



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

**PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DEL GRUPO PENÍNSULA
TRINIDAD, PENÍNSULA ANTÁRTICA**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS
MENCIÓN GEOLOGÍA**

PAULA ALEJANDRA CASTILLO GONZÁLEZ

**PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
FERNANDO BARRA PANTOJA
KATJA DECKART
JUAN PABLO LACASSIE REYES
JACOBUS LE ROUX**

**SANTIAGO DE CHILE
JULIO 2011**

Resumen

Se ha realizado un estudio de proveniencia sedimentaria de las rocas del Grupo Península Trinidad (GPT), que aflora en el norte de la Península Antártica. Este grupo es una sucesión metasedimentaria que está dominada por areniscas y lutitas, pero también incluye algunos conglomerados. Ha sido interpretado como un depósito de turbiditas en el margen paleo-Pacífico de Gondwana, en el Paleozoico superior- Mesozoico inferior. El conocimiento de las características de su fuente y también el régimen tectónico en el cual ocurrió el depósito permite realizar correlaciones entre posibles fuentes y también con otros complejos sedimentarios.

El estudio petrográfico y de la catodoluminiscencia de cuarzos detríticos en areniscas del GPT indican que los sedimentos que forman estas rocas provienen de un arco disectado, cuyas raíces fueron erosionadas, dejando expuestas rocas plutónicas de grano grueso y también metamórficas. En este contexto, las diferencias petrográficas entre las diversas localidades muestreadas, corresponden a distintas petrofacies producidas por la erosión de la misma fuente. Por otra parte, las características geoquímicas de las areniscas y lutitas también sugieren que ellas se habrían originado a partir de una fuente común, que sería ígnea de composición intermedia a ácida. De acuerdo con la textura y química de las rocas, el depósito habría ocurrido en un margen continental activo.

Cuatro nuevas determinaciones de espectros de edades U-Pb en circones detríticos de areniscas del GPT permitieron conocer la edad de la fuente y también la edad máxima de depósito. Los patrones de edades muestran que la fuente principal es pérmica, de ca. 260 a 285 Ma, sin embargo, también hay una gran población ordovícica, sobre todo en la muestra de cabo Legoupil. La familia de circones más jóvenes indica la edad máxima de depósito, la cual está en el límite Pérmico-Triásico. Estos resultados son muy similares a los publicados para otras sucesiones del margen de Gondwana, especialmente para el Complejo Duque de York (CDY), que aflora en Patagonia, del cual también se presentó una datación en este trabajo, específicamente de la isla Desolación, parte más sureña del CDY y que tiene los mismos resultados que el GPT.

Un caso especial son los conglomerados que afloran en la Península View Point. Los clastos más grandes y más comunes representan fuentes proximales que corresponden a intrusivos calcoalcalinos, típicos de arcos magmáticos asociados a regímenes convergentes, sin embargo, es probable que estos clastos deriven de depósitos más antiguos. Estudios recientes sostienen que los conglomerados se depositaron en el límite Carbonífero-Pérmico y que por lo tanto, son la parte más antigua del GPT. Su fuente se ubicaría posiblemente en el bloque de las Montañas Ellsworth-Whitmore, en la Antártica del oeste.

El GPT presenta muchas similitudes petrográficas, geoquímicas, isotópicas y geocronológicas con otras sucesiones que se depositaron en el margen paleo-Pacífico de Gondwana, especialmente con el CDY, sugiriendo un depósito y fuente común para ambos. Rocas con las características descritas apropiadas para ser potenciales fuentes del GPT y CDY afloran en el Macizo Nordpatagónico, en Patagonia, y también en Marie Byrd Land, en la Antártica. Sin embargo, no se descarta que la fuente esté ubicada en Tierra del Fuego y parte de la Península Antártica, pero en la actualidad ésta se encuentre cubierta por depósitos más jóvenes.

Agradecimientos

Esta tesis no hubiese sido posible sin el apoyo de los proyectos Anillo Antártico ARTG-04 y ACT-105, y a los programas INACH de Apoyo de Tesis en Temas Antárticos B-01-08 y de Cooperación Científica Internacional CONICYT/BMBF, proyecto BMBF-CONICYT 175-2009. La ayuda brindada por el Instituto Antártico Chileno y la Armada de Chile permitió la realización de los terrenos a la península Antártica. Agradezco también al capitán Conrado Álvarez y al Coni por el viaje a isla Desolación, embarcados en el Foam.

También quiero agradecer a todos los miembros de la comisión, especialmente a Francisco Hervé, mi profesor guía, y a Teresa Torres por su gran apoyo. A todos los profesores, funcionarios y ex funcionarios del departamento de Geología, en particular a María Rosa, Cristina, Maritza, Julio y Julio Jr. Díaz, Juan Vargas, Jaime Martínez y Carlos Alvarado.

A la gran ayuda y hospitalidad de Carita Augustsson, Heinrich Bahlburg, Hans J. Massone y Thomas Theye, quienes hicieron que mi estadía en Alemania fuese muy enriquecedora.

Agradecimiento especial para Mark Fanning y Miguel S. Basei, quienes colaboraron con análisis.

A todos los colegas y amigos que me acompañaron en las variadas campañas de terreno: Teresa Torres, Fernando Poblete, Juan Pablo Lacassie, Manfred Brix, Alain Demant, Millarca Valenzuela, Carolina Guzmán, Miguel Cisternas, Rodrigo Otero, Joaquín Bastías, Andrés Quezada, Hernán Bobadilla, Francisco Hervé, Mauricio Espinoza, Fernanda Álvarez y Pedro Guzmán, entre otros. En especial a Stefan Kraus, quien también me entregó algunas muestras.

No puedo dejar de mencionar a todos los compañeros de postgrado, a los ocupantes de la sala de doctorado, ex sala de proyectos: al Pape, Felipe, Pía, Rodolfo, Chala, M. José, Sergio, Pablo, Mary, Oscar, Pame, Feña, Ataxia, entre tantos otros que han pasado por ahí.

Finalmente, quiero agradecer a TODOS mis amigos, y lo más importante, dedico este trabajo a mis Padres, a la Sole, Fido y los que vienen en camino...

Índice

I. Introducción.....	1
I.1 Presentación del Problema.....	1
I.1.1 Proveniencia Sedimentaria.....	1
I.2 Objetivos.....	2
I.2.1 Objetivo General.....	2
I.2.2 Objetivos Específicos.....	2
I.3 Hipótesis de Trabajo.....	3
I.4 Muestreo y Metodologías.....	3
I.4.1 Recolección de Muestras.....	3
I.4.2 Metodologías.....	4
I.4.2.1 Petrografía.....	4
I.4.2.2 Catodoluminiscencia de Cuarzos Detríticos.....	4
I.4.2.3 U-Pb en Circones Detríticos.....	4
I.4.2.4 Geoquímica.....	5
I.5 Estructura de la Tesis.....	6
II. Marco Geológico y Presentación de Zonas de Estudio.....	7
II.1 La Península Antártica.....	7
II.1.1 Dominios Estructurales.....	7
II.1.2 Basamento de la Península Antártica.....	9
II.2 El Grupo Península Trinidad.....	10
II.2.1 Trabajos Anteriores de Proveniencia Sedimentaria.....	11
II.2.2 Presentación de Zonas de Estudio y Muestras Recolectadas.....	12
II.2.2.1 Isla Joinville.....	12
II.2.2.2 Bahía Esperanza.....	14
II.2.2.3 Cabo Legoupil.....	15
II.2.2.4 Península View Point.....	17
II.2.2.5 Bahía Bone.....	18
II.2.2.6 Punta Spring.....	19
II.2.2.7 Bahía Wilhelmina.....	21
II.2.2.8 Bahía Paraíso.....	22
III. Petrografía.....	24
III.1 Introducción.....	24
III.2 Metodología.....	24
III.3 Resultados.....	25
III.3.1 Petrografía de Areniscas.....	25
III.3.1.1 Textura.....	25
III.3.1.2 Composición General.....	25
III.3.2 Clastos de Conglomerados de View Point.....	29

III.3.3 Análisis Modal.....	29
III.4 Proveniencia.....	31
III.4.1 Areniscas.....	32
III.4.2 Conglomerado de View Point.....	33
IV. Catodoluminiscencia de Cuarzos Detríticos.....	35
IV.1 Introducción.....	35
IV.1.1 Causas Fundamentales de la Catodoluminiscencia.....	35
IV.1.2 Catodoluminiscencia del Cuarzo.....	37
IV.1.2.1 Cuarzo de Color CL Rojo.....	38
IV.1.2.2 Cuarzo de Color CL Azul Brillante.....	38
IV.1.2.3 Cuarzo de Color CL Azul.....	38
IV.1.2.4 Cuarzo de Color CL Azul Oscuro.....	38
IV.1.2.5 Cuarzo de Color CL Violeta.....	38
IV.1.2.6 Cuarzo de Color CL Café.....	38
IV.2 Metodología.....	40
IV.3 Resultados.....	42
IV.4 Proveniencia.....	44
V. Edades U-Pb en Circones Detríticos.....	46
V.1 Introducción.....	46
V.2 Metodología.....	46
V.3 Resultados.....	47
V.4 Implicancias.....	52
V.4.1 Posibles Zonas Fuentes.....	53
V.4.1.1 Sudamérica.....	53
V.4.1.2 Antártica.....	54
VI. Geoquímica.....	56
VI.1 Introducción.....	56
VI.2 Elementos Mayores y Trazas.....	58
VI.2.1 Introducción.....	58
VI.2.2 Metodología.....	59
VI.2.3 Resultados y Tendencias Generales.....	59
VI.2.3.1 Areniscas y Lutitas.....	59
VI.2.3.2 Clastos de Conglomerado de View Point.....	64
VI.2.4 Efectos de la Meteorización.....	65
VI.2.5 Proveniencia y Marco Tectónico.....	67
VI.2.5.1 Diagramas Basados en Elementos Mayores.....	67
VI.2.5.2 Diagramas Basados en Elementos Trazas.....	71
VI.2.6 Efectos del Tamaño de Grano y Concentración de Minerales Pesados en Areniscas y Lutitas.....	74
VI.3 Geoquímica de Granates.....	78
VI.3.1 Introducción.....	78
VI.3.1.1 Composición de los Granates.....	78
VI.3.2 Metodología.....	79

VI.3.3 Resultados y Tendencias Generales	79
VI.3.4 Origen de los Granates	80
VI.3.4.1 Almandinos Ricos en Espesartina	81
VI.3.4.2 Almandinos Ricos en Piropo.....	81
VI.4 Isotopía Sm-Nd y Rb-Sr	82
VI.4.1 Introducción.....	82
VI.4.2 Metodología.....	83
VI.4.3 Resultados	83
VI.4.3.1 Isótopos de Sm-Nd	83
VI.4.3.2 Isótopos de Rb-Sr	84
VI.4.4 Implicancias.....	85
VI.4.4.1 Posibles Zonas Fuentes	86
VII. Discusión.....	89
VII.1 Naturaleza de la Fuente y Marco Tectónico.....	89
VII.1.1 Conglomerados de la Península View Point.....	90
VII.1.2 Petrofacies y Evolución del Depósito.....	91
VII.2 Otros Complejos Metasedimentarios	92
VII.2.1 Patagonia: Complejo Duque de York.....	92
VII.2.2 Nueva Zelanda: Terreno Rakaia	95
VII.2.3 Antártica	95
VII.2.3.1 LeMay Group	95
VII.2.3.2 Montañas Ellsworth.....	96
VII.2.3.3 Montañas Transantárticas	96
VII.3 Comparación con Posibles Fuentes: En Antártica o Sudamérica?	96
VII.4 Periodos de Glaciación	98
VII.5 Posible Escenario.....	99
VIII. Conclusiones	103
VIII.1 Composición y Edad de la Fuente	103
VIII.2 Marco Tectónico de Depósito	103
VIII.3 Ubicación de la Fuente	104
IX. Referencias.....	105
X. Anexos.....	118

I. Introducción

I.1 Presentación del Problema

La Antártica es el continente menos expuesto de la Tierra y debido a que está cubierto casi en su totalidad por hielo, los afloramientos se reducen principalmente a nunataks aislados, cadenas de montañas y afloramientos costeros. Por estas razones es que, geológicamente, ha sido el continente menos estudiado, siendo la geofísica de gran ayuda para entender la evolución geotectónica de esta zona.

Las montañas Transantárticas dividen al continente antártico en dos provincias geológicas: el cratón de la Antártica Oriental y la Antártica Occidental. Esta última está compuesta por diversos bloques tectónicos, dentro de los cuales se encuentra la península Antártica (Dalziel y Elliot, 1982).

Durante el Paleozoico, tanto la Antártica Oriental y Occidental, así como Sudamérica, África y Australia, formaban parte del supercontinente Gondwana (Vaughan y Pankhurst, 2008), cuyo desmembramiento comenzó hace 167 Ma, cuando se separó África de la Antártica Oriental (König y Jokat, 2006). Por otra parte, la separación de la península Antártica con el extremo sur de Sudamérica, Patagonia, empezó a los 147 Ma, formándose el Mar de Weddell (König y Jokat, 2006).

A pesar de que la conexión y posterior separación entre la Antártica Oriental con África, y también con Australia, están bien acotadas, la relación entre la península Antártica y la Patagonia, antes del desmembramiento de Gondwana, aún es un tema de debate. Algunos modelos han ubicado la península Antártica adjunta al lado este de Patagonia, otros como una continuación latitudinal e incluso al lado oeste (Miller, 2007 y las referencias que ahí aparecen).

El modelo más aceptado en la actualidad se basa en reconstrucciones paleomagnéticas del mar de Weddell y ubica, durante el Jurásico Superior, a la Península Antártica adosada al lado oeste de la Patagonia (Ghidella et al., 2002; König y Jokat, 2006). La separación definitiva de ambas zonas habría ocurrido de los 40 Ma, cuando se formó la placa Scotia (Barker, 2001). A pesar de esto, la configuración de esta porción del margen pacífico de Gondwana, antes del Jurásico, aún no está claro.

I.1.1 Proveniencia Sedimentaria

Los estudios de proveniencia sedimentaria han demostrado ser clave para el conocimiento de la evolución geológica y paleogeográfica de una región, ya que los sedimentos funcionan como un gran registro geológico. Entender la dinámica de los diferentes procesos que intervienen en la formación de

éstos y conocer además su fuente, permite reconstruir ambientes de depósito y realizar correlaciones entre diferentes localidades, siendo un gran complemento a otros estudios, como los de paleomagnetismo o paleontológicos.

Tanto en la península Antártica como en la costa oeste de la Patagonia, afloran rocas metasedimentarias cuyos sedimentos se depositaron con anterioridad al desmembramiento de Gondwana y que tienen características muy similares (Hervé et al., 2006). Específicamente en la península Antártica, el Grupo Península Trinidad, (Hyden y Tanner, 1981), del Permo-Triásico (Hervé et al., 2006), es una sucesión metasedimentaria que ha sido poco estudiada y cuya fuente aún se desconoce, sin embargo, muchos autores lo han ligado con rocas de la Patagonia, ubicando su fuente en dicho lugar (Willan, 2003, Hervé et al. 2006).

Una reconstrucción del margen sur de Gondwana, con la península Antártica adosada al oeste de la Patagonia, durante el Paleozoico y parte del Mesozoico (Harrison et al., 1979; Wilson et al., 1989; Ghidella et al., 2002; König y Jokat, 2006; Torsvik et al., 2008), favorecería el transporte de sedimentos siliciclásticos desde Sudamérica hasta la península Antártica, situando de esta forma, la fuente del Grupo Península Trinidad en esta zona.

En este estudio se presentan los resultados del análisis de proveniencia del Grupo Península Trinidad, en la península Antártica, donde se combinan diversas técnicas: petrografía, catodoluminiscencia de cuarzos detríticos, dataciones de circones detríticos y geoquímica. Lo anterior, sumado a estudios previos, permitirá acotar las posibles zonas fuente y ayudará a verificar la relación que existía entre la península Antártica y Patagonia, para así aportar al entendimiento de la evolución tectónica de esta porción del margen pacífico del supercontinente Gondwana.

I.2 Objetivos

I.2.1 Objetivo General

El objetivo principal de este trabajo es identificar las características de la fuente y el régimen tectónico de depósito de los sedimentos terrígeno-clásticos que forman parte del Grupo Península Trinidad, en la península Antártica, para así contribuir al entendimiento de la evolución tectónica del margen pacífico de Gondwana durante el Paleozoico tardío al Mesozoico temprano.

I.2.2 Objetivos Específicos

- Realizar una caracterización petrográfica cualitativa y cuantitativa de los sedimentos de la cuenca de depósito del Grupo Península Trinidad.
- Determinar el origen de los cuarzos detríticos de las areniscas del Grupo Península Trinidad.

- Determinar la edad de la fuente y a la vez constreñir la edad de depósito de los sedimentos que forman parte del Grupo Península Trinidad.
- Realizar una caracterización geoquímica de los sedimentos de la cuenca de depósito del Grupo Península Trinidad.
- Determinar diferencias y similitudes entre el Grupo Península Trinidad, sus posibles fuentes y otras sucesiones sedimentarias correlacionables.

I.3 Hipótesis de Trabajo

Establecer la ubicación y características de la fuente de los sedimentos que conforman el Grupo Península Trinidad permite evaluar una posible correlación paleogeográfica entre la Península Antártica y Patagonia.

I.4 Muestreo y Metodologías

Este estudio se desarrolla sustancialmente mediante el análisis de muestras recolectadas en terreno, en el marco de las campañas de terreno del Proyecto Anillo de Investigación “Conexiones Geológicas entre Antártica Occidental y Patagonia”. A continuación se menciona la metodología general, las cuales se detallarán en los capítulos correspondientes.

I.4.1 Recolección de Muestras

Las muestras fueron obtenidas durante tres campañas de terreno realizadas durante los meses de enero y febrero de los años 2007, 2008 y 2009, donde se visitaron distintas localidades de la península Antártica e islas Shetland del Sur.

Se recolectaron areniscas y lutitas de las siguientes localidades: isla Joinville, bahía Esperanza, cabo Legoupil, bahía Bone, Punta Spring, bahía Wilhelmina y bahía Paraíso. A todas estas muestras se agregaron clastos de conglomerados de la península View Point, donados por el Dr. Stefan Kraus (ver II. Marco Geológico y Presentación de Zonas de Estudio).

Para estudios isotópicos de Sm-Nd y Rb-Sr, se agregaron algunas muestras del Complejo Duque de York en Patagonia, seleccionadas de aquellas utilizadas por Quezada (2010).

I.4.2 Metodologías

A continuación se mencionan las distintas metodologías utilizadas en este estudio, las cuales se detallarán en los capítulos correspondientes. El resumen con las distintas metodologías y muestras utilizadas para cada una de ellas se presenta en el Anexo 1.

I.4.2.1 Petrografía

Con el fin de cumplir el objetivo 1 y complementar el objetivo 5, se realizaron descripciones microscópicas detalladas de 24 areniscas y 5 clastos de conglomerado. La confección de los cortes transparentes se realizó en el Laboratorio de Corte del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por el Sr. Julio Díaz.

Además se hicieron conteos modales en areniscas siguiendo el método de Gazzi-Dickinson, contabilizando 400 puntos para cada muestra. Los resultados se proyectaron en diagramas ternarios discriminantes de proveniencia incorporando trabajos anteriores.

I.4.2.2 Catodoluminiscencia de Cuarzos Detríticos

Con el fin de cumplir el objetivo 2 y complementar el objetivo 1 y 5, se seleccionaron 13 areniscas para estudios de catodoluminiscencia de cuarzoes detríticos. Se seleccionaron aquellas muestras que presentaban bajo grado de recristalización y pocas vetillas, todas ellas también fueron analizadas modalmente.

Los cortes transparentes pulidos y las mediciones se realizaron en el Geologisch-Paläontologisches Institut, Westfälische Wilhelm-Universität Münster, Alemania. Para esto último se utilizó un “hot-cathode luminescence microscope” (HC-1KM) acoplado con un detector water-cooled ANDOR OE-CCD.

