<b>Muestra: PANTI-03</b>	Arenisca Arcósica	
<b>Formación:</b>	HBF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena media a gruesa, selección moderada a buena, granos angulosos y de baja esfericidad.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (5%)	Muy oxidada, de color rojizo. De arcillas y biotitas.
	Cuarzo: (42%)	Granos mono y policristalinos, tamaño: 0,2 a 0,5 mm. Algunos con extinción ondulosa.
	Feldespatos: (40%)	<i>Plagioclasa</i> : granos fracturados, con macla polisintética, tamaño: 0,2 a 0,4 mm., muy alteradas a sericita y arcillas. <i>Feldespato potásico</i> : granos fracturados, tamaño: 0,3 a 0,5 mm, muy alterados a sericita.
	Líticos: (18%)	Líticos volcánicos y sedimentarios muy alterados a arcillas y sericita, tamaño: 0,3 a 0,5 mm, algunos alargados (hasta 2 mm) y subredondeados, también hay líticos de cuarzo policristalino, tamaño: 0,4 mm.
	Otros:	Circones (0.1 mm), granate, biotita, minerales opacos, esfeno, calcita.

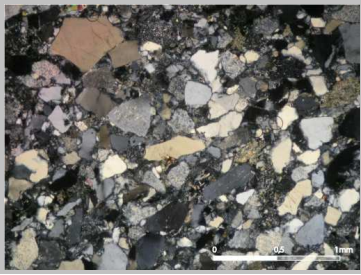
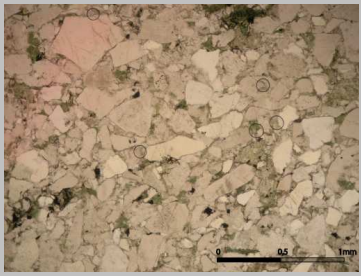
<b>Muestra: PANTI-04</b>	Arenisca Arcósica	
<b>Formación:</b>	HBF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena media a gruesa, selección moderada a buena, granos angulosos y de baja esfericidad.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (5%)	Muy oxidada, de color rojizo. De arcillas y biotitas.
	Cuarzo: (48%)	Granos monocristalinos, tamaño: 0,2 a 0,6 mm. Algunos con extinción ondulosa.
	Feldespatos: (35%)	<i>Plagioclasa</i> : granos fracturados, con macla polisintética, tamaño: 0,2 a 0,7 mm. Alteradas a arcillas y sericita. <i>Feldespato potásico</i> : granos fragmentados, tamaño: 0,2 a 0,5 mm., muy alterados a arcillas y sericita.
	Líticos: (16%)	Líticos sedimentarios y volcánicos muy alterados a arcillas (smectita), tamaño: 0,5 a 1,5 mm.
	Otros:	Biotita, granate, minerales opacos.

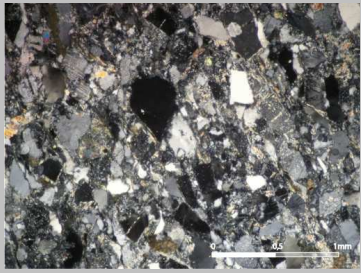
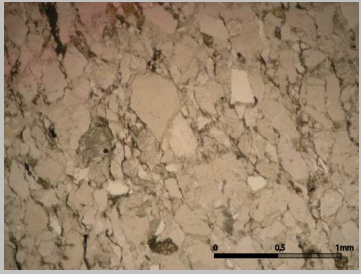
<b>Muestra: PANTI-06</b>	Arenisca Arcósica	
<b>Formación:</b>	HBF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena media a gruesa, selección buena, granos angulosos y de baja esfericidad.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (5%)	Muy oxidada, de color rojizo. De arcillas y biotitas.
	Cuarzo: (56%)	Granos monocristalino, tamaño: 0,2 a 0,8 (0,35 mm. el promedio), algunos con extinción ondulosa y recristalizados.
	Feldespatos: (34%)	<i>Plagioclasa</i> : granos fracturados, con macla polisintética, tamaño: 0,2 a 0,5 mm., muy alteradas a sericita. <i>Feldespato potásico</i> : granos fracturados, tamaño: 0,3 a 0,5 mm., muy alterados a sericita.
	Líticos: (10%)	Líticos en general muy alterados a sericita, biotita, arcillas.
	Otros:	Circones, granate, biotita, muscovita, minerales opacos.

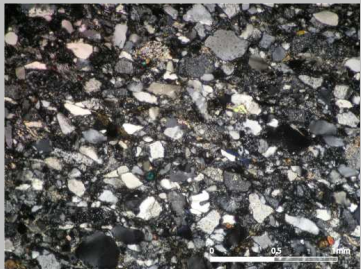
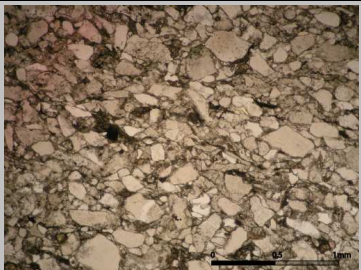
<b>Muestra: PANTI-10</b>	Subarcosa	
<b>Formación:</b>	HBF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena fina a media, selección moderada, granos angulosos y de baja esfericidad.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (6%)	Muy oxidada, de color rojizo. De arcillas y biotitas.
	Cuarzo: (75%)	Granos monocristalinos, tamaño: 0,1 a 0,7 mm, algunos con extinción ondulosa y recristalizados.
	Feldespatos: (21%)	<i>Plagioclasa</i> : granos fracturados, con macla polisintética, tamaño: 0,2 a 0,4 mm., alterados a sericita. <i>Feldespato potásico</i> : granos fracturados, tamaño: 0,2 a 0,4 mm Muy alterados a sericita.
	Líticos: (4%)	Líticos muy alterados a sericita y arcillas (smectita), posiblemente volcánicos.
	Otros:	Circones, granate, minerales opacos, biotita.
<b>Observaciones:</b>	Vetillas de sericita (0,025 mm de ancho).	