En este estudio, la distribución de los granos de cuarzo, con diferentes propiedades CL, se ha usado como una guía de la fuente de los sedimentos.

I.4.2.3 U-Pb en Circones Detríticos

Para cumplir el objetivo 3 y complementar el objetivo 5, se dataron circones detríticos de 5 areniscas mediante el método U-Th-Pb con un SHRIMP en el Research School of Earth Science, Australian National University, Canberra, Australia.

Para la separación de circones, se seleccionaron areniscas de las distintas localidades, para así tener una distribución geográfica homogénea de dataciones. Todas estas areniscas se les realizaron también análisis modales, de catodoluminiscencia y geoquímicos.

La separación se realizó en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile con la ayuda del Sr. Juan Vargas, mediante técnicas magnéticas, líquidos densos

y finalmente, selección manual con una lupa para limpiar la muestra de otros minerales que no sean circones.

I.4.2.4 Geoquímica

Para cumplir el objetivo 4 y complementar el objetivo 5 se llevaron a cabo los siguientes análisis: Geoquímica de roca total de elementos mayores y trazas, geoquímica de granates detríticos e isotopía Sm-Nd y Rb-Sr. La selección de muestras se hizo en base al bajo grado de recristalización y pocas vetillas. Todas las muestras se analizaron petrográficamente y además, las areniscas se analizaron modalmente.

▪ Elementos Mayores y Trazas

Se seleccionaron 10 areniscas, 8 lutitas y 5 clastos de conglomerados para geoquímica de roca total. Las muestras se prepararon en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile con la supervisión del Sr. Juan Vargas.

La composición de elementos mayores fue analizada mediante un ICP-AES, tanto en el laboratorio ACME en Vancouver, Canadá, como en el mismo Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Por otra parte, para 9 areniscas y 8 lutitas, los elementos trazas Sc, V, Ba, Sr y Zr fueron medidos en un ICP-AES y el resto de ellos en un ICP-MS en el laboratorio ACME en Vancouver, Canadá. Para el resto de las muestras, las composiciones fueron medidas en el ICP-AES del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por el Sr. Jaime Martínez.

A los resultados se les agregaron los obtenidos por Castillo (2008) y fueron proyectados en diagramas binarios y ternarios utilizados comúnmente en estudios de proveniencia sedimentaria. El resumen con todas las muestras analizadas, los elementos medidos y los métodos utilizados se encuentra en el Anexo 4.

▪ Geoquímica de Granates Detríticos

Se separaron granates detríticos de 10 muestras de areniscas, los que se obtuvieron de la fracción 63-125 μm . La separación se hizo mediante técnicas magnéticas y líquidos densos estándar en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por el Sr. Juan Vargas. El montaje de los minerales y los cortes pulidos se hicieron en el Institut für Mineralogie und Kristallchemie de la Stuttgart Universität, Stuttgart, Alemania.

Se midieron las concentraciones de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O y K_2O) en un total de 76 granates, mediante una microsonda electrónica Cameca SX100 en la Stuttgart Universität, Alemania.

- **Isotopía Sm-Nd y Rb-Sr**

Se seleccionaron 21 muestras para estudios isotópicos Sm-Nd y Rb-Sr. Diez de ellas corresponden a areniscas y 5 a clastos de conglomerados del Grupo Península Trinidad, a las que se les agregaron 6 areniscas del Complejo Duque de York. Las muestras fueron preparadas en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y las mediciones se realizaron en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de Sao Paulo, Brasil.

I.5 Estructura de la Tesis

Parte I: En la primera parte de la tesis se presentará el problema a resolver, junto con los antecedentes necesarios para tener una visión más global de él. También se muestran las zonas de estudio, junto con las muestras recolectadas (Capítulo I y II).

Parte II: Esta es la parte esencial del trabajo de tesis, donde se presentan todos los resultados obtenidos. Se divide en los Capítulos III, IV, V y VI (Petrografía, Catodoluminiscencia de Cuarzos Detríticos, Dataciones U-Pb en Circones y Geoquímica, respectivamente). Para cada capítulo, se señalan las metodologías específicas utilizadas y una breve discusión en relación directa con la técnica.

Parte III: A partir de los resultados que se presentan en los capítulos anteriores se realiza la interpretación, la unificación e integración de las discusiones y finalmente las conclusiones del trabajo de tesis.

II. Marco Geológico y Presentación de Zonas de Estudio

II.1 La Península Antártica

La península Antártica es uno de los bloques mejor expuestos de la Antártica Occidental y es un componente clave para el entendimiento del margen suroeste de Gondwana, ya que las relaciones espaciales que ésta tuvo con otros bloques del sector, especialmente durante el Paleozoico y Mesozoico, es aún un tema de debate (Miller, 2007).

Se ha propuesto que la configuración tectónica de toda la península Antártica está compuesta por tres dominios, los cuales pueden representar la amalgamación de distintos terrenos (Vaughan y Storey, 2000). A continuación se detalla cada uno de ellos.

II.1.1 Dominios Estructurales

Trabajos recientes sugieren que la península Antártica está formada por, al menos, tres terrenos de origen alóctono o parauctótono, los cuales definen tres dominios: Dominio Este, Dominio Central y Dominio Oeste (Vaughan y Storey, 2000). Por otra parte, Hervé et al. (2006) separa de estos tres dominios a la península Antártica Septentrional o Graham Land (Figura II-1).

El Dominio Este es de origen parauctótono y representa parte del margen del continente de Gondwana. Está separado por una zona de falla dúctil (EPLSZ; Easter Palmer Land Shear Zone, Figura II-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.

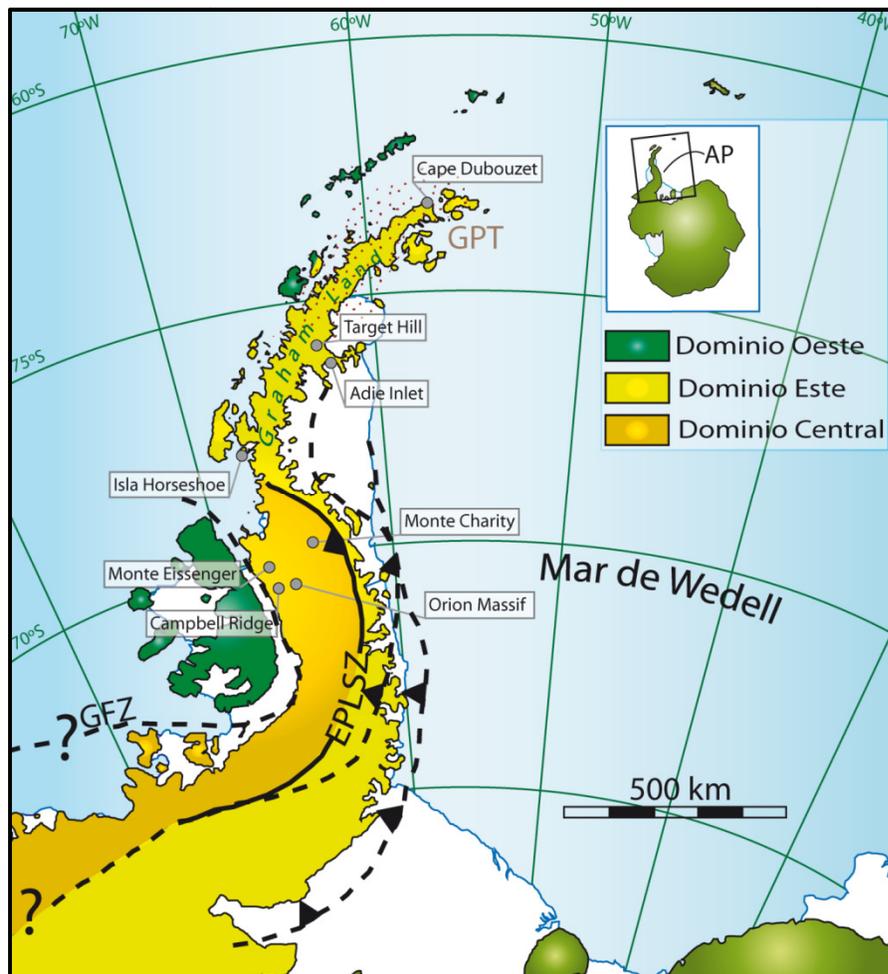


Figura II-1: Dominios estructurales, conocidos e inferidos, de la península Antártica. Zona punteada corresponde la zona donde aflora el GPT, Grupo Península Trinidad. Líneas punteadas corresponden a fallas inferidas y continuas a fallas mapeadas: EPLSZ, Easter Palmer Land Shear Zone; GFZ, Zona de Falla George VI Sound. También se ubican las localidades donde afloran las rocas más antiguas que el GPT, según Millar et al. (2002). Figura modificada de Vaughan y Storey (2000).

Por otra parte, en la península Antártica Septentrional afloran rocas sedimentarias, dentro de las cuales las más extensas son las del Grupo Península Trinidad del Permo-Triásico (?) (Hyden y Tanner, 1981). Otra sucesión sedimentaria es el Grupo Bahía Botánica (Farquharson, 1984), areniscas y lutitas del Jurásico Inferior. También aflora una extensa sucesión de rocas volcánicas silíceas del Jurásico, correspondientes al Grupo Volcánico Península Antártica (GVPA; Thomson y Pankhurst, 1983), las cuales sobreyacen a las rocas sedimentarias. Rocas intrusivas, en el rango de 168-156 Ma, cortan a las rocas anteriormente descritas (Pankhurst et al., 2000) (Figura II-2). Según Vaughan y Storey (2000), la península Antártica Septentrional podría estar en continuidad lateral con el Dominio Este.

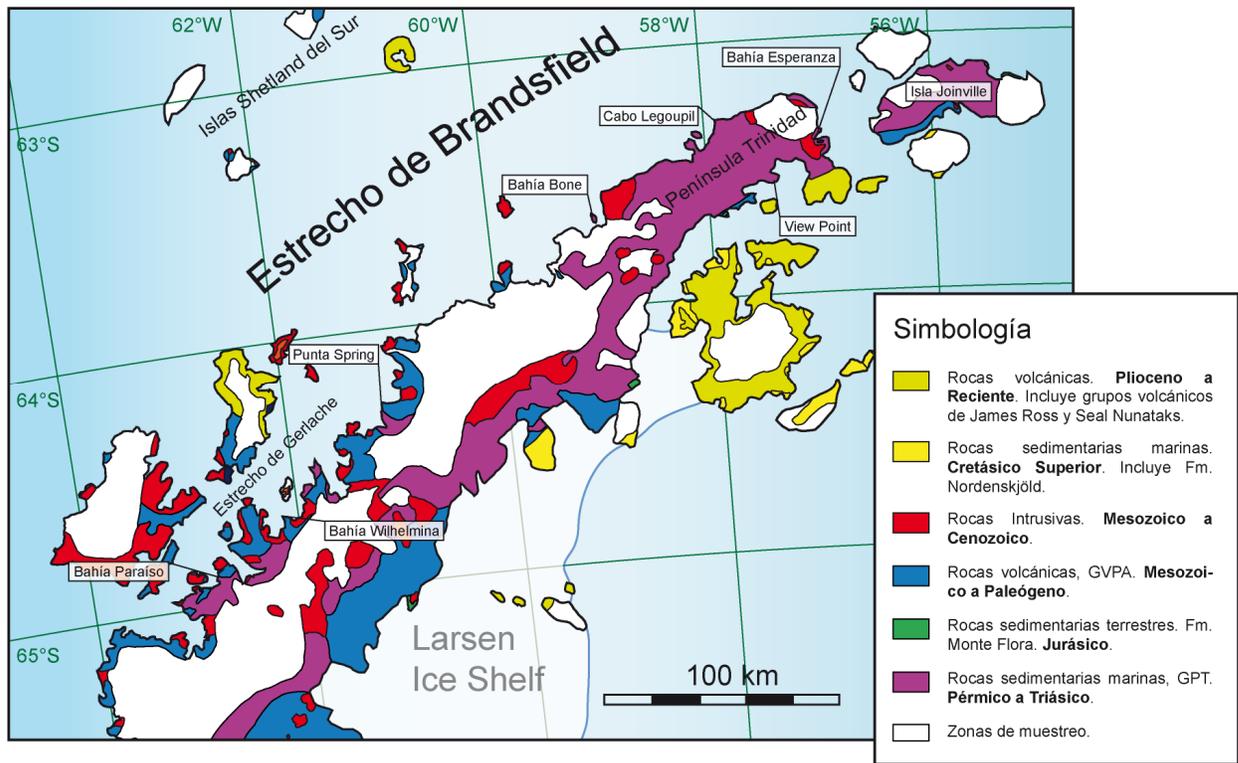


Figura II-2: Mapa geológico esquemático del norte de la península Antártica y zonas de muestreo. Modificado del mapa geológico del norte de Graham Land y las islas Shetland del Sur de la British Antarctic Survey (BAS, 1979) y el mapa tectónico del arco de Scotia de la BAS (1985).

II.1.2 Basamento de la Península Antártica

Las rocas in situ más antiguas que se exponen en la península Antártica son pequeños afloramientos que se ubican esparcidos tanto en el Dominio Central como en la península Antártica Septentrional. En el Dominio Central, específicamente en el Monte Eissenger (Figura II-1), corresponden a rocas metamórficas cuyos protolitos ígneos tienen edades del Silúrico, mientras que en la península Antártica Septentrional, las rocas más antiguas, también metamórficas, son devónicas (edad de cristalización ígnea) y se ubican en Target Hill (Figura II-1). En esta misma localidad también afloran leucogranitos con edades, tanto metamórficas como ígneas, del Carbonífero (Millar et al., 2002).

La presencia de basamento más antiguo que el Silúrico sólo se pueden inferir debido a la ocurrencia de clastos ígneos de conglomerados, en View Point, con edades ordovícicas (ver más adelante, Figura II-9) y también por la presencia de circones detríticos y heredados con edades predominantemente cámbricas, en Adie Inlet y ordovícicas, cámbricas y neoproterozoicas en Campbell Ridges (Millar et al., 2002) ubicados en la península Antártica Septentrional y Dominio Central respectivamente (Figura II-1).

Rocas ígneas y metamórficas del Pérmico afloran principalmente en el Dominio Central, específicamente en Monte Charity, Orion Massif e isla Horseshoe (Figura II-1). Por otra parte, también se ha reconocido un evento metamórfico durante el Pérmico en Adie Inlet (Millar et al., 2002).

II.2 El Grupo Península Trinidad

El Grupo Península Trinidad (GPT; Hyden y Tanner, 1981) es una sucesión metasedimentaria que aflora en el norte de la península Antártica a lo largo de 500 km, con una potencia estimada de 10 km y un ancho máximo de 80 km (Figura II-2). Está dominada por lutitas y areniscas de origen predominantemente turbidítico, además de algunas intercalaciones de limolitas y de conglomerados, los cuales afloran en la zona de la península View Point y cabo Legoupil (Hyden y Tanner, 1981; Aitkenhead, 1975).

El primero que introdujo el nombre de Series de la Península Trinidad, para describir esta secuencia de rocas fue Adie en 1957, quien además le asignó una edad carbonífera tardía. Posteriormente, numerosos estudios de la British Antarctic Survey y de las expediciones antárticas polacas ayudaron a mejorar el mapeo de la zona y a definir mejor esta sucesión. Thomson (1975) definió una fauna triásica para esta serie en la zona de cabo Legoupil y además le asignó el rango de formación. Finalmente Hyden y Tanner (1981) fueron quienes ascendieron a esta unidad a la categoría de grupo, definiendo tres formaciones en la parte norte: Formaciones Bahía Esperanza, Legoupil y View Point. Por otra parte, Alarcón et al., (1976), en la zona del estrecho de Gerlache, definieron la Formación Bahía Charlotte, la que correlacionaron con este grupo, tal como lo hizo Birkenmajer (1992) más al sur con la Formación Bahía Paraíso. A pesar de todos los trabajos realizados en la zona y debido a los difíciles accesos, aún existen grandes áreas que no tienen una asignación estratigráfica, tampoco se conoce la extensión geográfica de dichas formaciones, así como su edad y las relaciones estratigráficas entre ellas.

La edad del GPT está actualmente constreñida entre las edades de proveniencia, de aproximadamente 270 Ma (U-Pb Hervé et al., 2006; Barbeau et al., 2009) 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). También se ha reconocido una fauna marina triásica bien desarrollada en cabo Legoupil (Thomson, 1975a, 1975b). Por otra parte, Bradshaw et al. (en prensa) ha sugerido al GPT, en la península View Point, como la parte más antigua, debido a la falta de circones detríticos pérmicos en la matriz de los conglomerados.

La base del GPT no se expone en ningún afloramiento conocido, sin embargo, en Cape Dubouzet (Figura II-1), xenolitos en un complejo plutónico que corta al GPT, contienen edades metamórficas de 315 Ma (Loske et al., 1990; Loske y Miller 1991b). En el techo del GPT hay una discordancia erosiva que lo pone en contacto con el Grupo Volcánico de la Península Antártica, aunque ese contacto no se observa en todos los afloramientos por encontrarse cubierto por hielo y sedimentos actuales. En la zona de bahía Esperanza, por el contrario, la Formación Monte Flora, del Grupo Bahía Botánica, sobreyace al GPT en un posible contacto por falla (Birkenmajer, 1993a, 1993b) o erosivo (Elliot y Gracanic, 1983).

En cuanto al metamorfismo e intensidad de la deformación, estos se incrementan, generalmente, hacia el sureste, desde areniscas y lutitas inalteradas hasta esquistos totalmente recristalizados (Wendt et al., 2008 y referencias ahí citadas). Este incremento gradual en el grado metamórfico muestra una sucesión ininterrumpida de condiciones de prenita-pumpellita, pumpellita-actinolita y facies de esquistos verdes

con temperaturas máximas de 300°C a 380°C y presiones bajas a intermedias (Wendt et al., 2008 y referencias ahí citadas). Por otra parte, Trouw et al. (1997), Kelm y Hervé (1994) y Smellie (1996) han indicado un metamorfismo de anquizona y epizona.

Se cree que la deformación está dominado por una “fase principal” de pliegues asimétricos e isoclinales formados 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).

Muchos autores asumen que el depósito del GPT 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 fosa-talud, chert-fangolitas pelágicas, “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 GPT, es improbable, ya que las rocas volcánicas máficas (lavas, diques y tobas), contemporáneas al GPT, son menores en cuanto a volumen y de composición alcalina (Hyden y Tanner, 1981). Por otra parte, Smellie (1991) propuso un margen pasivo para el GPT en la península View Point y cabo Legoupil, basado en análisis modal en areniscas.

Aunque el GPT ha sido interpretado como depósitos turbidíticos (Hyden y Tanner, 1981; Paciullo et al., 2002; Birkenmajer, 1993a y b, 1997), nuevos trabajos realizados en la zona norte de la península, específicamente en la península Tabarín (Figura II-9) señalan que el ambiente de depósito, por lo menos en la zona de bahía Esperanza, fue probablemente una plataforma silíceo-clástica poco profunda y de baja energía (Montes et al., 2005).

II.2.1 Trabajos Anteriores de Proveniencia Sedimentaria

Otros autores que han trabajado en la zona y que han hecho estudios de proveniencia son Smellie (1987, 1991), Birkenmajer et al. (1997), Willan (2003), Castillo (2008) y Barbeau et al. (2009).

Smellie (1987, 1991) sólo utilizó métodos petrográficos, con lo que reconoció tres petrofacies de areniscas, las cuales correlacionó con las formaciones descritas por Hyden y Tanner (1981) y Alarcón et al. (1976): Petrofacies I; Fm. Legoupil y View Point, con proveniencia de orógeno reciclado y arco disectado. Petrofacies II; Fm Bahía Esperanza, con proveniencia de arco disectado. Petrofacies III; Fm. Bahía Charlotte, con características intermedias a las petrofacies anteriores. Con estos resultados el autor sugiere, basado en las razones de cuarzo/feldespatos, que la Fm Bahía Esperanza es la formación más joven y View Point con Legoupil son las más antiguas.

Birkenmajer et al. (1997), utilizando los mismos métodos que Smellie, pero más al sur, en bahía Paraíso, encontró que las areniscas de esa zona tienen una proveniencia de basamento alzado.