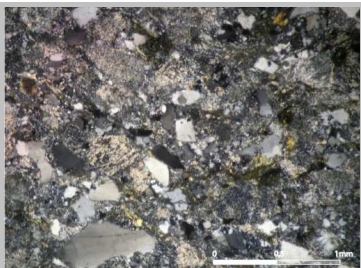
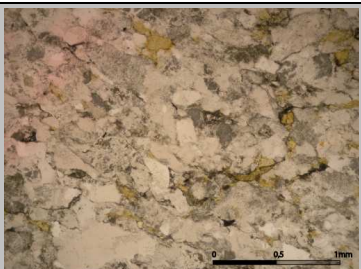
<b>Muestra: PANTI-14</b>	Arenisca Arcósica	
<b>Formación:</b>	LgF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena media, selección buena, granos angulosos y de baja esfericidad.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (4%)	Alterada a clorita.
	Cuarzo: (58%)	Granos monocristalinos, tamaño: 0,3 a 0,5 mm., algunos con extinción ondulosa.
	Feldespatos: (41%)	<i>Plagioclasa</i> : Granos fracturados, con macla polisintética, tamaño: 0,2 a 0,5 mm., muy alteradas a sericita. <i>Feldespato potásico</i> : granos fracturados, tamaño: 0,2 a 0,4 mm., alterados a sericita.
	Líticos: (1%)	Líticos de 0,3 mm. Aproximadamente, muy alterados a arcillas (smectita).
	Otros:	Circones, calcita, minerales opacos tabulares, granate, mica blanca, clorita.
<b>Observaciones:</b>	Vetillas de epidota y sericita. (0,5 mm de ancho).	



<b>Muestra: PANTI-18</b>	Arenisca Arcósica	
<b>Formación:</b>	LgF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena fina a media, selección moderada a buena, granos muy angulosos y de baja esfericidad.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (4%)	Alterada clorita.
	Cuarzo: (58%)	Granos monocristalinos, tamaño: 0,1 a 0,4 mm., algunos con extinción ondulosa.
	Feldespatos: (37%)	<i>Plagioclasa</i> : granos fracturados, con macla polisintética, tamaño: 0,2 a 0,4 mm., alterada a sericita. <i>Feldespato potásico</i> : granos fracturados, tamaño: 0,3 a 0,4 mm., alterados a Sericita.
	Líticos: (5%)	Líticos de 0,3 mm aproximadamente, muy alterados a arcillas (smectita) y sericita.
	Otros:	Granate, clorita, epidota, mica blanca, biotita, circones, esfeno.
<b>Observaciones:</b>	Vetillas de epidota y sericita (1 mm de ancho).	

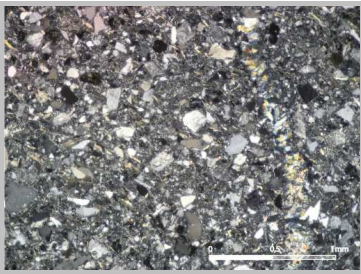
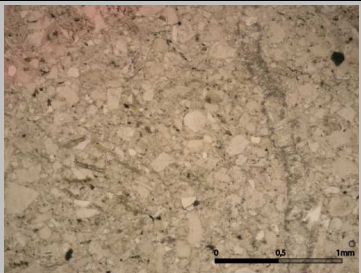
<b>Muestra: PANTI-24</b>	Arenisca Arcósica	
<b>Formación:</b>	BChF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena media a gruesa, selección moderada a buena, granos angulosos y de baja esfericidad.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (5%)	De color negro. De arcillas (Smectita).
	Cuarzo: (63%)	Granos angulosos, recristalizados, tamaño: 0,2 a 0,5 mm., con extinción ondulosa.
	Feldespatos: (34%)	<i>Plagioclasa</i> : granos fracturados, con macla polisintética, tamaño: 0,2 a 0,5 mm., alterado a sericita y arcillas. <i>Feldespato potásico</i> : granos anguloso, se reconocen algunas microclimas (macla de tartan), fracturados, tamaño 0,3 mm., muy alterado a sericita.
	Líticos: (3%)	Pocos, volcánicos y de cuarzo policristalino con sericita, angulosos.
	Otros:	Clorita, mica blanca, calcita, epidota, granate.
<b>Observaciones:</b>	Vetillas de calcita de 1,5 mm. de ancho aproximado que corta a vetillas de epidota y muscovita (0,5 mm. de ancho), también pequeñas vetillas de sericita (0,025 mm. de ancho)	

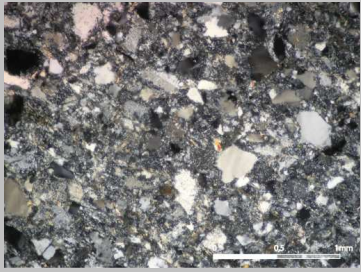
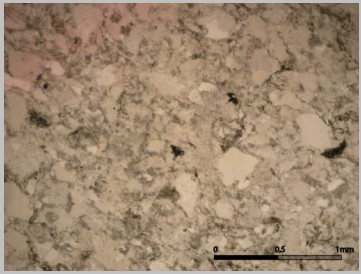
<b>Muestra: PANTI-26</b>	Arenisca Arcósica	
<b>Formación:</b>	BChF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena media, selección buena, granos angulosos y de baja esfericidad.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (5%)	De color negro. De arcillas (Smectita).
	Cuarzo: (51%)	Granos monocristalinos, con extinción ondulosa, tamaño: 0,1 a 0,4 mm.
	Feldespatos: (48%)	<i>Plagioclasa</i> : granos fracturados, con macla polisintética, tamaño: 0,2 a 0,3 mm., alterada a sericita. <i>Feldespato potásico</i> : granos anguloso, tamaño: 0,2 a 0,4 mm., muy alterado a sericita y arcillas.
	Líticos: (1%)	Muy alterados a arcillas y sericita.
	Otros:	Circones, biotita, mica blanca, minerales opacos, granate, clorita alterando minerales, esfeno.
<b>Observaciones:</b>	Vetillas de epidota (0,3 mm. de ancho).	

<b>Muestra: PANTI-28</b>	Subarcosa	
<b>Formación:</b>	BChF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena media, selección moderada, granos angulosos y de baja esfericidad con bordes poco definidos.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (12%)	Alterada a sericita y arcillas (smectita).
	Cuarzo: (86%)	Granos angulosos, con extinción ondulosa, tamaño entre 0,1 a 0,5 mm. Recristalizado.
	Feldespatos: (11%)	<i>Plagioclasa</i> : granos fracturados, tamaño entre 0,2 a 0,5 mm, con macla polisintética y muy alteradas a sericita y arcillas. <i>Feldespato potásico</i> : granos angulosos, tamaño: 0,2 a 0,5 mm, muy alterados a sericita y arcillas. Hay algunas microclinas (macla.enrejado).
	Líticos: (3%)	Muy alterados a arcillas (smectita) y a sericita.
	Otros:	Esfeno, circones, mica blanca, biotita, epidota, clorita, granate, minerales opacos.
<b>Observaciones:</b>	Muestra muy alterada y recristalizada con vetillas de cuarzo (0,1 mm de ancho y también de 1 mm de ancho) que corta a vetilla de sericita y arcillas de 0,1 mm de ancho.	



<b>Muestra: PANTI-20</b>	Arenisca Arcósica	
<b>Formación:</b>	PHF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena fina, selección buena a muy buena, granos angulosos y de baja esfericidad.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (3%)	Alterada a arcillas.
	Cuarzo: (62%)	Granos monocristalinos, tamaño: 0,1 a 0,4 mm., algunos con extinción ondulosa.
	Feldespatos: (37%)	<i>Plagioclasa</i> : granos fracturados, con macla polisintética, tamaño: 0,1 a 0,35 mm., alteradas a sericita y arcillas (smectita). <i>Feldespato potásico</i> : granos fracturados, tamaño: 0,1 a 0,4 mm., alterados a sericita y arcillas.
	Líticos: (1%)	De cuarzo policristalino, tamaño: 0,1 a 0,3 mm., algunos con sericita. Líticos volcánicos de 1 a 2 mm. Alterados a arcillas (smectita).
	Otros:	Circones, clorita, biotita, mica blanca, epidota, minerales opacos, granate, calcita.
<b>Observaciones:</b>	Hay pequeñas vetillas de sericita, epidota (0,05 mm. de ancho y no más de 2 mm. de largo).	

<b>Muestra: PANTI-22</b>	Arenisca Arcósica	
<b>Formación:</b>	FHF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena muy fina a fina, selección moderada, granos angulosos y de baja esfericidad.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (10%)	Alterada a arcillas.
	Cuarzo: (58%)	Granos monocristalinos, tamaño: 0,1 a 0,2 mm, algunos con extinción ondulosa.
	Feldespatos: (41%)	<i>Plagioclasa</i> : granos muy fracturados, con macla polisintética, tamaño: 0,05 a 0,1 mm, alteradas a sericita. <i>Feldespato potásico</i> : granos fracturados, tamaño: 0,1 a 0,2, muy alterado a sericita.
	Líticos: (1%)	Líticos de 0,1 a 0,2 mm, de cuarzo policristalino, con micas.
	Otros:	Circones (0,025 mm), mica blanca, biotita, minerales opacos, granates.
<b>Observaciones:</b>	Vetillas de epidota y cuarzo (0,15 mm. de ancho). Hay cierto grado de compactación por la alineación de micas blancas y biotita.	

<b>Muestra: PANTI-29</b>	Arenisca Arcósica	
<b>Formación:</b>	PHF	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena muy fina a fina, selección moderada, granos angulosos y de baja esfericidad con bordes poco definidos.	
<b>Composición:</b>		
	Matriz: (7%)	Alterada a arcillas.
	Cuarzo: (56%)	Granos monocristalinos, muy angulosos, recristalizados y con extinción ondulosa; tamaño: 0,05 a 0,4 mm.
	Feldespatos: (43%)	<i>Plagiocasa</i> : granos fracturados, con macla polisintética, tamaño: 0,1 a 0,25 mm., algunas alteradas a sericita. <i>Feldespato potásico</i> : granos angulosos, muy alterados a sericita.
	Líticos: (1%)	Sedimentarios, muy alterado a arcillas.
	Otros:	Circones, biotita, anfíbolos, clorita., minerales opacos, mica blanca.
<b>Observaciones:</b>	Vetillas de cuarzo (2 a 3 mm de ancho y de 0,1 y 0,2 mm) que cortan vetillas de sericita (0,5 mm de ancho).	

## Anexo B: Base de datos de areniscas

Base de datos de areniscas: Subset 1 (elementos mayores), subset 2 (elementos menores) y subset 3 (elementos mayores y menores). Todos los subsets fueron analizados mediante RNA. Extraído de Lacassie et al. (2004).