Willan (2003) incorporando geoquímica de areniscas, pero sólo en la zona norte de los afloramientos (bahía Esperanza, península View Point y cabo Legoupil), concluyó que el GPT es producto de la erosión de una fuente poco meteorizada que pudo ser una superficie recientemente cubierta por glaciares. Esto último basado en la poca alteración de las muestras sumado a la ocurrencia de líticos metamórficos. Además, el autor sugiere una fuente para estas rocas ubicada en el norte de la Patagonia.

Castillo (2008), realizando estudios geoquímicos en areniscas, tanto en la península Trinidad, como en el estrecho de Gerlache, concluyó que el GPT se habría originado a partir de la erosión de una fuente ígnea común, de composición intermedia a ácida posiblemente en un margen continental activo. Además, encontró fuertes similitudes, tanto geoquímicas como cronológicas, con el Complejo Duque de York, en Patagonia, el Terreno de Rakaia, en Nueva Zelanda, y el Grupo LeMay en el sur de la península Antártica, sugiriendo que derivan del mismo margen continental activo, como también lo había propuesto Lacassie et al. (2006) para el Complejo Duque de York, Grupo Le May y Rakaia.

Finalmente Barbeau et al. (2009), realizaron dataciones U-Pb en circones detríticos, las cuales coinciden con dataciones hechas antes por Hervé et al. (2006) y que muestran una estrecha población de circones pérmicos, como también ocurre en muestras del Complejo Duque de York, en Patagonia. Por otra parte, Millar et al. (2002) realizaron dataciones U-Pb en circones de clastos graníticos de conglomerados de View Point, los cuales son predominantemente ordovícicos, sin embargo, la matriz de dichos conglomerados carece de la población pérmica común en todas las otras localidades (Bradshaw et al., en prensa).

II.2.2 Presentación de Zonas de Estudio y Muestras Recolectadas

A continuación se presentarán las zonas que fueron estudiadas y muestreadas en las campañas de terreno realizadas en la península Antártica (Figura II-2) en el verano de los años 2007, 2008 y 2009. El detalle de las muestras, ubicación exacta y los análisis que se realizaron con ellas se puede encontrar en el Anexo 1.

II.2.2.1 Isla Joinville

La isla Joinville es la más grande del grupo de las islas Joinville, que corresponde también a las islas D'Urville, Dundee y Bransfield. Se ubica al norte de la península Antártica, separada de ella por el Seno Antártico. Los afloramientos en esta isla son escasos y han sido estudiados previamente por Elliot (1967) y Riley et al. (2010).

La geología de la isla Joinville está dominada por las rocas sedimentarias del GPT y del Grupo Bahía Botánica (Figura II-3). También hay afloramientos de rocas volcánicas, las cuales han sido identificadas en la costa sur de la isla (Elliot, 1967), al igual que la Formación Nordenskjöld (lavas riolíticas, ignimbritas,

aglomerados y tobas de caída intercalados con lutitas de edad cretácica). No se han observado relaciones estratigráficas entre el Grupo Bahía Botánica ni en las rocas volcánicas. Todas las unidades anteriores están intruídas por plutones de diorita-tonalita de edad desconocida, pero que han sido correlacionados con plutones de 85 Ma (Riley et al., 2010).

Elliot (1967) sugiere que el depósito de los sedimentos que conforman las rocas del GPT fue en aguas marinas profundas.

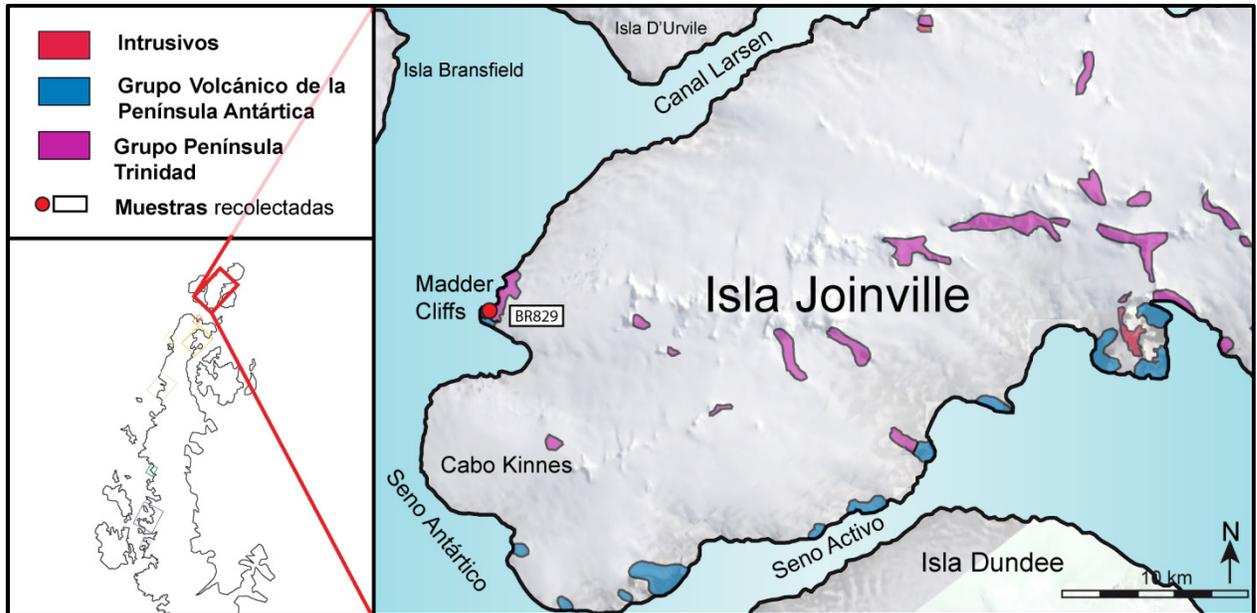


Figura II-3: Islas Joinville y ubicación de muestras. Modificado de Elliot (1967) y el mapa geológico de la BAS (1979).

En la zona de muestreo, Madder Cliffs (Figura II-3, Figura II-4), se aprecian intercalaciones de areniscas y wackas grises con potencias que van desde los 0,3 a 1,8 m. Además, existen muchas vetillas de cuarzo y filones máficos de grano muy fino, poco potentes (hasta 5 cm de espesor). La estratificación medida en este sector tiene un rumbo de N 66 a 70° al E con un manteo de 85°S. En este sector se recolectó la muestra BR829 (Anexo 1).



Figura II-4: Vista hacia el NE del afloramiento del GPT en Madder Cliffs, isla Joinville, donde se observa la estratificación subvertical.

II.2.2.2 Bahía Esperanza

Otro afloramiento importante del GPT se ubica en el extremo norte de la península Antártica, específicamente en la bahía Esperanza. Los afloramientos de este sector, sobre todos los relacionados al GPT han sido estudiados por Hyden y Tanner (1981), Smellie (1987, 1991), Birkenmajer (1993a y b) Paciullo et al. (2002) y Montes et al. (2005), entre otros.

En esta zona, el GPT es una sucesión relativamente no deformada de estratos subverticales, con aproximadamente iguales proporciones de areniscas líticas de color gris y lutitas negras, con un espesor de 533 m, según Paciullo et al. (2002), o 1400 m, según Montes et al. (2005). La base del GPT no aflora en la zona de estudio. Lo sobreyace la Formación Mount Flora del Grupo Bahía Botánica, pero el contacto no está expuesto debido a que está cubierto por detritos de ladera. Según Elliot y Gracanic (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 Grupo Volcánico de la Península Antártica (Figura II-5, Figura II-6).

Las rocas del GPT han sido interpretadas como turbiditas (Hyden y Tanner, 1981; Paciullo et al., 2002; Birkenmajer, 1993a y b), sin embargo, Montes et al. (2005) sugieren un medio sedimentario más somero, próximo a plataformas siliciclásticas afectadas por tormentas y mareas.

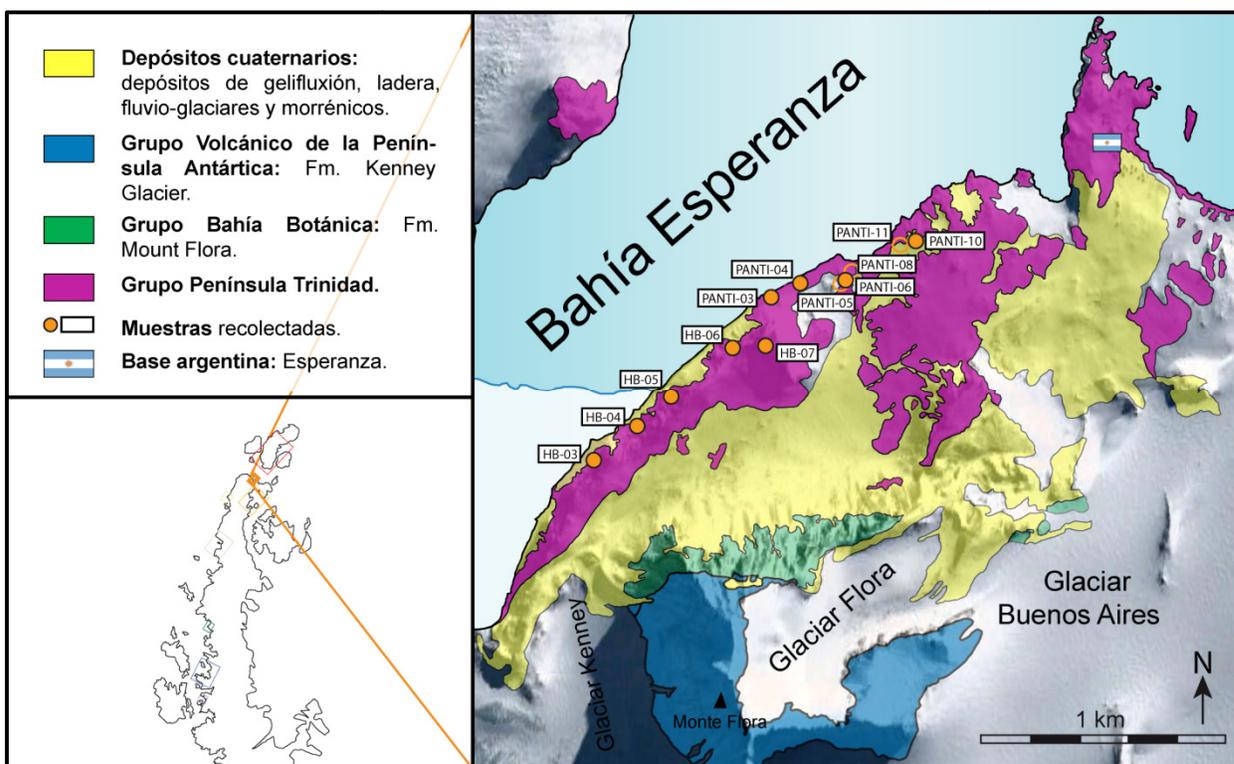


Figura II-5: Bahía Esperanza y ubicación de muestras. Modificado de Montes et al. (2005). Círculos llenos representan a las areniscas y los vacíos a lutitas.

En la zona de muestreo (Figura II-5), las rocas del GPT están conformadas por capas masivas de areniscas grises rojizas de grano medio a fino intercaladas con lutitas negras masivas a levemente fisibles, algunas con vetillas de cuarzo 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 O y un manteo subvertical. Se reconoció un pliegue isoclinal (eje N10°O/54°O) en las lutitas, por lo que posiblemente haya una repetición de la sucesión. Las muestras recolectadas en este sector son areniscas: HB-03,-04,-05,-06 y -07, a las que se les sumó las areniscas PANTI-03,-04,-06 y -10 y las lutitas PANTI-05,-08 y -11 (Anexo 1) que también se usaron en Castillo (2008).



Figura II-6: Bahía Esperanza. Vista hacia el sur, donde se observa el monte Flora y las Formaciones Glaciario Kenny y Mount Flora sobreyaciendo al GPT.

II.2.2.3 Cabo Legoupil

El GPT en la zona de cabo Legoupil, noroeste de la península Antártica, ha sido estudiado por Halpern (1965), Thomson, (1975a), Hyden y Tanner (1981), Smellie (1987, 1991) y Trouw et al. (1997), entre otros.

El GPT en esta zona está dominado por lutitas negras, pero también hay areniscas grises, las que son de grano más fino y los estratos son menos potentes (<50 cm) (Hyden y Tanner, 1981). Intercalados en las lutitas hay tobas de caída félsicas muy finas (<5 cm) (Thomson, 1975a) y al igual que en la península View Point afloran los únicos afloramientos de conglomerados polimícticos, chert y esquistos verdes (Smellie, 1991). Tampoco se han reconocido afloramientos de su base y lo sobreyace las rocas volcánicas del Grupo Volcánico de la Península Antártica (Figura II-7).

Hyden y Tanner (1981) interpretó las rocas como turbiditas. Por otra parte, Thomson (1975) encontró una fauna marina del Triásico bien desarrollada.

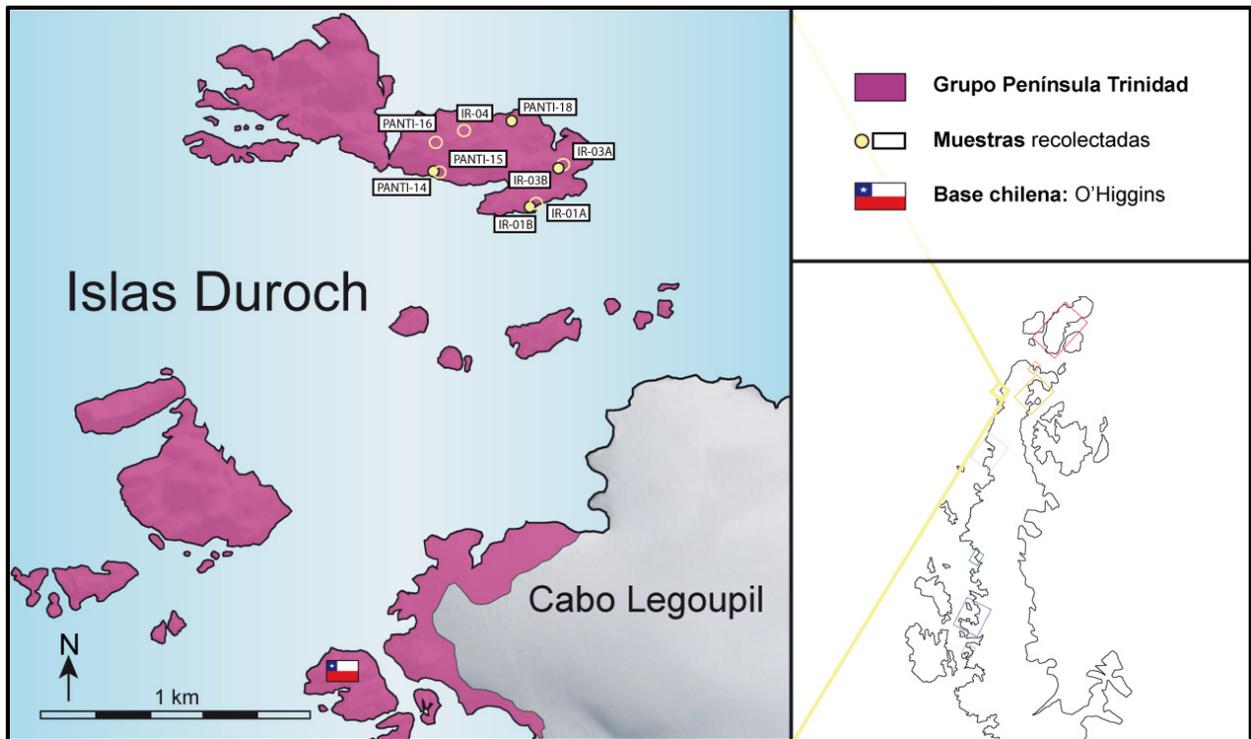


Figura II-7: Islas Duroch, cabo Legoupil y ubicación de muestras. Modificado del mapa geológico de la BAS (1979). Círculos llenos representan a las areniscas y los vacíos a lutitas.

En la zona de muestreo, específicamente en las islas Duroch (Figura II-7), las rocas del GPT consisten en finas intercalaciones de areniscas grises de grano medio y lutitas masivas negras (Figura II-8). Las areniscas y lutitas tienen vetillas de cuarzo y epidota con pirita diseminada y presentan lentes de lutita. En las intercalaciones de arenisca y lutita se observa sólo alteración a epidota en las areniscas. La estratificación medida en la zona presenta un rumbo de N 55° a 67° al E y manto de 50°N aproximadamente. Las muestras recolectadas en este sector son areniscas, IR-01B y -03B, y lutitas, IR-01A, -03A, -04 a las que se les sumó las areniscas PANTI-14 y -18 y las lutitas PANTI-15 y -16 (Anexo 1) que también se usaron en Castillo (2008).



Figura II-8: A la derecha, vista de la base chilena Bernardo O'Higgins sobre el GPT. A la izquierda, afloramiento en islas Duroch.

II.2.2.4 Península View Point

Uno de los afloramientos más importantes que ha sido asignado como parte del GPT es el que se ubica al sureste de la península Trinidad, en la península View Point y alrededores (Figura II-9). Algunos trabajos de la geología de este lugar son los de Halpern (1965), Aitkenhead (1975), Hyden y Tanner (1981), Smellie (1987, 1991), Millar et al. (2002), del Valle et al. (2007) y Bradshaw et al. (en prensa), entre otros.

Las rocas consisten en areniscas masivas e intercalaciones finas de areniscas y lutitas muy similares a los afloramientos en cabo Legoupil, además de los conglomerados polimícticos, que son minoritarios. Al igual que en cabo Legoupil, dominan las lutitas o filitas, ya que menos del 30% de los estratos expuestos son areniscas y están generalmente volcados (Hyden y Tanner, 1981; Smellie, 1987). También se han descrito finas capas de tefra riolítica (Hyden y Tanner, 1981). La base no aflora en esta zona y está en contacto por falla con el Grupo Volcánico James Ross Island (basaltos cenozoicos), al sur de la península View Point (del Valle et al., 2007).

Estos depósitos han sido atribuidas a corrientes de turbidez de baja energía (las areniscas finas, limolitas y lutitas) y alta concentración, en la boca de canales o cañones submarinos, en sectores superiores de un abanico submarino (capas gruesas de areniscas y conglomerados) (Bradshaw et al., 2003).

Bradshaw et al. (en prensa) dataron clastos y matriz de los conglomerados, con resultados un poco diferentes que para el resto del GPT. La matriz carece de los circones pérmicos, sugiriendo un depósito cercano al límite Carbonífero-Pérmico, siendo así la parte más antigua del GPT.

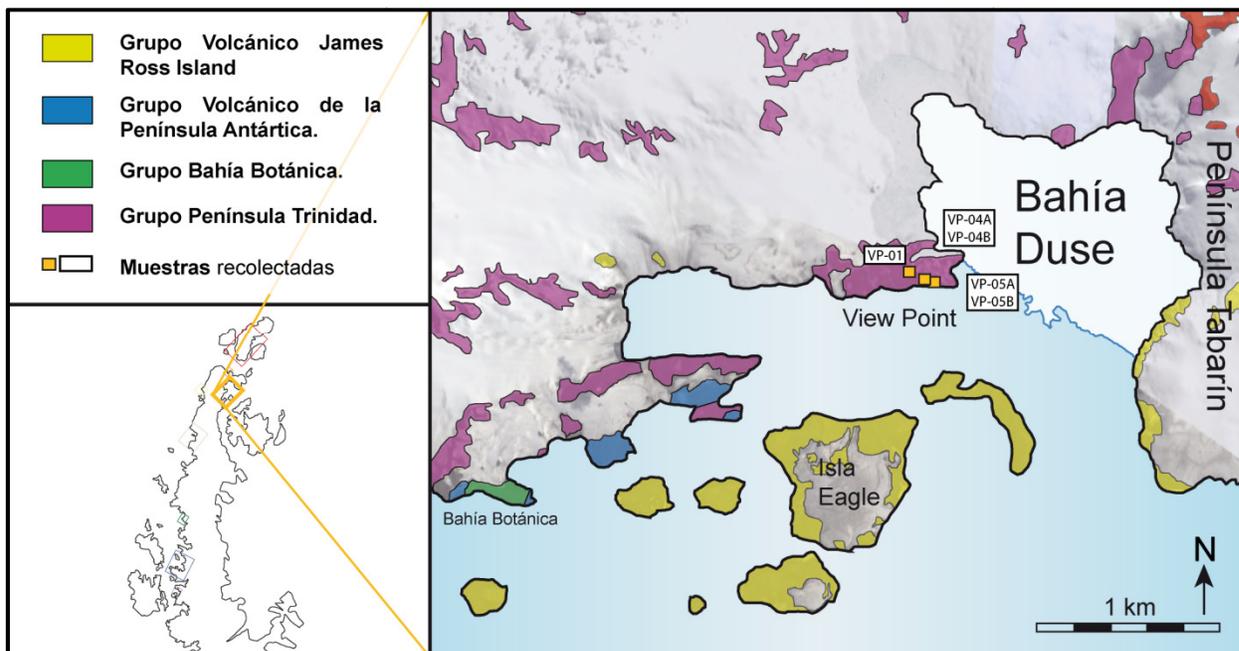


Figura II-9: View Point y ubicación de muestras. Modificado del mapa geológico de la BAS (1979). Todas las muestras corresponden a clastos de conglomerado.