Grupo	subset			Sucesión sedimentaria	Referencia
	1	2	3		
P1	35	31	31	Terreno Maitai (Nueva Zelandia)	Roser y Korsch (1988); Roser (unpubl. data).
	33			Sedimentos marinos: Islas Solomon - Cuenca Woodlark	Crook et al. (1984)
	23	24	23	Arco de islas Izu-Bonin (Japón)	Gill et al. (1994)
	20	19	19	Terreno Brook St. (Nueva Zelandia)	Roser (unpubl. data).
	9			Fm. Baldwin - Grupo Tamworth (Australia)	Chappell (1968); Bhatia (1985b)
	6			Promedios de areniscas de arcos de islas oceánicas	Bhatia (1983)
	6	6	6	Fm. Kays Creek, Terreno Caples (Nueva Zelandia)	Roser et al. (1993)
<b>Subtotal</b>	132	80	79		
<b>%</b>	14,8	11,8	13,2		
P2	46	46	46	Grupo Tuapeka (Nueva Zelandia)	Roser et al. (1993)
	35	34	34	Grupo North Range, Terreno Murihiku (Nueva Zelandia.)	Roser et al. (2000a, 2002)
	31	26	31	Terreno Waipapa (Nueva Zelandia)	Roser y Korsch (1988); Palmer et al. (1995)
	22			Complejo Uyak (Isla Kodiak, Alaska)	Connelly (1978)
	24	24	24	Fm. Upper Peak y Fm. Bold Peak, Terreno Caples (N. Z.)	Roser et al. (1993)
	9			Sucesión Hill End (Australia)	Bhatia (1985b)
	6			Promedios de areniscas de arco continental de islas	Bhatia (1983)
	4			Fm. Baldwin (Australia)	Chappell (1968)
<b>Subtotal</b>	177	130	135		
<b>%</b>	19,8	19,2	22,5		
P3	256	292	216	Terreno Torlesse (Terrenos Rakaia y Pahau, N. Z.)	Roser et al. (1995a)
	30	30	30	Kaihikuan-Waipapa, Terreno Murihiku (Nueva Zelandia.)	Roser et al. (2000a, 2002)
	22			Montañas St.Ynez (California, U.S.A)	Van de Kamp et al. (1976)
	17			Shimanto Belt (Shikoku, Japón)	Shinjo (1995)
	14			Complejo Franciscan (California, U. S. A.)	Bailey et al. (1964)
	9			Holocene Sands (Cuenca Salton, California, U.S.A)	Van de Kamp et al., (1976)
	7			Cuenca Hodgkinson (Australia)	Bhatia (1985b)
<b>Subtotal</b>	355	322	246		
<b>%</b>	39,7	47,5	41,0		
P4	82	82	77	Terreno Buller (Nueva Zelandia)	Roser et al. (1995b, 1996)
	43			Grupo Tanabe (Honshu, Japón)	Roser et al. (2000b)
	20			Grupo Horton (Nova Scotia, Canada)	Murphy (2000)
	14	14	14	Montañas Snowy (Australia)	Wyborn y Chappell (1983)
	14	14	13	Terreno Takaka (Nueva Zelandia)	Roser et al. (1995b, 1996)
	13			Grupo Libby Creek (Wyoming, U.S.A.)	Crichton y Condie (1993)
	10			Sucesiones Bendigo y Cookman (Australia)	Bhatia (1983, 1985b)
	8			Supergrupo Pongola (Sudáfrica)	Wronkiewicz y Condie (1987)
<b>Subtotal</b>	204	110	104		
<b>%</b>	22,8	16,2	17,3		
No definido	5	5	5	Areniscas del Complejo Duque de York	Lacassie et al. (2006)
	6	6	6	Lutitas del Complejo Duque de York	Lacassie et al. (2006)
		4	4	Areniscas del Grupo Península Trinidad	Willan (2003)
		3	3	Areniscas del Latady Formation	Willan (2003)
		3	3	Areniscas del Grupo LeMay	Willan (2003)
	7	7	7	Areniscas del Grupo Península Trinidad	
	8	8	8	Lutitas del Grupo Península Trinidad	
	<b>Subtotal</b>	26	36	36	
<b>%</b>	2,9	5,3	6,0		
<b>TOTAL</b>	<b>894</b>	<b>678</b>	<b>600</b>		

## Anexo C: Geoquímica.

**Tabla C.1:** Resultados geoquímica areniscas.

	PANTI-03	PANTI-04	PANTI-06	PANTI-14	PANTI-18	PANTI-20	PANTI-22
	HBF	HBF	HBF	LgF	LgF	PHF	PHF
<b>SiO<sub>2</sub> (%)</b>	67,30	66,90	67,80	73,20	73,00	73,70	68,80
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,52	0,55	0,60	0,47	0,37	0,39	0,52
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,50	15,20	14,50	13,30	13,20	12,70	15,40
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,06	0,14	0,42	0,55	0,38	0,16	0,25
<b>FeO</b>	3,44	3,72	3,68	2,28	2,16	2,12	3,12
<b>MnO</b>	0,06	0,06	0,07	0,04	0,04	0,07	0,06
<b>MgO</b>	2,22	2,45	2,80	1,24	1,02	1,33	1,74
<b>CaO</b>	2,00	1,90	1,23	0,91	1,46	1,46	2,36
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4,22	4,21	3,78	3,50	4,23	3,95	2,91
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2,70	2,79	2,90	2,43	2,38	2,26	2,52
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,14	0,15	0,13	0,15	0,15	0,16	0,21
<b>PPC</b>	1,53	1,49	1,73	1,67	1,23	1,28	1,79
<b>TOTAL</b>	99,69	99,56	99,64	99,74	99,62	99,58	99,68
<b>La (ppm)</b>	30	31	41	41	31	39	46
<b>Ce</b>	61	64	86	85	68	77	96
<b>Nd</b>	26	29	36	38	29	34	40
<b>Sm</b>	3,99	4,40	5,47	6,32	5,25	5,99	6,98
<b>Eu</b>	1,02	1,18	1,30	1,33	1,27	1,39	1,42
<b>Gd</b>	3,06	3,54	4,46	4,86	4,17	3,80	4,83
<b>Dy</b>	2,71	3,33	3,81	4,26	3,99	3,76	4,39
<b>Ho</b>	0,52	0,68	0,68	0,84	0,73	0,74	0,86
<b>Er</b>	1,35	1,69	1,87	2,03	2,00	1,97	2,08
<b>Yb</b>	1,30	1,56	1,78	1,92	1,95	1,86	2,02
<b>Lu</b>	0,20	0,26	0,30	0,31	0,31	0,32	0,36
<b>Y</b>	15	18	20	23	20	24	24
<b>Sc</b>	10	10	10	7,7	6,7	6,7	9,8
<b>Hf</b>	4,3	3,9	4,8	4,5	4,8	4,7	4,9
<b>Zn</b>	55	56	58	65	29	40	52
<b>Co</b>	6	12	9	6	7	5	10
<b>Ni</b>	16	16	15	11	9	14	14
<b>Ba</b>	684	638	741	712	673	651	901
<b>Cr</b>	12	15	15	10	8	9	13
<b>V</b>	73	83	85	57	50	54	66
<b>Cu</b>	10	15	8	5	8	15	7
<b>Sr</b>	388	353	344	347	444	409	511
<b>Zr</b>	167	173	234	230	187	267	228
<b>Nb</b>	8,06	8,8	10,9	9,55	8,11	8,2	11,7
<b>Th</b>	9,04	10,2	13,7	9,91	8,94	10,6	12,7