En la zona de muestreo (Figura II-9, Figura II-10) afloran conglomerados en estratos de hasta 5 m de espesor, en algunas zonas con matriz de filita y en otras con matriz de arenisca. También existen capas de areniscas, cuarcitas y filitas intercaladas, donde dominan las filitas. Los conglomerados son generalmente clastosoportados y compuestos principalmente por clastos centimétricos hasta decimétricos, de granitoides y, en menores proporciones, de areniscas, algunos alterados y otros muy frescos. En la zona norte de la península View Point no afloran los conglomerados. La estratificación en la zona tiene un rumbo de N 70° a 80°E y un manteo entre 60° y 80° al NO, también se reconocieron muchos pliegues, tanto decimétricos como métricos, generalmente con ejes con rumbo 80°E y también pliegues Z (Figura II-10). Las muestras recolectadas en este sector corresponden a clastos de conglomerados, que son granitoides: VP-01,-04A,-04B,-05A,-05B (Anexo 1).

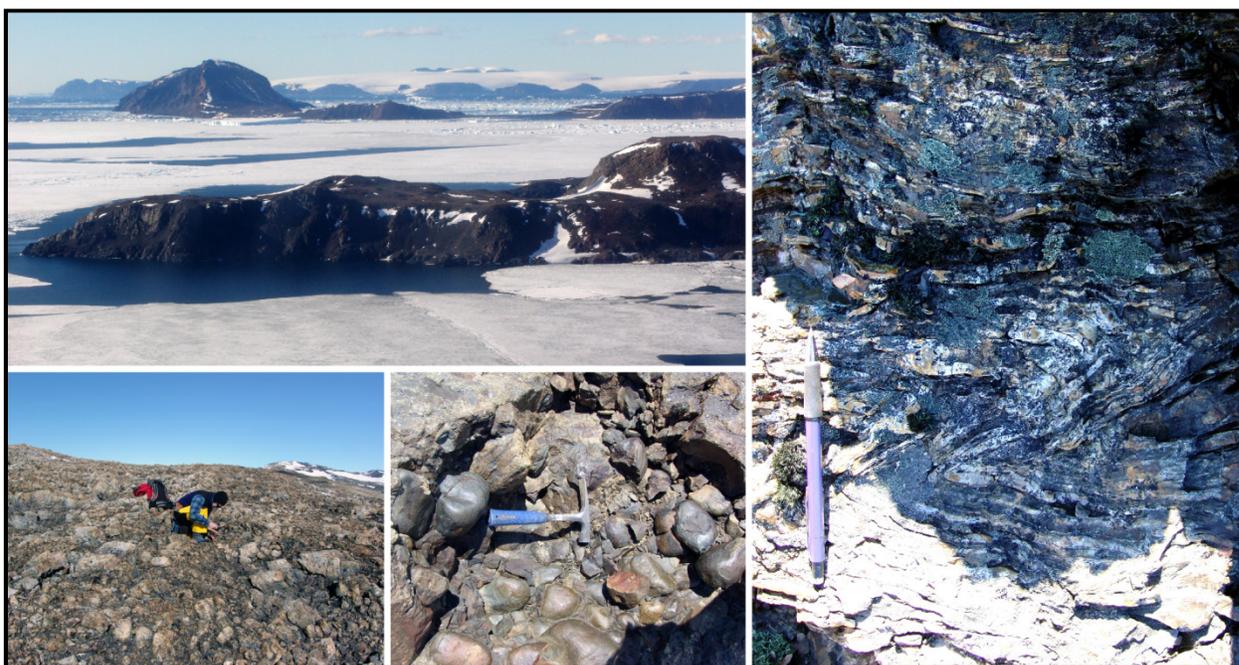


Figura II-10: Esquina superior izquierda, vista hacia el SE de la península View Point. Esquina inferior izquierda y centro, zona de muestreo de los clastos de conglomerado. Derecha, pliegue Z.

II.2.2.5 Bahía Bone

La geología de la bahía Bone está dominada por intrusivos de edad cretácica tardía (Tangeman et al., 1996). Al este de la bahía afloran también diques máficos que cortan a los intrusivos antes descritos (Grunow, 1993). Sólo en el centro de la bahía, en la isla Blake, afloran las rocas sedimentarias del GPT, donde no se han encontrado trabajos anteriores (Figura II-11).

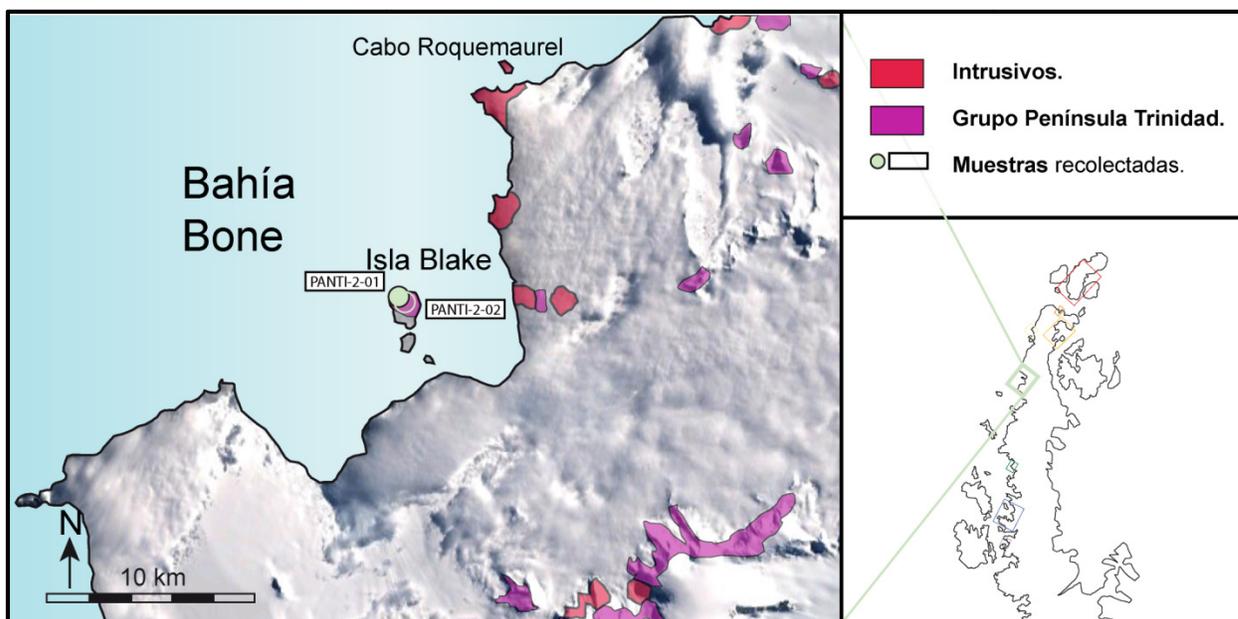


Figura II-11: Isla Blake, bahía Bone y ubicación de muestras. Modificado del mapa geológico de la BAS (1979). Círculos llenos representan a las areniscas y los vacíos a lutitas.

Las muestras fueron recolectadas en la isla Blake, que se ubica en el centro de bahía Bone, donde afloran areniscas grises ricas en cuarzo intercaladas con lutitas negras fisibles (Figura II-12). Los estratos tienen una potencia aproximada de 30 cm y las lutitas están finamente laminadas. La estratificación tiene rumbo NS a NNE-SSO con un manteo aproximado de 40°. Se recolectaron dos muestras en esta isla: PANTI-2-01, que corresponde a una arenisca y PANTI-2-02, que es una lutita (Anexo 1).



Figura II-12: Afloramientos del GPT en la isla Blake.

II.2.2.6 Punta Spring

En la costa noreste del estrecho de Gerlache se encuentra la Punta Spring (Figura II-13), lugar que ha sido estudiado detalladamente por Alarcón et al. (1976), quien estudió toda la geología del estrecho de Gerlache.

El GPT en Punta Spring 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). La potencia de estas rocas 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. Lo sobreyace la Formación Canal Lautaro (Alarcón et al., 1976), rocas del Grupo Volcánico de la Península Antártica, aunque el contacto no se observa.

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

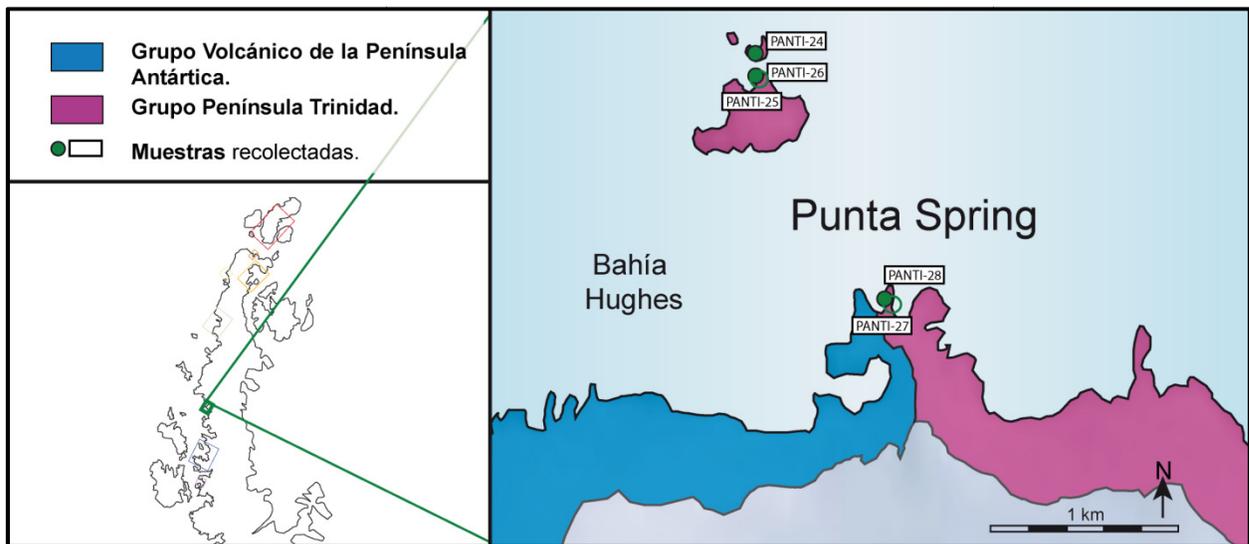


Figura II-13: Punta Spring y ubicación demuestras. Modificado a partir de Alarcón et al. (1976) y el mapa geológico de la BAS (1979). Círculos llenos representan a las areniscas y los vacíos a lutitas.

En el área de estudio (Figura II-14), las rocas del GPT consisten en areniscas grises de grano fino con muchas vetillas de cuarzo y mayor grado de esquistosidad que en los otros afloramientos del GPT. Tiene intercalaciones de lutita negra, la cual tiene vetillas de cuarzo, que también están en las areniscas, pero en menor medida. La estratificación medida en la zona tiene un rumbo aproximado de N30°O con un manteo de 40° al NE. En esta zona se recolectaron las muestras: PANTI-24,-26 y -28 (areniscas) y PANTI-25,-27 (lutitas) (Anexo 1), las que también fueron utilizadas en Castillo (2008).



Figura II-14: Izquierda, Punta Spring. Derecha, vista hacia el norte de la zona de muestreo.

II.2.2.7 Bahía Wilhelmina

Justo al frente del sur de la isla Brabant, 70 km más al suroeste de Punta Spring, se encuentra la bahía Wilhelmina (Figura II-15). La geología de la zona es similar a la de Punta Spring y ha sido estudiada por West (1974), Alarcón (1976) y Smellie (1991).

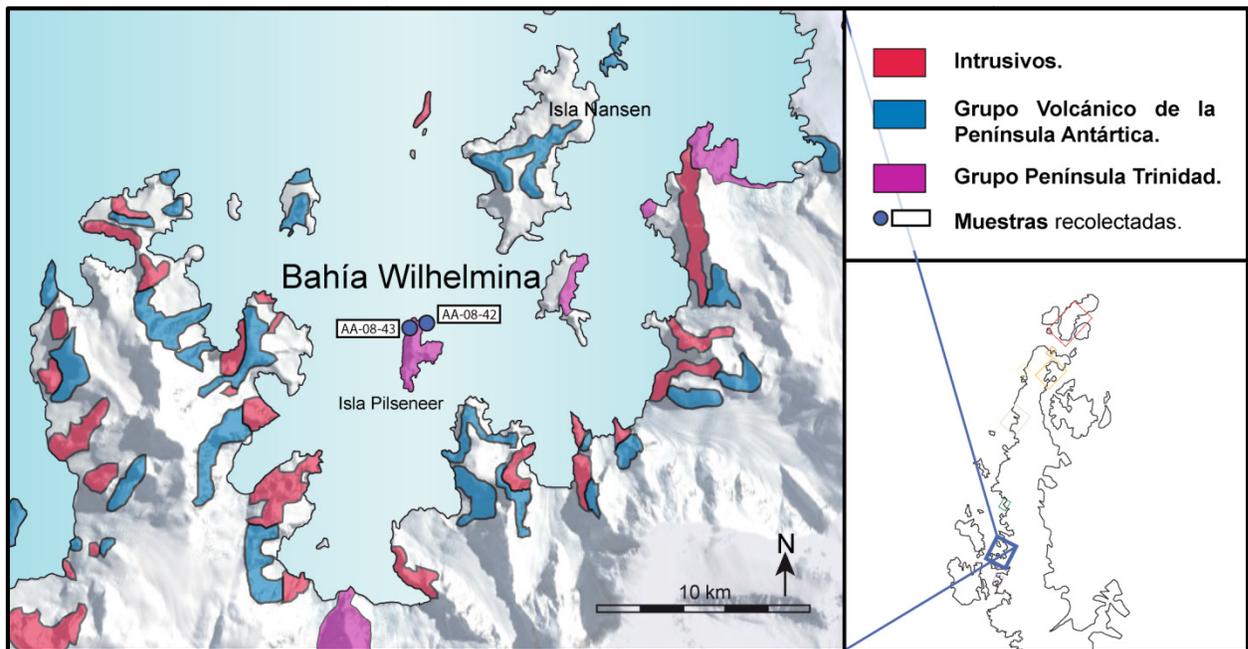


Figura II-15: Isla Pelseneer, bahía Wilhelmina y ubicación de muestras. Modificado a partir de Alarcón et al. (1976) y del mapa geológico de la BAS (1979).

Las muestras fueron recolectadas específicamente en la isla Pelseneer (Figura II-15). Se recolectaron dos muestras en esta isla: AA-08-42 y AA-08-43, que corresponden a areniscas (Anexo 1).

II.2.2.8 Bahía Paraíso

La bahía Paraíso se ubica en la costa sureste del estrecho de Gerlache (Figura II-16). Los afloramientos de esta bahía han sido previamente estudiados por Alarcón (1976), Birkenmajer (1992 y 1997) y Birkenmajer et al. (1997), entre otros.

Según Birkenmajer et al. (1997), las rocas del GPT en esta bahía difieren considerablemente, en el carácter sedimentario, con aquellas que afloran en bahía Esperanza. Es una sucesión metasedimentaria de areniscas cuarcíferas grises y lutitas negras con variadas estructuras sedimentarias bien preservadas, además de trazas de *Subphyllochora* y raras improntas de medusa (Birkenmajer et al., 1997). Sobre el GPT sobreyacen las rocas volcánicas del Grupo Volcánico de la Península Antártica, en una discordancia de erosión y la base no aflora, sin embargo, se le ha asignado un espesor aproximado de 1000 m (Birkenmajer et al., 1997). Según este mismo autor, los depósitos representan, probablemente, la parte distal de un depósito turbidítico,

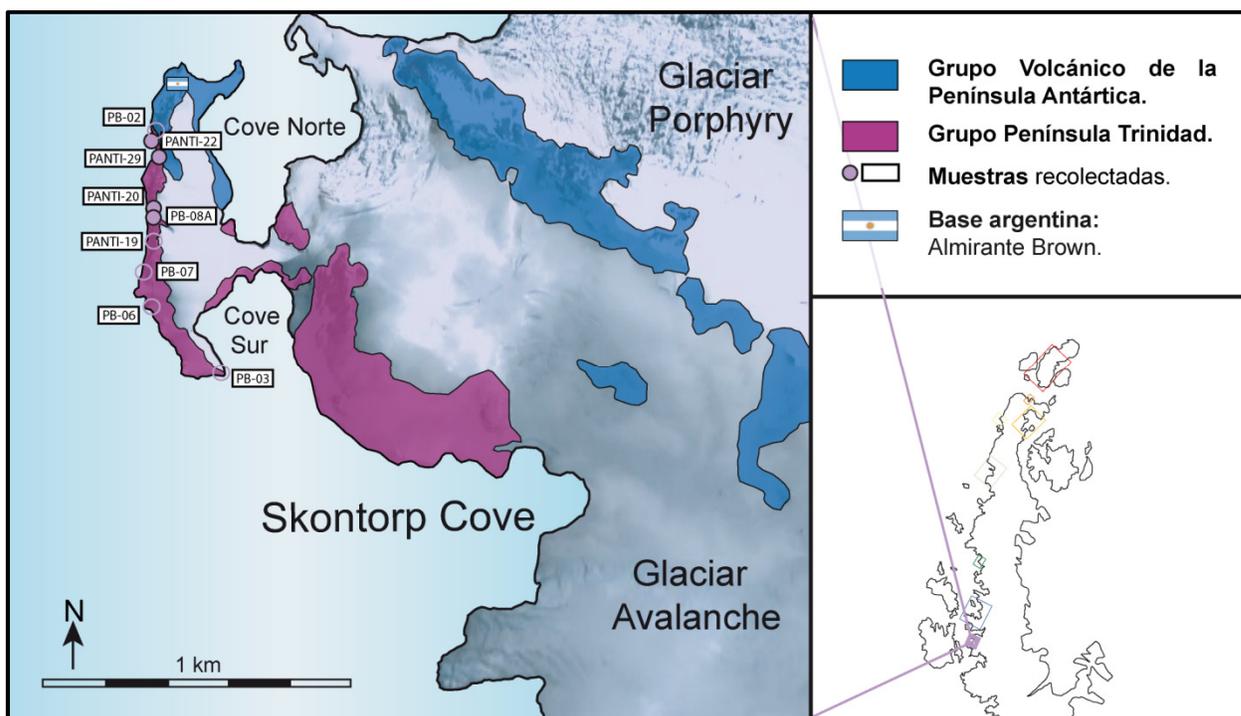


Figura II-16: Bahía Paraíso y ubicación de muestras. Mapa modificado a partir de Birkenmajer (1997). Círculos llenos representan a las areniscas y los vacíos a lutitas.

En el área de muestreo (Figura II-17), las rocas del GPT 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. Además, hay estratificación cruzada en pequeña escala, preservada en las areniscas, que muestran que la base de del GPT se encuentra hacia el norte, donde está el contacto con las rocas del Grupo Volcánico de la Península Antártica. 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. Por otra parte la estratificación es de escala centimétrica, con un rumbo de N 55° a 80°E y un manteo de aproximadamente 60° al S. Las muestras recolectadas son: PB-02,-03A,-06 y -07 (lutitas) y PB-08A (arenisca), sumándose a estas las areniscas PANTI-20,-22 y -29 y la lutita PANTI-19 (Anexo 1), que también se usaron en Castillo (2008).

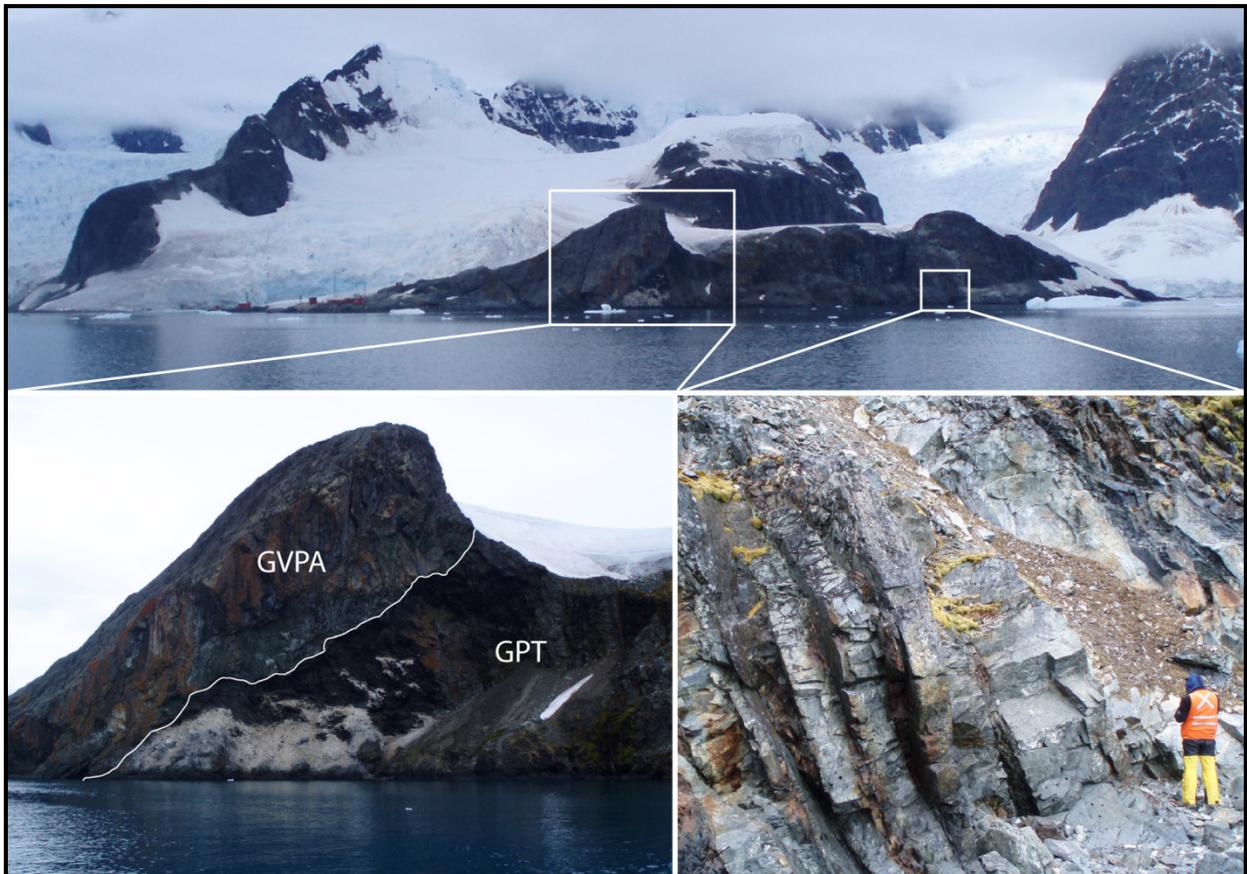


Figura II-17: Vista general hacia el este de la zona de muestreo. Se observa el contacto discordante entre el Grupo Volcánico de la Península Antártica (GVPA) y el Grupo Península Trinidad (GPT).

III. Petrografía

III.1 Introducción

La petrografía es una herramienta ampliamente utilizada para estudios de proveniencia y sirve como una primera aproximación para conocer la naturaleza de su fuente, sobre todo los análisis de minerales livianos en areniscas, ya que la composición mineralógica de los sedimentos se encuentra estrechamente relacionada con el régimen tectónico donde éstos se originan (Dickinson, 1970; Dickinson y Suczek, 1979).

En el caso de las areniscas, se utilizan las proporciones modales de los minerales livianos, es decir, las cantidades relativas de estos minerales en las muestras (cuarzo, feldespatos y además los distintos líticos). Para ello se realizan conteos modales en las areniscas mediante diferentes metodologías, dentro de las cuales el más usado es el de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984), ya que es independiente del tamaño de grano. Sin embargo, hay varias limitantes, las cuales se deben a los procesos diagenéticos y metamórficos que cambian la textura de las rocas y que generalmente hacen que minerales menos resistentes a la meteorización sean subestimados con respecto a minerales más estables como el cuarzo.

En el caso de los conglomerados, cada clasto representa directamente los tipos de roca que ocurre en la zona fuente. Sin embargo, se deben analizar con cuidado, ya que pueden representar sólo fuentes cercanas y locales, no necesariamente la fuente principal.

En este capítulo se presentan los resultados del estudio petrográfico de areniscas y clastos de conglomerado del GPT. Además, se integran resultados de trabajos anteriores (Willan, 2003; Birkenmajer et al., 1997; Smellie, 1987; 1991; y Aitkenhead, 1975) para realizar una interpretación más completa.

III.2 Metodología

Se realizaron descripciones detalladas de 24 areniscas del GPT y 5 clastos de conglomerados de View Point en corte transparente, los cuales se hicieron en el laboratorio de corte del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por el Sr. Julio Díaz.

Las muestras seleccionadas representan la totalidad de las áreas de estudio y presentan un leve metamorfismo y leve deformación post-depósito. Para realizar los conteos modales se utilizó el método

de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984), contando 400 puntos por corte de la población de tamaño mayor a 63 μm . Los resultados se proyectaron en diagramas ternarios de discriminación de proveniencia para realizar la interpretación (Diagramas QFL y QmFLt, basados en los de Dickinson y Suczek, 1979).

III.3 Resultados

Las descripciones detalladas de todas las muestras utilizadas en este estudio se encuentran en el Anexo 2, además, los resultados de los conteos modales están en la Tabla III-1.

III.3.1 Petrografía de Areniscas

A continuación se presentan las observaciones más relevantes hechas a las areniscas seleccionadas para los conteos modales

III.3.1.1 Textura

En general, las muestras examinadas corresponden a areniscas de grano fino a medio, con poca matriz (<12%). Las muestras AA-08-43 y PB-08A, de bahía Wilhelmina y bahía Paraíso respectivamente, tienen tamaño de arena muy fina (promedio 0,08 mm). Algunas muestras de bahía Esperanza, cabo Legoupil y bahía Wilhelmina son las que tienen tamaño de grano más grueso (PANTI-03 PANTI-04, en bahía Esperanza, PANTI-18 en cabo Legoupil y AA08-42 en bahía Wilhelmina), con promedios de 0,5 mm.

La selección es mala a moderada, teniendo mejor selección algunas muestras de cabo Legoupil y bahía Paraíso (muestras IR-03B y PANTI-20). Los granos son angulosos a subangulosos, incluyendo fragmentos lábiles, como líticos y feldespatos euhedrales.

Los porcentajes de matriz son bajos (entre 5 y 12%), siendo las muestras PANTI-2-01, HB-03 y HB-04, las con más contenido de ésta. Está compuesta por filosilicatos, principalmente arcillas, que le da un color negro. En bahía Esperanza está muy oxidada, con un color rojo anaranjado (Figura III-2), y en cabo Legoupil está alterada a clorita (Figura III-1).

III.3.1.2 Composición General

Las areniscas, en general, se clasifican como arcosas, con excepción de la mayoría de las muestras de bahía Esperanza que son arcosas líticas (Folk, 1980). Todos los tipos de fragmentos son comunes a todas las localidades y se detallan a continuación:

- **Cuarzos**

Los fragmentos de cuarzo son abundantes (28-58% del total de los fragmentos), siendo bahía Esperanza la localidad donde menos ocurren. En este mismo sector también ocurre una mayor proporción de cuarzos policristalinos, pero mayoritariamente éstos monocristalinos (entre 2 y 6% de cuarzos policristalinos). En las otras localidades, los cuarzos policristalinos representan menos del 3% del total de los fragmentos. También es común observar extinción ondulosa, pero es más frecuente la ocurrencia de cuarzo no onduloso.

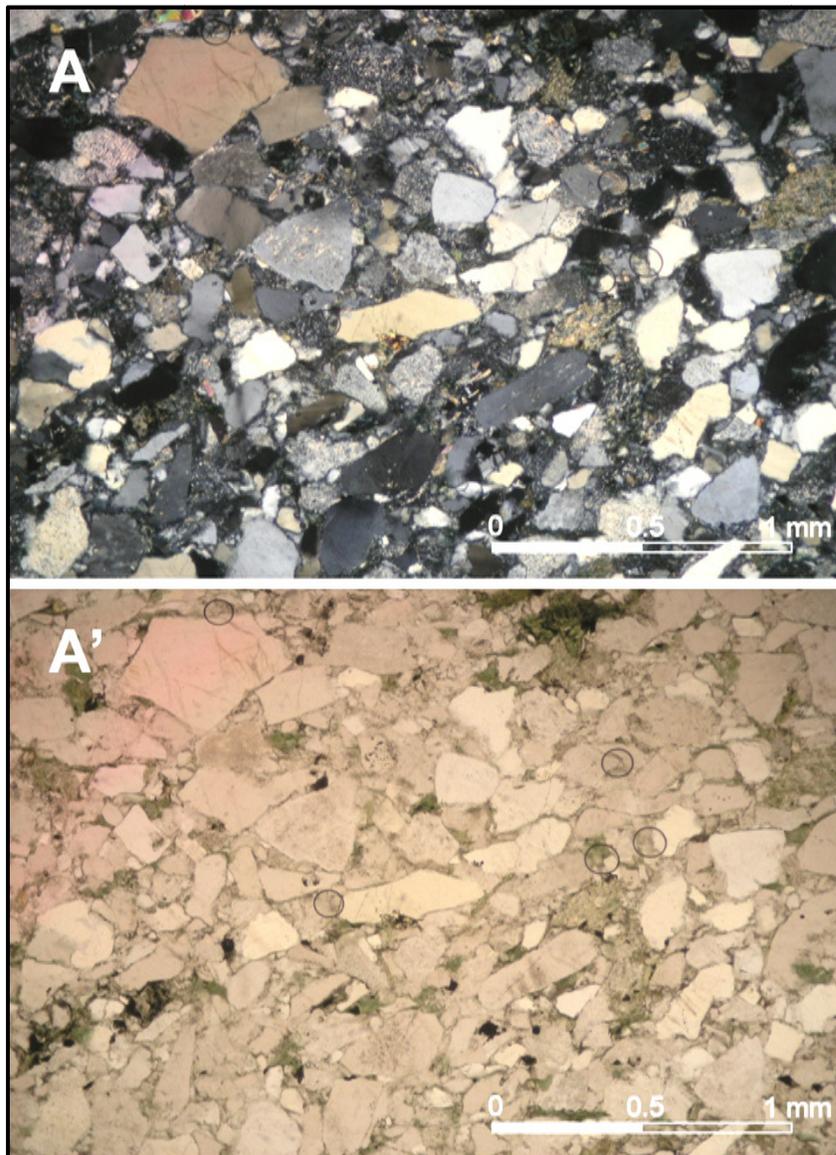


Figura III-1: Microfotografías de arenisca de cabo Legoupil (muestra PANTI-18). A: nicles paralelo, A': nicles cruzado.

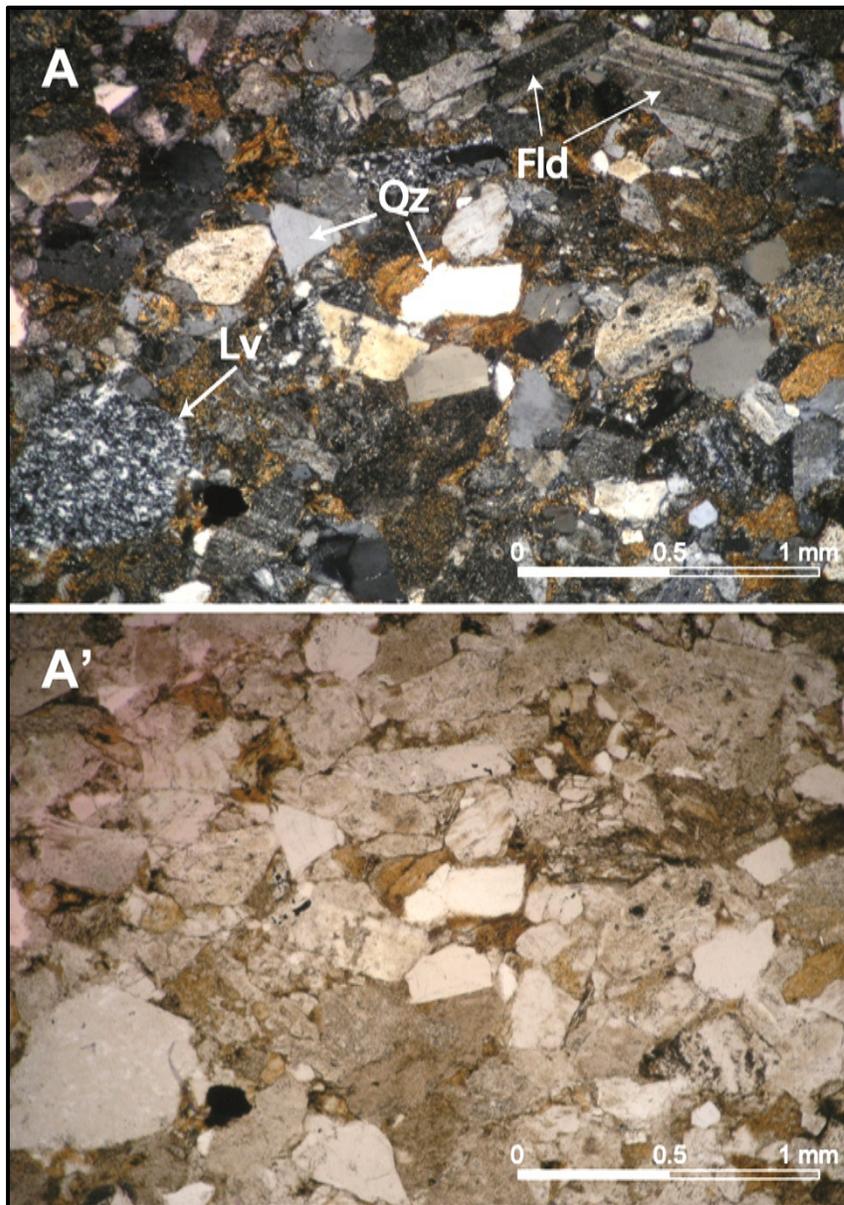


Figura III-2: Microfotografía de arenisca de bahía Esperanza (muestra: PANTI-03). A: nicoles paralelo y A': nicoles cruzado.

- **Feldespatos**

Los feldespatos son también muy comunes, con proporciones que varían de 30 a 51%, dentro de los cuales la mayoría son plagioclasas.

Las plagioclasas se presentan macladas (macla de la albita y de Carlsbad), no se observan zonaciones y tienen grados variables de sericitización. Los feldespatos potásicos son menos comunes, pero presentes en todas las muestras, generalmente no están maclados, sin embargo ocurren algunas microclinas con

macla de tartan, también se observaron micropertitas y al igual que las plagioclasas, tienen grados variables de sericitización.

- **Líticos**

Los líticos representan entre el 13 y 33%, del total de los fragmentos, para las muestras de bahía Esperanza e isla Joinville y menos del 13 % para el resto de las localidades, siendo bahía Paraíso, la localidad donde menos ocurren (<4%). Los fragmentos líticos más comunes son los volcánicos, sin embargo, ocurren también metamórficos y sedimentarios (Figura III-3). En general, se encuentran sericitizados, por lo que es muy difícil su clasificación.

Los líticos volcánicos que se reconocieron son de dos tipos: fragmentos volcánicos félsicos de grano muy fino, posiblemente riocitas y fragmentos volcánicos de composición intermedia, con fenocristales de plagioclasa y minerales opacos. Éstos últimos, menos comunes, se encuentran mayoritariamente en bahía Esperanza y están más alterados que los otros.

Los líticos metamórficos son generalmente cuarzitas, agregados de cuarzos y micas blancas, que se reconocieron en todos los sectores, especialmente en las bahías Charlotte y Wilhermina, donde no representan más del 3% del total de los fragmentos.

Los líticos sedimentarios observados son muy raros y ocurren especialmente en bahía Esperanza (<1%), los cuales tienen tamaños mucho mayores al resto de los fragmentos y también son muy angulosos. Corresponden a limonitas oscuras con similares características a las pertenecientes al GPT en el sector.

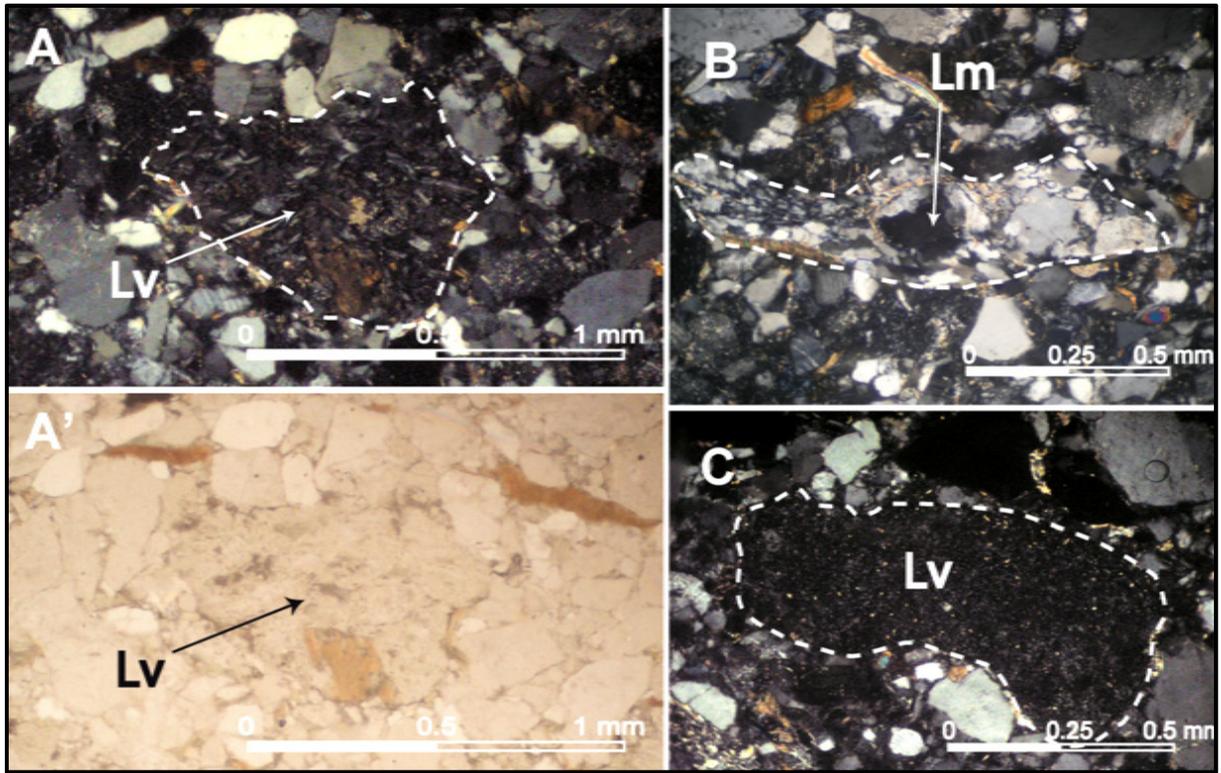


Figura III-3: Microfotografías de areniscas del GPT. A y A': lítico volcánico andesítico. B: lítico metamórfico. C: lítico volcánico félsico.