**Tabla C.2:** Resultados geoquímica Lutitas.

	PANTI-05	PANTI-08	PANTI-11	PANTI-15	PANTI-16	PANTI-25	PANTI-27	PANTI-19
	HBF	HBF	HBF	LgF	LgF	BChF	BChF	PHF
<b>SiO<sub>2</sub> (%)</b>	61,70	62,60	59,50	65,80	60,00	57,50	62,30	58,10
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,86	0,86	0,90	0,70	0,90	0,94	0,81	0,97
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,20	18,00	18,60	16,30	17,50	18,40	16,80	18,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,71	0,56	1,18	1,13	0,98	0,89	0,82	0,88
<b>FeO</b>	4,16	4,76	5,12	3,44	5,60	5,80	4,52	5,92
<b>MnO</b>	0,07	0,06	0,08	0,06	0,07	0,11	0,07	0,09
<b>MgO</b>	3,57	2,88	3,40	1,70	2,94	3,07	2,53	3,67
<b>CaO</b>	0,68	0,97	1,14	1,96	1,87	2,37	2,23	1,07
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,24	1,94	2,16	3,13	2,19	2,07	2,56	1,98
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,85	4,04	4,01	3,33	4,54	3,91	3,48	4,20
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,21	0,19	0,21	0,26	0,22	0,22	0,20	0,28
<b>PPC</b>	3,41	2,89	3,26	2,08	2,75	4,31	3,52	4,54
<b>TOTAL</b>	99,66	99,75	99,56	99,89	99,56	99,59	99,84	99,70
<b>La (ppm)</b>	49	47	44	49	39	47	40	39
<b>Ce</b>	104	106	89	103	84	100	87	80
<b>Nd</b>	46	48	43	44	37	44	38	39
<b>Sm</b>	8,05	8,43	7,89	8,34	7,33	7,78	6,61	5,97
<b>Eu</b>	1,43	1,58	1,36	1,65	1,44	1,69	1,47	1,14
<b>Gd</b>	6,29	5,78	5,64	6,46	5,38	6,31	4,91	5,14
<b>Dy</b>	5,23	5,50	5,95	5,67	5,53	5,88	4,97	5,16
<b>Ho</b>	1,02	1,12	1,20	1,13	1,00	1,17	1,00	0,95
<b>Er</b>	2,91	2,93	3,33	2,91	2,69	2,67	2,41	2,35
<b>Yb</b>	2,94	2,94	3,17	2,94	2,55	2,65	2,39	2,52
<b>Lu</b>	0,43	0,45	0,47	0,47	0,39	0,41	0,40	0,35
<b>Y</b>	26	32	32	33	32	40	29	33
<b>Sc</b>	17	16	17	13	18	19	16	19
<b>Hf</b>	4,8	4,4	4,7	6,3	4,6	4,4	3,9	4,8
<b>Zn</b>	82	90	92	54	93	128	95	89
<b>Co</b>	11	15	11	11	18	18	13	16
<b>Ni</b>	25	25	16	16	28	22	22	36
<b>Ba</b>	1360	529	810	898	785	791	850	652
<b>Cr</b>	23	34	38	20	40	38	31	59
<b>V</b>	127	129	145	93	143	158	126	142
<b>Cu</b>	15	29	23	37	44	43	34	10
<b>Sr</b>	135	123	134	392	274	391	389	96
<b>Zr</b>	160	170	164	226	129	131	151	119
<b>Nb</b>	14	14,5	15,2	13,6	17,3	18,6	15,6	17,9
<b>Th</b>	15,6	16,7	16,7	14	14	16,6	14,5	13,7