▪ **Minerales Accesorios**

Los minerales accesorios detríticos representan, en total, menos del 2% del total, siendo los más comunes: muscovita, biotita, clorita, minerales opacos y minerales pesados. Dentro de estos últimos, se reconocieron circones, granates, apatitos, titanitas y epidotas. No hay grandes variaciones en cuanto a la concentración de estos minerales en las muestras estudiadas.

III.3.2 Clastos de Conglomerados de View Point

Rocas sedimentarias de grano grueso no son comunes en el GPT, sin embargo, en la península View Point afloran sucesiones de conglomerados con clastos, que si bien ocurren de diversos tipos, la familia mayoritaria son los granitoides y cuarzitas. A continuación se presentan las observaciones de los cortes transparentes de clastos de conglomerado recolectados. Las descripciones detalladas de cada clasto se encuentran en el Anexo 2.

En general, todos los clastos tienen textura holocristalina, equigranular, fanerítica, de grano fino a grueso. Son hipidiomárficos, con cristales de plagioclasa subhedrales y cuarzos anhedrales. Algunos clastos presentan textura aplítica.

Están compuestos de cuarzo (35-44%) y plagioclasa (35-40%). Los feldespatos potásicos son minoritarios (>15%) y al igual que las plagioclasas, están alterados a sericita. Las micas principales son las biotitas (10-12% en muestras VP-01, -04A, -04B y -05A), las cuales se encuentran alteradas a clorita. Sólo la muestra VP-05B se diferencia del resto de los clastos, ya que en ella ocurren granates y micas blancas. Los minerales accesorios son anfíbolos (aproximadamente 2%), circones, titanitas y apatitos. Según la clasificación de Streckeisen (1976), los clastos se clasifican como tonalitas, con la excepción de la muestra VP-04B que es una granodiorita.

III.3.3 Análisis Modal

Los resultados de los conteos modales se resumen en la Tabla III-1 y han sido proyectados en los diagramas Q-F-L y Qm-F-Lt (Figura III-4) de Dickinson et al. (1983).

Tabla III-1: Porcentajes de categorías principales para los diagramas de Dickinson et al. (1983).

Ubicación	Muestra	Q	F	L	Qm	F	Lt
Isla Joinville	BR-829	38	40	23	35	40	26
Bahía Esperanza	PANTI-10	58	30	12	53	30	17
	PANTI-06	44	43	13	42	43	15
	PANTI-04	34	45	21	32	45	24
	PANTI-03	35	48	17	33	48	19
	HB-07	36	49	16	34	49	18
	HB-06	35	50	15	32	50	18
	HB-05	37	48	16	35	48	18
	HB-04	31	49	20	29	49	23
	HB-03	29	51	21	22	51	27
Cabo Legoupil	PANTI-14	55	40	6	52	40	9
	PANTI-18	54	37	10	53	37	11
	IR-01B	45	46	9	43	46	11
	IR-03B	54	37	9	53	37	11
Bahía Bone	PANTI-2-01	54	40	6	52	40	8
Punta Spring	PANTI-24	48	46	6	47	46	7
	PANTI-26	49	44	7	48	44	8
	PANTI-28	54	37	10	53	37	11
Bahía Wilhelmina	AA-0842	52	36	13	51	36	14
	AA-0843	46	48	6	46	48	6
Bahía Paraíso	PANTI-22	59	41	1	58	41	2
	PANTI-29	56	43	1	52	43	5
	PANTI-20	50	43	8	48	43	9
	PB-08A	57	39	4	57	39	4

Los diagramas utilizados en este estudio (Figura III-4) se basan en los de Dickinson y Suckzek (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 Suckzek, 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).

- **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 antepaís (Dickinson y Suckzek, 1979). 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).

- **Arco Magmático**

La fuente de los sedimentos está al interior de orógenos activos como arcos de islas o márgenes continentales activos (Dickinson y Suckzek, 1979). Se divide en arco no disectado (areniscas más líticas), transicional y arcos disectados, donde la erosión ha dejado expuestos batolitos.

En la Figura III-4 las areniscas del GPT se proyectan mayoritariamente en los campos de arco disectado y de bloque continental, sólo las muestras PANTI-10 y AA-08-42, de bahía Esperanza y bahía Wilhelmina respectivamente, están fuera de este rango y son de orógeno reciclado.

En el triángulo Qm-F-Lt se observan resultados similares. La mayoría de las muestras de bahía Esperanza se proyectan entre los campos de basamento alzado y arco disectado, sólo las muestras HB-03 y PANTI-10, de bahía Esperanza son de arco transicional y mixto respectivamente.

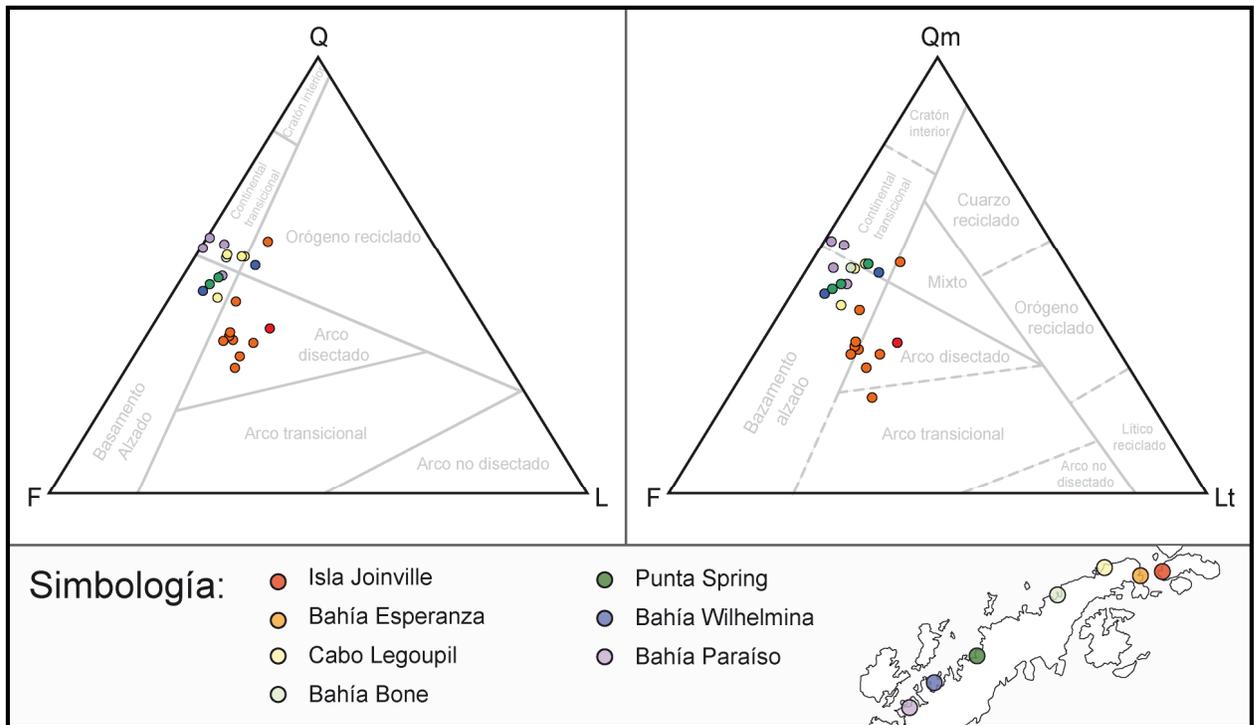


Figura III-4: Composición modal de las areniscas del GPT proyectados en los diagramas de Dickinson et al. (1983). L: fragmentos líticos, F: feldespatos, Q: cuarzo total, Lt: fragmentos líticos + cuarzo policristalino, Qm: cuarzo monocristalino.

Las mayores diferencias entre las distintas localidades se observan en bahía Esperanza e isla Joinville, cuyas muestras se proyectan en el campo de arco disectado, y cabo Legoupil, bahía Bone, bahía Wilhermina y bahía Paraíso, con proveniencia de basamento alzado y continental transicional.

III.4 Proveniencia

III.4.1 Areniscas

En los diagramas antes mencionados se puede apreciar que las proporciones modales de las areniscas del GPT, en las localidades de bahía Esperanza e isla Joinville, concuerdan con una proveniencia de arco disectado, debido al menor contenido de cuarzo y mayor de feldespatos y líticos (mayoritariamente volcánicos). Este arco, posiblemente activo, debió haber estado profundamente disectado lo que explica la gran cantidad de granos de cuarzo y feldespato, además de los líticos metamórficos encontrados.

En el resto de las localidades, donde la composición modal está dominada por cuarzos y feldespatos, la fuente contenía rocas plutónicas de grano grueso y posiblemente también rocas metamórficas, concordante con una proveniencia de basamento alzado y continental transicional. Sin embargo, los

líticos mayoritarios de estas rocas también son volcánicos y además se han descrito finas capas de tefra en algunos lugares como cabo Legoupil, por lo que debe representar niveles aún más profundos de un arco que para bahía Esperanza e isla Joinville, pero que posiblemente seguía siendo activo en el momento del depósito.

Trabajos anteriores sugieren similares proporciones modales de las muestras del GPT que los encontrados en este estudio (Smellie, 1987, 1991; Birkenmajer et al., 1997; Willan 2003). Los resultados de estos trabajos se resumen en la Figura III-5, donde además de las localidades presentados en el presente estudio, se añaden los de la península View Point.

Smellie (1987, 1991) reconoció tres petrofacies de areniscas, las que corresponden a distintas localidades como se muestra en la Figura III-5: **Petrofacies I**; cabo Legoupil y península View Point, con proveniencia de orógeno reciclado y arco disectado. **Petrofacies II**; bahía Esperanza e isla Joinville, con proveniencia de arco disectado y **Petrofacies III**; Estrecho de Gerlache, con características intermedias a las petrofacies anteriores. Basado en la razón Q/F, dicho autor sugiere una evolución temporal donde la petrofacies más antigua tendría mayor contenido de cuarzo (Petrofacies I) y por lo tanto la más joven sería la Petrofacies II.

Un estudio de petrofacies hecho por MacKinnon (1983) en el Grupo Rakaia, Nueva Zelanda (que tiene similares características con el GPT), apoyado con una estratigrafía bien determinada por fósiles, demuestra que la razón Q/F presenta poca variación entre petrofacies, y al contrario de lo propuesto por Smellie (1991), la proporción de líticos es mucho más importante.

MacKinnon (1983) observó que en una progresiva exhumación de un arco volcanomagmático de margen continental, la cantidad de líticos decrece progresivamente, como ocurre de la petrofacies II a petrofacies III, y luego vuelve a aumentar, petrofacies I, sin embargo, en esta última decrece la cantidad de líticos volcánicos, pero crece la cantidad de líticos sedimentarios, probablemente derivados de la misma cuenca que se está levantando.

En este contexto, si la fuente más probable es un arco continental que está siendo cada vez más disectado, es más lógico pensar en una evolución como la propuesta en la Figura III-5, donde la petrofacies II (bahía Esperanza e isla Joinville) es la más antigua, contradiciendo lo propuesto por Smellie (1991).

Sin embargo, los líticos encontrados tanto en cabo Legoupil y península View Point (Petrofacies I) son prácticamente los mismos que se encuentran en otras localidades, además, en estas dos localidades existe una dualidad en cuanto a la proveniencia, producto quizás de una mezcla del arco magmático con grandes afloramientos de basamento continental más antiguo.

En el caso de las muestras de la península View Point, se ha sugerido que el lugar donde afloran los conglomerados corresponde a la parte más antigua del GPT (límite Carbonífero-Pérmico; Bradshaw et al., en prensa), sin embargo, la falta de un control estratigráfico y más dataciones no permite aclarar donde se encuentra el límite entre estas rocas más antiguas y el resto del GPT. Posiblemente exista una

mezcla de dos unidades de distintas edades: Petrofacies C y Petrofacies C' (Figura III-5). Lo mismo podría ocurrir en cabo Legoupil, donde también afloran estos conglomerados.

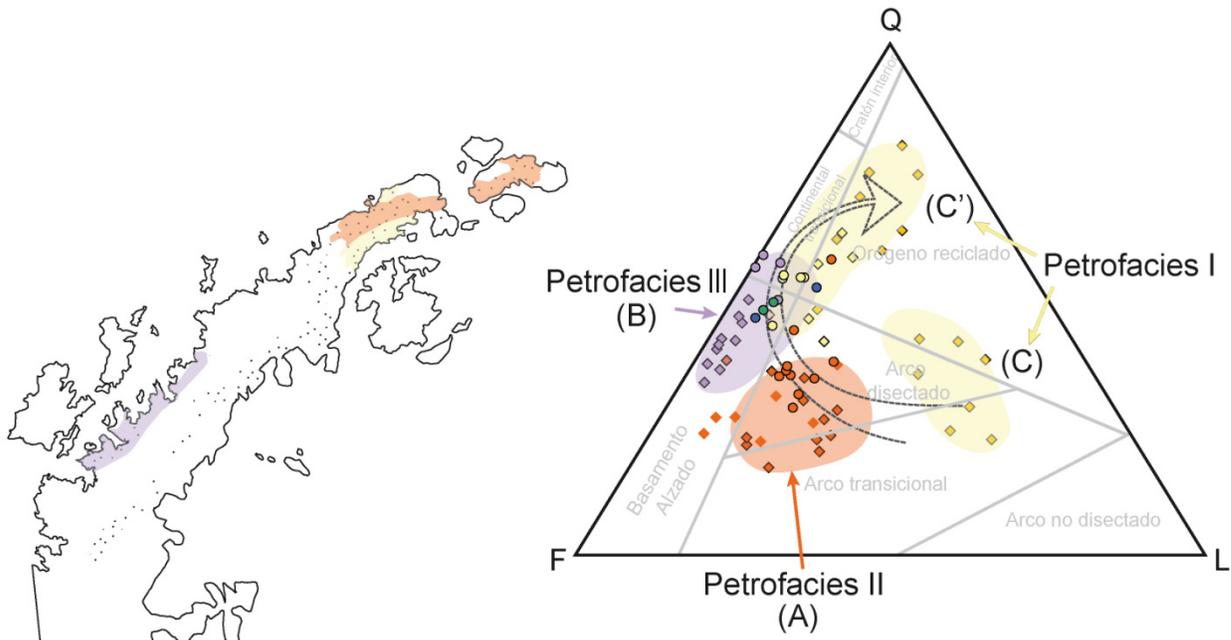


Figura III-5: Areniscas del GPT proyectadas en el diagrama Q-F-L. Se han utilizado las petrofacies definidas por Smellie (1987 y 1991), pero se ha modificado la Petrofacies I en **C** y **C'**, Petrofacies II en **A** y Petrofacies III en **B**. Todos los conteos modales se realizaron mediante el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984). Rombos son de estudios anteriores descritos en el texto y los círculos corresponden a los conteos hechos en este trabajo.

III.4.2 Conglomerado de View Point

Rocas de grano más grueso son poco comunes en el GPT, sin embargo son de gran utilidad porque cada fragmento representa directamente los tipos de rocas más cercanas que ocurren en la zona fuente.

En la península View Point, los clastos más comunes son cuarzitas y granitoides, siendo estos últimos los de mayor tamaño, pero también ocurren areniscas y distintos tipos de rocas volcánicas: feldespáticas, ácidas, intermedias y máficas (Aitkenhead, 1975; Bradshaw et al., en prensa)

Los clastos son moderadamente a bien redondeados, con lo que se puede inferir que para alcanzar dicho grado y posterior depósito, éstos debieron haber sufrido algún tipo de transporte y abrasión diferente del que sufrió el resto de los depósitos de areniscas y lutitas del GPT. Por estas razones, los clastos posiblemente representan material más antiguo que la fuente principal y que fue re-depositado.

De acuerdo con las observaciones de Aitkenhead (1975), no hay disconformidades asociadas a los depósitos de estos conglomerados y la matriz consiste en areniscas que tienen una textura y composición muy similar a las areniscas del GPT. Sin embargo, una datación hecha en circones detríticos

de la matriz de un conglomerado carece de los circones pérmicos, por lo que serían rocas más antiguas que el resto del GPT (Bradshaw et al., en prensa), además, todos los clastos que se han datado son también más antiguos, principalmente ordovícicos (Millar et al., 2002; Bradshaw et al., en prensa).

Según Bradshaw et al. (en prensa) el depósito de estos conglomerados ocurrió, probablemente, en una cuenca sobre la placa superior de un margen activo.

IV. Catodoluminiscencia de Cuarzos Detríticos

IV.1 Introducción

Generalmente, en sedimentos maduros con alto contenido de cuarzo, la composición modal ha sido modificada de manera considerable, desde el área fuente hasta la cuenca de depósito. Sin fragmentos que entreguen información de proveniencia es muy difícil discriminar la fuente utilizando sólo los métodos petrográficos. Por esta razón, es muy importante complementar un análisis petrográfico clásico con técnicas nuevas como lo es la catodoluminiscencia de cuarzos detríticos (e.g., Augustsson y Bahlburg, 2003).

Muchos minerales emiten radiación, luminiscencia, cuando son bombardeados por una fuente energética. Esta emisión comúnmente es en el rango visible, aunque también pueden ocurrir emisiones ultravioletas (UV) e infrarrojo (IR). Dependiendo de las fuentes de energía, a esta luminiscencia se le atribuye un nombre; así, por ejemplo, la catodoluminiscencia (CL) se refiere a la emisión de luminiscencia visible (y UV) característica, por una sustancia que es bombardeada por electrones, donde un cátodo es la fuente de los electrones.

Las características CL del cuarzo dependen de las variaciones de temperatura, presión y químicas del ambiente durante el crecimiento del cristal y también de eventos posteriores (Zinkernagel, 1978; Matter y Ramseyer, 1985). De esta forma, es que la señal CL de un cristal de cuarzo en particular puede usarse como un indicador de la roca fuente, asumiendo que las propiedades CL de dicho cuarzo en el sedimento analizado se han mantenido sin cambios desde la fuente original.

En este capítulo se presenta el estudio de CL en cuarzos detríticos realizado a las areniscas del GPT. Las muestras utilizadas y su ubicación exacta se encuentran en el Anexo 1.

IV.1.1 Causas Fundamentales de la Catodoluminiscencia

Según la teoría de bandas en un sólido, el bombardeo de electrones provoca que los electrones dentro de un cristal sean promovidos desde una banda de valencia, de baja energía, a una banda de conducción, de alta energía. Cuando estos electrones pierden energía y tratan de volver a su estado fundamental, pueden quedar atrapados momentáneamente (por microsegundos) por defectos o trampas dentro de la banda gap (zona entre la banda de valencia y la de conducción, en materiales no conductores y semiconductores). La energía que se pierde cuando el electrón desocupa la trampa y continúa su camino a la banda de valencia se convierte en fotones de luz con longitudes de ondas características (Figura IV-1). La intensidad de la emisión CL es una función de la densidad de trampas de electrones en el cristal, mientras más sean las trampas, más intensa la emisión (Boggs y Krinsley, 2006).

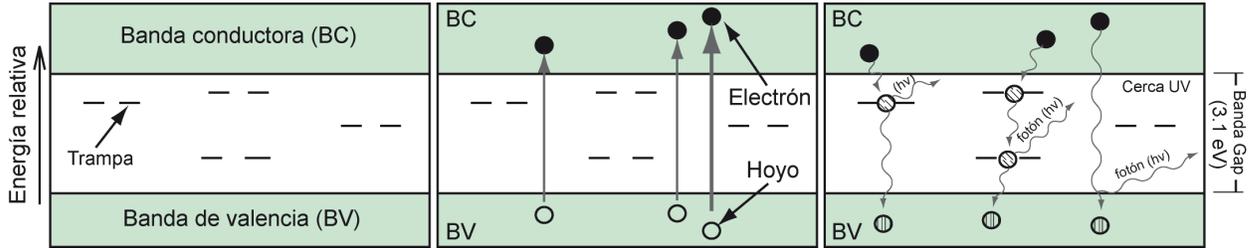


Figura IV-1: Representación esquemática del proceso que causa la generación de CL en minerales, como el cuarzo (Boggs et al., 2001).