## Anexo D: Matrices de correlaciones.

Tabla D.1: Areniscas y Lutitas.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	Sc	Hf	Zn	Co	Ni	Ba	Cr	V	Cu	Sr	Zr	Nb	Th		
SiO <sub>2</sub>	1,00																																				
TiO <sub>2</sub>	-0,97	1,00																																			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,98	0,96	1,00																																		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	-0,98	0,97	0,95	1,00																																	
MnO	-0,77	0,73	0,71	0,77	1,00																																
MgO	-0,90	0,89	0,86	0,86	0,72	1,00																															
CaO	-0,10	-0,06	0,06	0,06	0,22	-0,21	1,00																														
Na <sub>2</sub> O	0,82	-0,91	-0,88	-0,85	-0,60	-0,72	0,11	1,00																													
K <sub>2</sub> O	-0,89	0,94	0,88	0,87	0,59	0,87	-0,23	-0,86	1,00																												
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0,69	0,74	0,72	0,72	0,56	0,50	0,10	-0,77	0,67	1,00																											
La	-0,38	0,51	0,48	0,38	0,32	-0,13	-0,69	0,49	0,56	1,00																											
Ce	-0,40	0,54	0,51	0,41	0,30	0,32	-0,12	-0,72	0,53	0,53	0,98	1,00																									
Nd	-0,52	0,67	0,63	0,54	0,39	0,46	-0,24	-0,83	0,65	0,62	0,95	0,96	1,00																								
Sm	-0,48	0,61	0,59	0,50	0,31	0,33	-0,12	-0,80	0,63	0,63	0,91	0,93	0,94	1,00																							
Eu	-0,28	0,38	0,35	0,31	0,28	0,05	0,21	-0,53	0,33	0,41	0,80	0,84	0,76	0,85	1,00																						
Gd	-0,60	0,72	0,66	0,62	0,42	0,45	-0,13	-0,81	0,72	0,72	0,88	0,90	0,92	0,93	0,79	1,00																					
Dy	-0,70	0,81	0,76	0,76	0,51	0,51	-0,07	-0,89	0,76	0,78	0,76	0,78	0,86	0,91	0,73	0,93	1,00																				
Ho	-0,67	0,77	0,76	0,71	0,49	0,47	-0,04	-0,87	0,71	0,74	0,78	0,80	0,88	0,92	0,77	0,92	0,98	1,00																			
Er	-0,63	0,74	0,72	0,66	0,38	0,51	-0,22	-0,82	0,75	0,67	0,75	0,77	0,86	0,92	0,68	0,89	0,95	0,95	1,00																		
Yb	-0,66	0,77	0,75	0,68	0,41	0,54	-0,24	-0,85	0,78	0,73	0,77	0,78	0,88	0,92	0,67	0,92	0,96	0,96	0,99	1,00																	
Lu	-0,55	0,67	0,65	0,57	0,35	0,39	-0,11	-0,79	0,66	0,68	0,83	0,85	0,90	0,96	0,80	0,91	0,94	0,96	0,97	0,97	1,00																
Y	-0,71	0,80	0,75	0,79	0,68	0,49	0,10	-0,86	0,68	0,81	0,68	0,69	0,77	0,80	0,73	0,84	0,93	0,92	0,81	0,83	0,82	1,00															
Sc	-0,97	0,99	0,97	0,97	0,74	0,87	0,01	-0,90	0,94	0,76	0,48	0,51	0,63	0,60	0,37	0,70	0,79	0,76	0,72	0,75	0,65	0,80	1,00														
Hf	0,08	-0,03	-0,04	-0,06	-0,09	-0,19	-0,08	-0,05	0,02	0,43	0,47	0,41	0,34	0,42	0,34	0,46	0,32	0,28	0,34	0,37	0,41	0,25	-0,04	1,00													
Zn	-0,86	0,90	0,86	0,89	0,76	0,76	0,09	-0,84	0,78	0,53	0,46	0,50	0,60	0,54	0,44	0,62	0,71	0,71	0,60	0,61	0,54	0,78	0,90	-0,28	1,00												
Co	-0,87	0,86	0,83	0,90	0,66	0,70	0,22	-0,78	0,77	0,67	0,35	0,42	0,50	0,49	0,43	0,59	0,70	0,65	0,55	0,58	0,52	0,76	0,87	-0,11	0,81	1,00											
Ni	-0,79	0,83	0,75	0,81	0,61	0,79	-0,12	-0,75	0,83	0,70	0,25	0,29	0,41	0,32	0,09	0,42	0,51	0,44	0,41	0,48	0,35	0,58	0,84	-0,10	0,67	0,78	1,00										
Ba	-0,23	0,26	0,23	0,13	0,13	0,28	-0,07	-0,29	0,43	0,30	0,52	0,48	0,41	0,43	0,27	0,50	0,31	0,30	0,38	0,39	0,40	0,12	0,29	0,29	0,16	0,04	0,11	1,00									
Cr	-0,88	0,92	0,87	0,94	0,71	0,80	-0,06	-0,84	0,81	0,77	0,30	0,31	0,49	0,43	0,18	0,53	0,70	0,65	0,59	0,64	0,51	0,77	0,91	-0,06	0,79	0,84	0,88	-0,02	1,00								
V	-0,97	0,99	0,96	0,98	0,77	0,88	0,00	-0,88	0,92	0,67	0,45	0,48	0,61	0,58	0,38	0,67	0,78	0,76	0,72	0,74	0,64	0,79	0,98	-0,12	0,92	0,87	0,79	0,22	0,90	1,00							
Cu	-0,63	0,62	0,61	0,64	0,47	0,32	0,43	-0,55	0,55	0,49	0,39	0,45	0,45	0,60	0,72	0,59	0,69	0,69	0,61	0,59	0,63	0,75	0,65	0,08	0,65	0,71	0,39	0,08	0,49	0,67	1,00						
Sr	0,61	-0,70	-0,64	-0,62	-0,32	-0,77	0,70	0,64	-0,77	-0,41	-0,28	-0,29	-0,50	-0,38	0,04	-0,42	-0,49	-0,46	-0,58	-0,61	-0,43	-0,39	-0,65	0,05	-0,50	-0,42	-0,68	-0,10	-0,69	-0,65	-0,09	1,00					
Zr	0,83	-0,77	-0,78	-0,81	-0,53	-0,73	-0,10	0,59	-0,74	-0,48	0,07	-0,01	-0,14	-0,13	0,04	-0,28	-0,42	-0,38	-0,33	-0,37	-0,21	-0,45	-0,80	0,38	-0,72	-0,76	-0,73	-0,07	-0,77	-0,79	-0,44	0,51	1,00				
Nb	-0,90	0,95	0,89	0,95	0,74	0,74	0,10	-0,93	0,85	0,82	0,57	0,59	0,69	0,67	0,51	0,76	0,87	0,82	0,73	0,76	0,71	0,90	0,95	0,06	0,88	0,89	0,79	0,23	0,90	0,93	0,69	-0,51	-0,69	1,00			
Th	-0,79	0,86	0,84	0,79	0,65	0,74	-0,08	-0,88	0,80	0,61	0,79	0,81	0,87	0,82	0,66	0,83	0,86	0,86	0,85	0,86	0,85	0,80	0,83	0,12	0,79	0,70	0,56	0,34	0,68	0,85	0,61	-0,56	-0,41	0,84	1,00		