Las trampas de electrones, que están involucrados en la emisión CL, se conocen como centros luminiscentes y pueden ser de dos tipos: centros extrínsecos e intrínsecos (Figura IV-2).

- **Centro Extrínsecos**

Son centros luminiscentes causados por iones foráneos. Según Boggs y Krinsley (2006) estos iones pueden ser de tres tipos. Los *activadores*, que reemplazan cationes en la estructura, *sensibilizadores*, que pueden no ser activadores, no obstante pueden absorber energía y transmitirla a un ión activador y hacer que sea más eficiente en generar CL, y los *suprimidores*, que tienen la capacidad de suprimir la emisión de CL de un activador.

- **Centros Intrínsecos**

Son centros luminiscentes causados por una variedad de defectos en la estructura cristalina. Según Götze et al. (2001) se clasifican en defectos puntuales, traslaciones, inclusiones de minerales paramagnéticos e inclusiones de gases o líquidos.

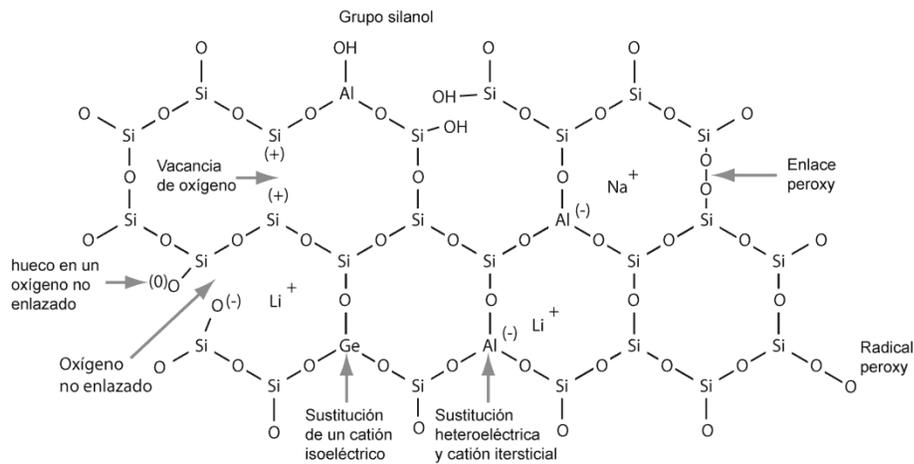


Figura IV-2: Estructura esquemática del cuarzo, donde se muestran los defectos intrínsecos y extrínsecos más comunes (Götze et al., 2001).

IV.1.2 Catodoluminiscencia del Cuarzo

Zinkernagel (1978) fue el primero en estudiar las relaciones entre el color CL del cuarzo y los tipos de fuentes en los cuales éste ocurre, mediante observaciones ópticas de su color CL. Sin embargo, esta técnica es muy subjetiva, ya que depende del observador y de los distintos estímulos que pueda sufrir.

Boggs et al. (2002) estudiaron las variaciones de las intensidades de los colores CL usando filtros ópticos para el azul, verde y rojo montados en un detector de CL adjunto a una microsonda electrónica de barrido. Con esta técnica, Boggs y su equipo obtuvieron imágenes que estudiaron con *Adobe Photoshop* creando colores virtuales. Ellos observaron que las intensidades de colores CL de cuarzos pueden ser similares en rocas metamórficas, plutónicas y volcánicas, por lo tanto una mala herramienta de proveniencia.

Sin embargo, Augustsson y Bahlburg (2003) implementaron una nueva técnica, donde analizan la forma del espectro en su totalidad, normalizando las posiciones y alturas de los peaks principales (rojo y azul) con la posición y altura del punto de inflexión entre ellos, evitando con esto, diversos problemas que implica el estudio de los peaks por separado, ya que la intensidad absoluta de la señal CL depende tanto de las propiedades CL de distintos cuarzos luminiscentes como de las condiciones de excitación, por lo que una comparación directa de la altura de los peaks como lo hicieron Boggs et al. (2002), puede ser engañosa.

Debido a las diversas metodologías utilizadas, ha sido difícil llegar a un consenso en cuanto a la verdadera utilidad de la catodoluminiscencia en cuarzos para estudios de proveniencia, sin embargo, nuevos estudios demuestran que si se homogeniza la metodología (tiempos de exposición, análisis del espectro en su totalidad, entre otros aspectos) esta herramienta sí funciona y se correlaciona bien con otras técnicas desarrolladas en el ámbito (Augustsson et al., en preparación).

El espectro CL de un cuarzo es dominado usualmente por dos bandas de emisión (Figura IV-3) localizadas en el intervalo de longitud de onda del azul (460-490 nm) y en el rojo (610-640 nm), lo que se atribuye a defectos intrínsecos de la red cristalina del mineral y centros de huecos de oxígenos no enlazados, respectivamente (Götze et al., 2001).

Según Augustsson y Bahlburg (2003) los dos peaks principales, en los intervalos de longitud de onda rojo y azul, tienen pequeñas diferencias en cuanto a su posición para distintos cuarzos de colores CL diferentes. Como respuesta a los distintos altos, anchos y simetría de los peaks principales, es que el punto de inflexión entre dichos peaks también cambia de posición.

Los tipos de cuarzos, dependiendo del color CL, más importantes, según Augustsson y Bahlburg (2003) y Augustsson et al. (en preparación) se presentan en la Figura IV-3 y se detallan a continuación:

IV.1.2.1 Cuarzo de Color CL Rojo

Es dominado por un peak alto en el intervalo de longitud de onda del rojo y tiene un peak bajo en el rango del azul. El punto de inflexión entre los dos peaks es profundo. Este tipo de cuarzo cristaliza a altas temperaturas y tiene un enfriamiento rápido, por lo que ocurre en rocas volcánicas.

IV.1.2.2 Cuarzo de Color CL Azul Brillante

Es dominado por un peak en el rango del azul muy alto, mientras que el peak rojo es mucho menos pronunciado, con el resultado de que el punto de inflexión entre los dos peaks se sitúa en longitudes de onda más grandes, en comparación con el espectro del cuarzo rojo.

Según Augustsson et al. (en preparación), corresponde principalmente a cuarzos de rocas plutónicas, pero también puede ocurrir en rocas de metamorfismo de alta temperatura (granulitas), y en rocas volcánicas, cuya matriz fundamental es muy vítrea y de color CL rojo.

IV.1.2.3 Cuarzo de Color CL Azul

Presenta peaks en el rojo y azul muy similares, por lo que la posición del punto de inflexión entre ellos está prácticamente en el centro. Es intermedio entre el azul brillante y azul oscuro, y su fuente es plutónica.

IV.1.2.4 Cuarzo de Color CL Azul Oscuro

Tiene un peak en el rojo más grande que el peak en el azul, las bandas de emisión no son muy altas y el punto de inflexión entre los peaks no es tan profundo, como ocurre con los cuarzos rojos y azules brillantes. Como consecuencia de las características de los peaks en el rojo y azul, la posición del punto de inflexión se sitúa en longitudes de ondas más cortas que para los cuarzos azules brillantes. Según Augustsson et al. (en preparación), corresponde principalmente a cuarzos que ocurren en rocas metamórficas, pero que también pueden ser plutónicas.

IV.1.2.5 Cuarzo de color CL violeta

Al igual que el cuarzo de color CL azul oscuro, el peak en el rojo es más pronunciado que el del azul, pero tiene bandas de emisión un poco más altas y el punto de inflexión entre los dos peaks está a longitudes de ondas más altas. Está asociado a altas temperaturas y rápido enfriamiento, por lo que ocurre en rocas volcánicas.

IV.1.2.6 Cuarzo de Color CL Café

El espectro es dominado por el peak en el rojo y tiene un peak en el azul mucho menos pronunciado. Las bandas de emisión están situadas ligeramente en longitudes de ondas más altas y el punto de inflexión entre los dos peaks principales se ubica en longitudes de ondas más cortas que las de cuarzos con colores CL azules o rojos. Son típicos de cuarzos de rocas metamórficas.

De acuerdo con Zinkernagel (1978), el cuarzo que crece en la diagénesis o que cristaliza a temperaturas menores a 300°C es no luminiscente. Sin embargo, otros autores (Ramseyer et al., 1988; Neuser et al., 1989) han observado diferentes colores CL para cuarzos autigénicos desde azules débiles, verdes, hasta cafés rojizos. Estos colores son de corta vida y se vuelven café oscuro sombríos después de algunos segundos o minutos de que son bombardeados por electrones. La comparación de estos colores con los obtenidos en este estudio se ha visto desfavorecida, ya que todos los autores han utilizado diversas metodologías y distintas nomenclaturas para nombrar los colores.

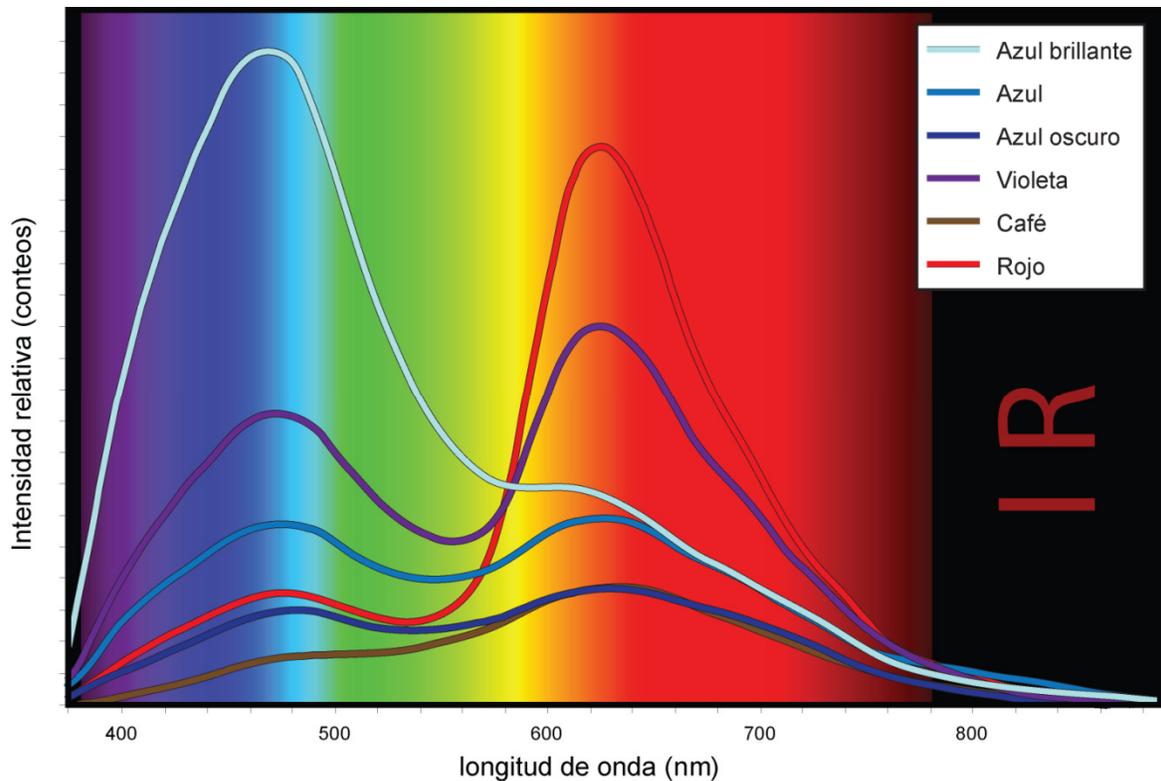


Figura IV-3: Espectro típico para diferentes colores CL del cuarzo. (Augustsson y Bahlburg, 2003). Los colores de las curvas son los colores CL respectivos.

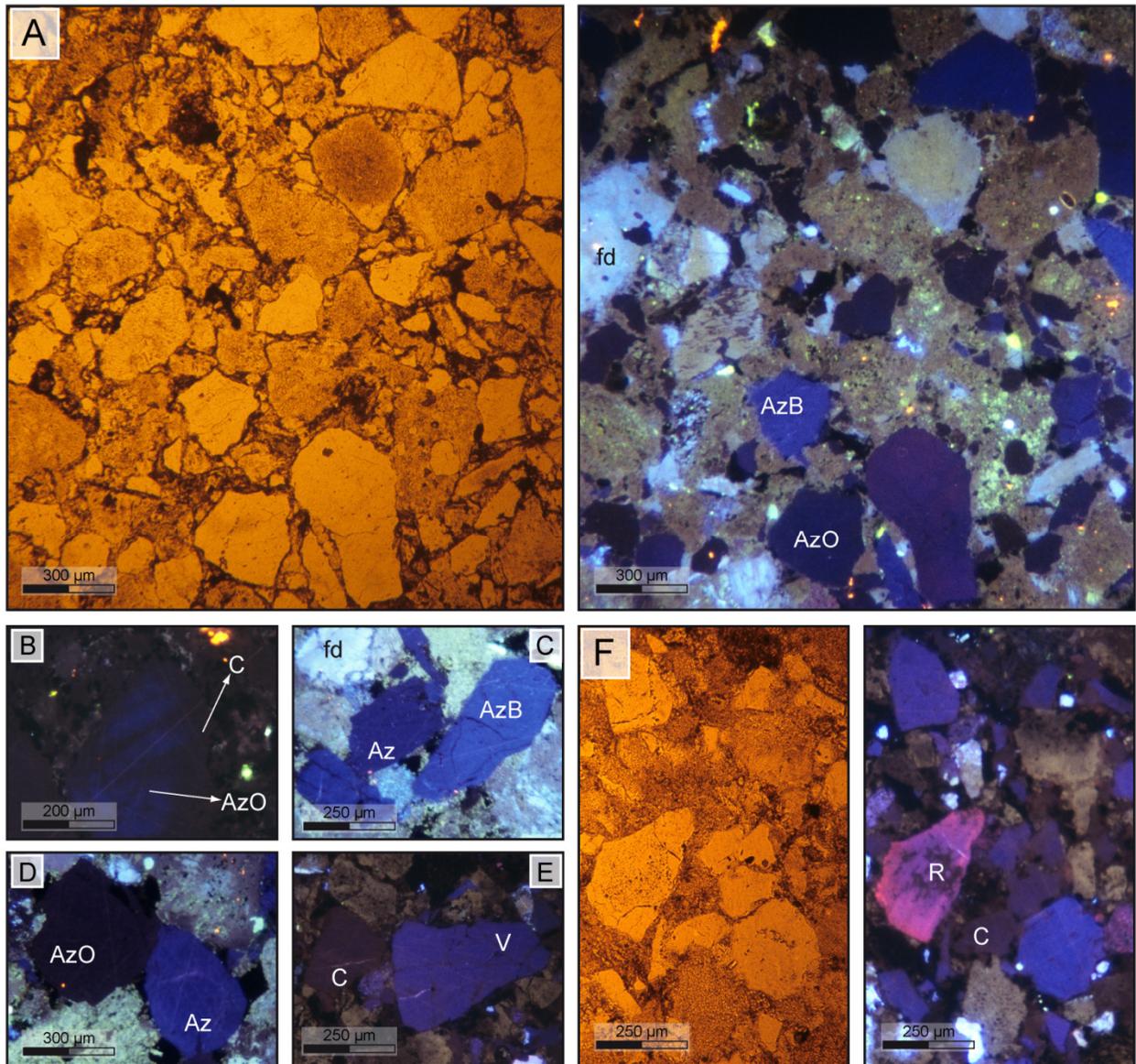


Figura IV-4: Imágenes de microscopio de diferentes colores CL de cuarzos de este estudio: azul brillante (AzB), azul (Az), azul oscuro (AzO), violeta (V), café (C) y rojo (R), también se pueden observar otros minerales como los feldespatos (fd). A: Muestra IR-01B, izquierda: nicoles paralelo, derecha: colores CL. B: Cuarzo zonado, muestra PANTI-2-01. C: Muestra PANTI-03. D: Muestra PANTI-04. E: Muestra BR829. F: Muestra BR829, izquierda: nicoles paralelo, derecha: colores CL.

IV.2 Metodología

Todas las mediciones se llevaron a cabo gracias a una pasantía realizada en el Geologisch-Paläontologisches Institut, Westfälische Wilhelm-Universität, Münster, Alemania, durante el mes de mayo del año 2009. Para lo anterior se contó con la supervisión de la Dr. Carita Augustsson.

Se seleccionaron 13 areniscas del GPT, con bajo grado de recristalización y escasas vetillas. Todas estas muestras se revisaron petrográficamente y se les realizaron conteos modales. El resumen con las muestras utilizadas, su ubicación y otros análisis que se les hicieron se encuentra en el Anexo 1.

El espectro CL fue medido en 358 cuarzos, elegidos al azar, de tamaño mayor a 130 μm , por lo que la cantidad de cuarzos por muestra dependió de la disponibilidad de granos mayor a ese tamaño.

Las mediciones se hicieron en cortes transparentes pulidos cubiertos con carbón y se utilizó un hot-cathode luminescence microscope (HC-1KM) acoplado con un detector water-cooled ANDOR OE-CCD. El diámetro del spot fue de 40 μm . El sistema fue operado a 13 kV, con una corriente de muestra de 5 μA . El espectro fue medido a temperaturas entre -70 y -64°C entre las longitudes de onda 375-890 nm, durante 50 s para cada grano, corregido, además, con la señal del ambiente.

En este estudio, la distribución de los granos de cuarzo, con diferentes propiedades CL se ha usado como una guía de la fuente de los sedimentos. Sin embargo, se debe ser cuidadoso con la interpretación, ya que tiempos largos de exposición a luz CL y distintas condiciones de excitación puede alterar la señal CL del cuarzo (Neuser et al., 1996; Götze y Zimmerle, 2000). Por estas razones, se realizaron mediciones para detectar cambios del espectro dependiendo del tiempo de exposición (cada 10 s), los cuales revelaron que no hay variaciones considerables en las intensidades de los peaks en los 50 s que duraba la medición.

Para diferenciar los diferentes colores CL se comparó las longitudes de onda e intensidades de los dos peaks principales con respecto al punto de inflexión entre ellos siguiendo la metodología de Augustsson y Bahlburg (2003). Además se midió el tamaño de cada grano para ver relaciones entre colores y tamaños.

Debido a la baja intensidad de la CL del cuarzo, el espectro puede ser alterado por la CL de minerales cercanos. Este es el caso de la calcita, que es extremadamente luminiscente, con un peak principal en el intervalo de longitud de onda rojo, cercano a la posición del peak rojo en el cuarzo. Para las muestras del GPT, que no tienen mucha calcita, este no fue un problema, pero algo similar ocurrió con la matriz de algunas muestras, que tienen minerales luminiscentes con un peak en el intervalo de longitud de onda verde (510-570 nm), justo donde se ubica el punto de inflexión entre los peaks principales del cuarzo, alterando el espectro, por lo que se descartaron de la medición.

Muchas granos de cuarzos presentaron un peak adicional a los ~705 nm, lo que se debe a la sustitución e incorporación de Fe^{3+} en la red cristalina (Pott y Nicol, 1971; Gorobets et al., 1989; Kempe et al., 1999). Este ión férrico resulta de la fentización, también se puede detectar en otros minerales como circones (Götze et al., 2001) y no afecta a los otros peaks (rojo y azul), por lo que no modifican la señal original del cuarzo.

IV.3 Resultados

A los espectros de cada cuarzo se les midió la longitud de onda e intensidad o altura de cada peak y del punto de inflexión entre ellos.

Para discriminar los distintos colores CL se proyectaron estos resultados en distintos diagramas. Para diferenciar los cuarzos CL rojos y violetas se utilizaron las alturas de los peaks normalizadas con la altura del punto de inflexión entre ellos (Figura IV-5A). Por otra parte, para diferenciar entre cuarzos de CL azul brillante, azul, azul oscuro y café se utilizaron las posiciones (longitudes de onda) de los peaks normalizando con la posición del punto de inflexión (Figura IV-5B). Todos esos valores que se proyectaron entre los límites de colores o que se escapaban de la norma, se les revisaron sus espectros visualmente para confirmar el color CL.