**Tabla D.2:** Areniscas.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	Sc	Hf	Zn	Co	Ni	Ba	Cr	V	Cu	Sr	Zr	Nb	Th		
SiO <sub>2</sub>	1,00																																				
TiO <sub>2</sub>	-0,85	1,00																																			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,93	0,78	1,00																																		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	-0,93	0,96	0,83	1,00																																	
MnO	-0,47	0,46	0,32	0,42	1,00																																
MgO	-0,90	0,92	0,72	0,95	0,65	1,00																															
CaO	-0,59	0,23	0,74	0,31	0,32	0,25	1,00																														
Na <sub>2</sub> O	-0,09	-0,21	-0,16	-0,03	-0,02	0,13	-0,18	1,00																													
K <sub>2</sub> O	-0,90	0,92	0,74	0,98	0,39	0,95	0,18	0,14	1,00																												
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	-0,11	0,21	-0,18	0,01	-0,31	0,61	-0,76	-0,37	1,00																											
La	0,21	0,19	-0,07	-0,02	0,22	-0,07	-0,07	-0,92	-0,14	0,57	1,00																										
Ce	0,20	0,19	-0,05	0,01	0,11	-0,09	-0,08	-0,93	-0,11	0,57	0,98	1,00																									
Nd	0,28	0,15	-0,14	-0,06	0,06	-0,14	-0,18	-0,91	-0,18	0,54	0,98	0,98	1,00																								
Sm	0,52	-0,19	-0,33	-0,37	-0,09	-0,46	-0,12	-0,87	-0,49	0,68	0,91	0,92	0,93	1,00																							
Eu	0,56	-0,26	-0,47	-0,39	0,04	-0,42	-0,20	-0,70	-0,49	0,57	0,82	0,82	0,85	0,93	1,00																						
Gd	0,39	0,01	-0,25	-0,12	-0,31	-0,30	-0,32	-0,79	-0,20	0,42	0,81	0,88	0,89	0,87	0,80	1,00																					
Dy	0,55	-0,24	-0,41	-0,35	-0,33	-0,50	-0,27	-0,73	-0,43	0,54	0,75	0,82	0,84	0,92	0,91	0,95	1,00																				
Ho	0,54	-0,24	-0,35	-0,37	-0,32	-0,52	-0,17	-0,76	-0,49	0,65	0,74	0,78	0,84	0,92	0,89	0,88	0,96	1,00																			
Er	0,65	-0,37	-0,55	-0,46	-0,26	-0,56	-0,32	-0,61	-0,53	0,49	0,69	0,73	0,77	0,89	0,95	0,86	0,97	0,93	1,00																		
Yb	0,65	-0,40	-0,53	-0,48	-0,29	-0,58	-0,27	-0,62	-0,55	0,52	0,68	0,74	0,75	0,89	0,93	0,86	0,97	0,91	0,99	1,00																	
Lu	0,52	-0,27	-0,39	-0,36	-0,08	-0,45	-0,11	-0,72	-0,47	0,64	0,78	0,82	0,82	0,93	0,98	0,84	0,95	0,91	0,97	0,97	1,00																
Y	0,65	-0,35	-0,52	-0,51	-0,03	-0,53	-0,22	-0,71	-0,61	0,59	0,81	0,79	0,85	0,95	0,97	0,76	0,88	0,90	0,91	0,89	0,93	1,00															
Sc	-0,96	0,94	0,95	0,95	0,45	0,88	0,53	-0,16	0,88	0,04	0,04	0,04	-0,03	-0,31	-0,41	-0,17	-0,39	-0,36	-0,53	-0,53	-0,38	-0,49	1,00														
Hf	0,45	-0,29	-0,36	-0,35	0,01	-0,37	-0,13	-0,53	-0,39	0,36	0,63	0,68	0,58	0,70	0,67	0,63	0,66	0,47	0,66	0,73	0,71	0,61	-0,36	1,00													
Zn	-0,45	0,76	0,47	0,61	0,13	0,54	-0,10	-0,34	0,56	-0,11	0,31	0,28	0,33	0,02	-0,16	0,18	-0,08	0,01	-0,24	-0,29	-0,23	-0,11	0,63	-0,38	1,00												
Co	-0,68	0,63	0,64	0,72	0,20	0,58	0,47	-0,16	0,63	0,25	0,04	0,10	0,08	-0,08	0,00	0,09	0,05	0,10	-0,01	-0,04	0,08	-0,14	0,66	-0,32	0,26	1,00											
Ni	-0,79	0,71	0,69	0,69	0,82	0,82	0,49	0,07	0,65	-0,05	-0,04	-0,14	-0,16	-0,39	-0,38	-0,51	-0,61	-0,51	-0,63	-0,67	-0,47	-0,40	0,77	-0,47	0,48	0,39	1,00										
Ba	-0,18	0,32	0,41	0,22	0,08	0,05	0,43	-0,90	0,06	0,75	0,76	0,81	0,71	0,68	0,48	0,65	0,56	0,53	0,41	0,47	0,57	0,44	0,37	0,57	0,22	0,29	0,02	1,00									
Cr	-0,89	0,96	0,79	0,96	0,55	0,93	0,36	-0,14	0,91	-0,03	0,12	0,12	0,08	-0,23	-0,22	-0,07	-0,25	-0,23	-0,34	-0,38	-0,22	-0,33	0,92	-0,36	0,63	0,79	0,77	0,26	1,00								
V	-0,91	0,94	0,75	0,97	0,56	0,99	0,26	0,09	0,97	-0,27	-0,07	-0,08	-0,12	-0,44	-0,41	-0,25	-0,45	-0,45	-0,52	-0,56	-0,43	-0,52	0,90	-0,45	0,59	0,67	0,80	0,06	0,96	1,00							
Cu	-0,17	-0,09	-0,01	-0,01	0,55	0,22	0,26	0,54	0,01	-0,13	-0,43	-0,53	-0,48	-0,45	-0,20	-0,71	-0,53	-0,40	-0,35	-0,41	-0,30	-0,20	-0,01	-0,52	-0,26	0,15	0,52	-0,58	0,13	0,20	1,00						
Sr	0,15	-0,36	0,10	-0,33	-0,07	-0,43	0,63	-0,48	-0,46	0,84	0,29	0,33	0,23	0,48	0,40	0,24	0,39	0,39	0,38	0,46	0,52	0,39	-0,14	0,56	-0,53	0,04	-0,24	0,63	-0,29	-0,44	-0,16	1,00					
Zr	0,55	-0,19	-0,55	-0,38	0,33	-0,26	-0,38	-0,53	-0,43	0,26	0,79	0,73	0,77	0,78	0,84	0,56	0,61	0,59	0,68	0,65	0,71	0,86	-0,40	0,62	0,00	-0,33	-0,13	0,27	-0,22	-0,32	-0,06	0,10	1,00				
Nb	-0,28	0,59	0,39	0,47	0,23	0,33	0,17	-0,85	0,34	0,51	0,83	0,87	0,81	0,64	0,54	0,73	0,59	0,54	0,45	0,46	0,58	0,44	0,49	0,45	0,45	0,49	0,15	0,87	0,54	0,35	-0,50	0,26	0,38	1,00			
Th	-0,31	0,60	0,27	0,50	0,60	0,51	0,08	-0,61	0,42	0,27	0,76	0,76	0,69	0,50	0,53	0,52	0,41	0,32	0,36	0,35	0,50	0,39	0,45	0,46	0,32	0,43	0,35	0,64	0,60	0,48	-0,18	0,09	0,54	0,88	1,00		

**Tabla D.3:** Lutitas.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	Sc	Hf	Zn	Co	Ni	Ba	Cr	V	Cu	Sr	Zr	Nb	Th		
SiO <sub>2</sub>	1,00																																				
TiO <sub>2</sub>	-0,95	1,00																																			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,87	0,88	1,00																																		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	-0,95	0,89	0,79	1,00																																	
MnO	-0,83	0,74	0,71	0,76	1,00																																
MgO	-0,76	0,88	0,76	0,60	0,51	1,00																															
CaO	-0,03	-0,20	-0,22	0,15	0,30	-0,57	1,00																														
Na <sub>2</sub> O	0,75	-0,88	-0,85	-0,66	-0,43	-0,83	0,43	1,00																													
K <sub>2</sub> O	-0,48	0,59	0,38	0,31	0,14	0,78	-0,60	-0,65	1,00																												
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0,13	0,11	-0,07	0,25	0,28	0,02	0,02	0,22	-0,10	1,00																											
La	0,44	-0,43	-0,17	-0,61	-0,15	-0,26	-0,18	0,26	-0,08	-0,20	1,00																										
Ce	0,51	-0,46	-0,22	-0,65	-0,26	-0,32	-0,14	0,19	-0,09	-0,37	0,95	1,00																									
Nd	0,31	-0,21	0,10	-0,47	-0,15	-0,02	-0,44	-0,09	0,04	-0,32	0,90	0,91	1,00																								
Sm	0,43	-0,47	-0,14	-0,54	-0,36	-0,35	-0,14	0,18	-0,05	-0,47	0,85	0,86	0,80	1,00																							
Eu	0,39	-0,51	-0,29	-0,42	-0,10	-0,66	0,52	0,38	-0,43	-0,41	0,65	0,74	0,48	0,71	1,00																						
Gd	0,27	-0,33	-0,13	-0,41	0,03	-0,24	-0,04	0,28	0,01	0,01	0,92	0,83	0,74	0,80	0,64	1,00																					
Dy	-0,24	0,05	0,40	0,22	0,28	-0,10	0,15	-0,04	-0,12	-0,07	0,41	0,28	0,36	0,60	0,44	0,55	1,00																				
Ho	0,03	-0,17	0,29	-0,09	0,14	-0,23	0,13	0,08	-0,36	-0,31	0,61	0,52	0,60	0,72	0,60	0,58	0,88	1,00																			
Er	0,17	-0,24	0,14	-0,28	-0,28	-0,03	-0,39	0,03	0,06	-0,39	0,57	0,46	0,60	0,79	0,24	0,51	0,69	0,75	1,00																		
Yb	0,25	-0,25	0,11	-0,37	-0,28	0,01	-0,54	0,04	0,06	-0,22	0,69	0,56	0,74	0,78	0,18	0,60	0,60	0,70	0,95	1,00																	
Lu	0,54	-0,61	-0,20	-0,61	-0,45	-0,44	-0,14	0,38	-0,33	-0,42	0,73	0,67	0,68	0,87	0,55	0,60	0,57	0,79	0,87	0,86	1,00																
Y	-0,48	0,32	0,47	0,56	0,68	-0,10	0,55	-0,15	-0,31	0,27	0,05	0,01	0,02	0,04	0,38	0,24	0,63	0,48	-0,10	-0,12	-0,09	1,00															
Sc	-0,95	0,97	0,79	0,88	0,77	0,83	-0,06	-0,81	0,62	0,10	-0,46	-0,48	-0,31	-0,51	-0,45	-0,32	-0,01	-0,26	-0,34	-0,39	-0,69	0,31	1,00														
Hf	0,51	-0,57	-0,50	-0,44	-0,31	-0,50	-0,06	0,66	-0,27	0,57	0,46	0,30	0,23	0,38	0,18	0,59	0,31	0,21	0,31	0,44	0,42	0,05	-0,60	1,00													
Zn	-0,79	0,74	0,74	0,71	0,78	0,48	0,32	-0,65	0,22	-0,30	-0,22	-0,16	-0,11	-0,22	0,09	-0,17	0,19	0,14	-0,23	-0,35	-0,39	0,53	0,78	-0,76	1,00												
Co	-0,63	0,61	0,44	0,73	0,51	0,21	0,37	-0,53	0,22	0,10	-0,44	-0,31	-0,35	-0,34	0,03	-0,24	0,06	-0,22	-0,53	-0,61	-0,65	0,61	0,67	-0,41	0,66	1,00											
Ni	-0,44	0,63	0,26	0,49	0,22	0,56	-0,29	-0,57	0,55	0,39	-0,55	-0,46	-0,36	-0,66	-0,62	-0,47	-0,56	-0,78	-0,67	-0,57	-0,87	-0,06	0,63	-0,31	0,19	0,58	1,00										
Ba	0,24	-0,25	-0,38	-0,46	-0,11	0,10	-0,18	0,33	0,37	-0,10	0,40	0,29	0,15	0,21	0,04	0,42	-0,18	-0,13	0,18	0,20	0,17	-0,54	-0,14	0,20	-0,24	-0,53	-0,22	1,00									
Cr	-0,77	0,82	0,67	0,87	0,55	0,61	-0,11	-0,65	0,26	0,45	-0,71	-0,73	-0,47	-0,72	-0,68	-0,60	-0,09	-0,34	-0,44	-0,42	-0,72	0,35	0,76	-0,36	0,43	0,61	0,72	-0,58	1,00								
V	-0,96	0,93	0,89	0,88	0,76	0,74	0,03	-0,82	0,48	-0,14	-0,39	-0,40	-0,21	-0,32	-0,27	-0,28	0,23	0,04	-0,11	-0,23	-0,46	0,42	0,93	-0,69	0,89	0,63	0,37	-0,25	0,66	1,00							
Cu	0,09	-0,30	-0,22	0,01	0,00	-0,63	0,82	0,31	-0,40	-0,30	0,03	0,14	-0,16	0,30	0,75	0,17	0,40	0,33	-0,02	-0,23	0,16	0,49	-0,18	-0,01	0,24	0,41	-0,41	-0,21	-0,31	-0,01	1,00						
Sr	0,26	-0,47	-0,47	-0,18	0,10	-0,73	0,94	0,65	-0,64	-0,02	0,07	0,10	-0,26	0,05	0,67	0,17	0,11	0,16	-0,28	-0,39	0,06	0,37	-0,32	0,13	0,10	0,13	-0,45	0,06	-0,41	-0,25	0,80	1,00					
Zr	0,86	-0,90	-0,64	-0,84	-0,64	-0,74	-0,03	0,75	-0,55	-0,04	0,66	0,61	0,50	0,67	0,50	0,55	0,24	0,46	0,52	0,60	0,82	-0,19	-0,95	0,72	-0,75	-0,71	-0,71	0,20	-0,77	-0,87	0,13	0,24	1,00				
Nb	-0,86	0,78	0,60	0,92	0,82	0,42	0,41	-0,50	0,19	0,31	-0,57	-0,57	-0,53	-0,60	-0,23	-0,34	0,08	-0,21	-0,56	-0,63	-0,75	0,64	0,84	-0,43	0,76	0,85	0,53	-0,39	0,77	0,79	0,19	0,12	-0,84	1,00			
Th	-0,23	0,23	0,59	0,04	0,23	0,28	-0,21	-0,46	0,11	-0,65	0,52	0,53	0,70	0,59	0,37	0,37	0,54	0,74	0,62	0,58	0,53	0,22	0,14	-0,35	0,49	-0,08	-0,41	-0,04	-0,17	0,40	0,02	-0,22	0,02	-0,11	1,00		