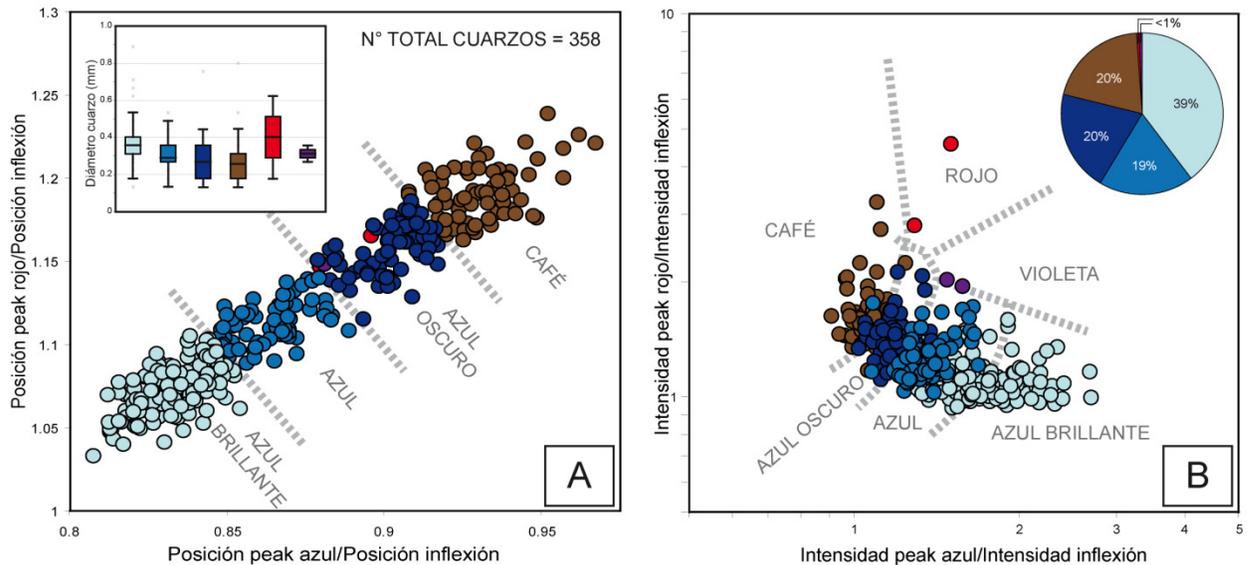


Figura IV-5: Discriminación de colores CL en los cuarzos según Augustsson y Bahlburg, 2003. A: Separación de cuarzos CL rojos y violetas comparando la altura relativa de los peak. Se calcula dividiendo la intensidad de la posición del peak por la intensidad de la posición del punto de inflexión. B: Separación de cuarzos CL azules brillantes, azules, azules oscuros y cafés comparando la longitud de onda normalizada de los peaks, la normalización se hace con la longitud de onda del punto de inflexión. Los colores de los símbolos tienen relación al color CL real del cuarzo. Además se construyeron diagramas de cajas para ver la distribución de los tamaños de los cuarzos de diferentes colores CL.

Considerando la totalidad de las muestras, el 39,7% de los granos de cuarzo presentan un espectro típico de cuarzo luminescente azul brillante, el 19% azul, 20% azul oscuro, 20% café, 0,6% rojo y 0,6% violeta (Figura IV-6). Por otra parte, en el 88% de los granos de cuarzo se reconoció un peak adicional a los ~705 nm. Además, algunos espectros presentaban otro peak adicional a los 560 nm.

Los granos de cuarzo CL azul brillante son en general angulosos, no se encuentran zonados y el 75% de ellos tiene un tamaño entre 0.31 y 0.40 mm, con una mediana de 0.36. Similares características tienen los cuarzos CL azules, pero tienden a ser más pequeños, con el 75% de la población entre los 0.27 a

0.36 mm, con una mediana de 0.29 mm. Por otra parte, algunos cuarzos con CL azul oscuro se encuentran con zonaciones CL café, sobre todo en la zona del estrecho de Gerlache, no obstante la mayoría no presenta zonaciones. En cuanto al tamaño, el 75% de la población tiene radios de 0.17 a 0.36 mm, con una mediana de 0.27 mm. Los cuarzos de color CL café tienden a ser más redondeados con tamaños entre 0,18 y 0,31 (el 75%) y mediana 0,26 mm. Finalmente, los cuarzos de CL rojos y violetas son escasos con sólo el 1,2 % de la población y ocurren solamente en isla Joinville, bahía Paraíso y cabo Legoupil (Figura IV-6).

Se observan algunas diferencias entre las muestras de distintas localidades. En la zona norte de la península, específicamente en la isla Joinville, bahía Esperanza y cabo Legoupil, la población de cuarzos CL azules es mayoritaria, con más del 90%, siendo los cuarzos con CL azul brillante los que dominan. Lo mismo ocurre en el extremo sur de los afloramientos estudiados del GPT, bahía Paraíso. Por otra parte, en el norte del estrecho de Gerlache, Punta Spring, bahía Wilhelmina y también bahía Bone, hay una población importante de cuarzos CL café (más del 43%), pero los cuarzos CL azules también dominan, sin embargo no son azules brillantes, sino azules oscuros (Figura IV-6). Para todas las muestras estudiadas, los cuarzos con CL rojo o violeta son muy escasos.

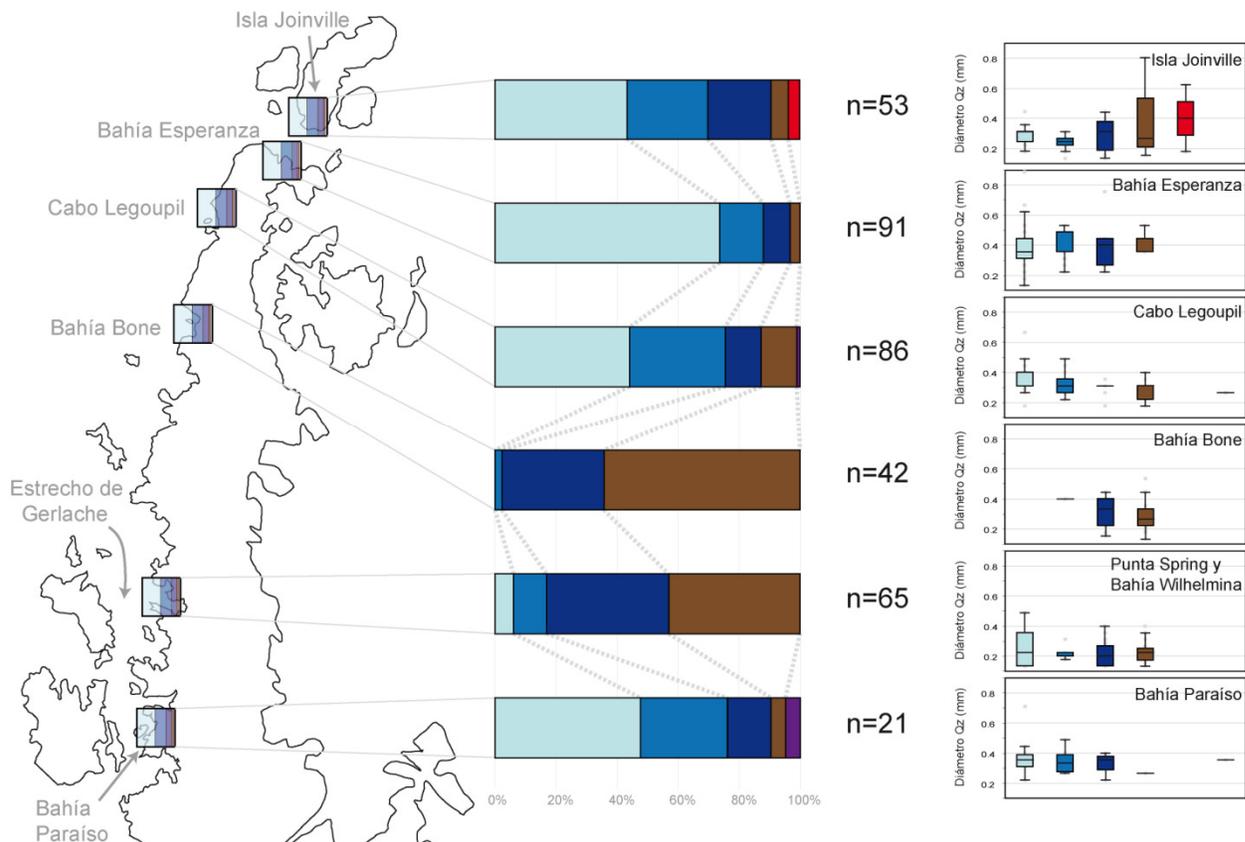


Figura IV-6: Resultado de la identificación de espectros de los cuarzos de cada localidad del GPT. Los colores de las figuras tienen relación con el color CL real de los cuarzos y n es el número de cuarzos analizados por cada sector. Además se construyeron diagramas de cajas para ver la distribución de los tamaños de los cuarzos.

IV.4 Proveniencia

La mayoría de los cuarzos de este estudio tiene un color CL en el rango de los azules, los cuales pueden tener diversos orígenes. Según Augustsson et al. (en preparación), los cuarzos azules oscuros pueden ser tanto metamórficos como plutónicos, pero si son metamórficos, han sufrido metamorfismo de más alta temperatura que los cuarzos de color CL café. Por otra parte, los cuarzos azules y azules brillantes son plutónicos, sin embargo, es posible encontrar rocas volcánicas, donde los cuarzos son azules brillantes y la matriz es roja.

Los cuarzos con color CL azul brillante, de origen plutónico o volcánico, son el 40% de la población, pero en bahía Esperanza alcanzan hasta un 74%, al contrario que lo que ocurre en bahía Bone y bahía Wilhelmina, donde esta población es casi nula (menos del 6,2%), lo que indicaría un cambio en la naturaleza de la fuente en estos sectores (Figura IV-6). Este cambio puede deberse a diferente composición de la fuente o bien a diferentes tasas de enfriamiento. Augustsson et al. (en preparación) sugiere una relación entre la composición de una roca plutónica y el color CL del cuarzo, de esta forma, rocas dioríticas tienen cuarzos CL azules brillantes, granitos presentan cuarzos CL azules y sienitas cuarzos CL azules oscuros.

El 20% de los cuarzos analizados tiene un espectro CL típico de cuarzo luminiscente café, que de acuerdo con Zinkernagel (1978), tienen origen en rocas que han sufrido metamorfismo regional. Esta población es más notoria en las muestras del estrecho de Gerlache, donde también muchos de los cuarzos se encuentran zonados (núcleos CL azul oscuro con bordes café) por lo que probablemente, algunos de estos cuarzos han sido afectados por metamorfismo con posterioridad al depósito y por lo tanto, esta población puede estar sobreestimada y subestimada la población de CL azul oscura.

En el caso de los cuarzos con color CL café y azul oscuro, Augustsson et al. (en preparación) han observado que si se incrementa la temperatura en el metamorfismo, entonces los cuarzos cafés comienzan a ser afectados y cambian su color CL a azul oscuro, primero desde el borde del grano y luego hacia el núcleo. Como solamente se encontró zonaciones, donde el núcleo es azul, entonces se interpretan los cuarzos azules oscuros como cuarzos de origen plutónico y no metamórfico.

Por otra parte, los cuarzos rojos y violetas, que son una minoría en este estudio (menos del 2%) tienen un origen únicamente volcánico y se encuentran en la isla Joinville, cabo Legoupil y bahía Paraíso (Figura IV-6).

La composición modal de las areniscas del GPT (III.3.3 Análisis Modal) no varía notablemente en las distintas localidades donde éste aflora, sólo en bahía Esperanza se aprecian algunas diferencias, ya que la mayor cantidad de líticos volcánicos, junto con un mayor proveniencia de arco disectado (Figura III-4) está claramente reflejado en el incremento de cuarzos de color CL azul brillante (>73%), por lo que estos cuarzos posiblemente tienen un origen volcánico. Para las otras localidades, donde no hay variaciones importantes en cuanto a la composición modal, el estudio de CL de los granos de cuarzo arroja también marcadas diferencias que con otros métodos no se observaban.

En sedimentos que se depositan en, o cerca de, márgenes de placas convergentes asociados con volcanismo, se esperarían mayor cantidad de partículas con origen volcánico, pero en areniscas con alto contenido de cuarzo, los líticos volcánicos podrían haber sido afectados por alteraciones con posterioridad al depósito, resultando un incremento de la matriz a expensas de estos líticos. No obstante lo anterior, en base a este estudio, se puede apreciar que cuarzos, con potencial origen volcánico ocurren tanto en la isla Joinville, bahía Esperanza, cabo Legoupil y bahía Paraíso (Figura IV-6).

El análisis realizado también reveló una población dominante de cuarzos metamórficos y plutónicos (más del 80% del total de los cuarzos) en bahía Bone, Punta Spring y bahía Wilhelmina (Figura IV-6). Este tipo de cuarzos se esperan en márgenes activos sin volcanismo o en márgenes pasivos. En márgenes convergentes sin volcanismo, las fuentes pueden ser rocas corticales más antiguas que afloran en los alrededores o bien, rocas plutónicas producidas como consecuencia de la subducción y que ya están exhumadas.

En márgenes pasivos se esperarían, además de clastos de origen plutónico y metamórfico, sedimentos con algún grado de reciclaje, ya que cuencas de este tipo son rellenadas, generalmente, con sedimentos que provienen de fuentes del interior de continentes. En cuarzos, señales de reciclaje son daños por radiación y sobrecrecimientos diagenéticos con luminiscencia oscura (Augustsson y Bahlburg, 2003), que no se observan en los cuarzos del GPT.

Discriminar entre margen activo sin volcanismo importante, donde las raíces plutónicas ya han sido expuestas y margen pasivo, utilizando esta herramienta es muy difícil, por lo que se debe combinar con otras técnicas para estudiar la proveniencia, además, de los problemas que resultan de la superposición de colores CL de cuarzos de diferentes orígenes. Sin embargo, hay una clara diferencia entre los sedimentos que conforman las rocas del GPT en la zona norte (isla Joinville, bahía Esperanza, cabo Legoupil), la zona sur (bahía Paraíso), donde habría un volcanismo importante y la zona del estrecho de Gerlache (Punta Spring, bahía Charlotte) donde no hay rocas volcánicas en la fuente de los sedimentos.

V. Edades U-Pb en Circones Detríticos

V.1 Introducción

El análisis de circones detríticos se ha convertido en una herramienta muy poderosa en los estudios de proveniencia y también para el entendimiento de la historia geológica en general. El valor del estudio de un circón detrítico en particular radica en la entrega de información directa de la fuente, a diferencia del estudio de geoquímica de roca total que mide el producto de la mezcla de distintas fuentes, su meteorización y diagénesis.

Las dataciones de los circones detríticos, a través de análisis isotópicos U-Pb, han demostrado ser muy importantes los últimos años. El Sensitive High-Resolution Ion Microprobe (SHRIMP) permite datar distintas zonaciones, o fases de crecimiento, en circones más complejos, posibilitando el conocimiento de la historia anterior al depósito en el tiempo de su fuente original.

Para estudios de proveniencia, se usa datar la última zonación que representa la fase más joven, es decir, el último protolito en el cual creció el circón. También, permite acotar la edad del depósito, información entregada por el circón datado más joven. Además, ayuda a reconocer gaps en el registro estratigráfico y testear reconstrucciones paleogeográficas, entre otros.

Los circones no siempre se encuentran en todas las rocas, generalmente en rocas ígneas máficas y ultramáficas no son muy comunes, por tanto una fuente de estas características sería subestimada en el registro de circones detríticos. También la abrasión puede eliminar los circones más viejos, con mayores contenidos de U, o en regiones donde los granos tienden a ser metamórficos (Hanchar y Hoskin, 2003; Fedo et al., 2003). Por estas razones, siempre debe realizarse este análisis junto a otras técnicas.

En este capítulo se presenta el análisis de proveniencia a partir de dataciones U-Th-Pb de circones detríticos en areniscas del GPT. Las muestras utilizadas, su ubicación y otros análisis realizados en ellas se encuentran en el Anexo 1.

V.2 Metodología

Para separar circones se seleccionaron cuatro areniscas del GPT, de las localidades de bahía Esperanza (PANTI-06), cabo Legoupil (PANTI-18), bahía Wilhelmina (AA-08-43) y bahía Paraíso (PANTI-20). Además, se seleccionó una muestra de la Isla Desolación en Patagonia (DSOL-16), perteneciente al

Complejo Duque de York (Figura V-2), esta última muestra se seleccionó de las utilizadas por Quezada (2010) y se incluyó en este trabajo para comparar los distintos patrones.

La selección de las muestras se basó en la distribución geográfica, buscando datar las distintas localidades, utilizando areniscas con tamaño de grano similar. La separación se realizó en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, con la supervisión del Sr. Juan Vargas.

Los circones fueron separados de 1 a 2 kg de roca molida (fracción <250 μm) por muestra, usando líquidos densos estándar y técnicas magnéticas. Luego de la selección manual, mediante una lupa para limpiar la muestra de otros minerales, los circones fueron montados en un epoxy, el que se pulió hasta que los centros de los granos se expusieron.

De cada muestra, se analizaron entre 58 y 72, mediante el método U-Th-Pb con un SHRIMP en el Research School of Earth Science, Australian National University, Canberra, Australia, gracias a la colaboración del Doctor Mark Fanning. Se midieron preferentemente las últimas zonaciones utilizando imágenes de catodoluminiscencia. Las técnicas usadas fueron las descritas por Williams (1998, y las referencias que ahí aparecen). Para la calibración de las razones de U-Pb se utilizó el circón de referencia Temora (416,75 Ma, Black et al., 2003).

En áreas con más de 800 Ma, la corrección de Pb común se hizo utilizando la razón $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medida y, para aquellas con menos de 800 Ma, la corrección de Pb común se hizo mediante las razones medidas de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, según Tera y Wasserburg (1972) en Williams (1998).

V.3 Resultados

Los resultados de los isótopos de U-Pb de los circones medidos para las cuatro muestras del GPT se encuentran en el Anexo 3. También se presentan gráficamente en los diagramas Tera-Wasserburg, Wetherill y de probabilidad en las Figura V-2, Figura V-3 y Figura V-4, las cuales se construyeron usando Isoplot 3.7 (Ludwig, 1999).

La mayoría de los circones de las muestras del GPT tienen contenidos de Th entre 10-800 ppm y de U entre 50-1000 ppm, donde el 75% de ellos tiene una razón Th/U entre 0,35 y 0,72 con una mediana de 0,54. Si sólo se analizan los circones con edades más jóvenes (pérmicas), entonces más del 75% de ellos tiene razones mayores a 0,5 con una mediana de 0,63. El porcentaje de circones con razón Th/U menor a 0,11 varía de 0% (PANTI-20) a 15% (PANTI-18).

Por otra parte los circones de la muestra de isla Desolación tienen contenidos de Th entre 30-800 ppm y de U entre 60-2500 ppm, de los cuales el 87% tiene la razón Th/U entre 0,2 y 1,4. Solamente el 7% de los circones tiene razones Th/U menor igual a 0,11, teniendo todos ellos edades mayores a los 420 Ma.

Los circones de las cuatro muestras del GPT tienen tamaños entre 60-160 μm de largo y son generalmente euhedrales y subangulosos, siendo los con edades del Proterozoico los más redondeados (Figura V-1). La mayoría de los circones presenta zonaciones oscilatorias, algunos con núcleos heredados, lo que sumado a razones Th/U cercanas y mayores a 0,5 indicaría un origen ígneo para éstos (Hoskin y Schaltegger, 2003; Corfu et al., 2003). Sin embargo, también ocurren algunos circones con sobrecrecimientos y zonaciones concéntricas redondeadas, que se interpretan como metamórficos (Corfu et al., 2003), pero no representan más del 5% del total.

Los circones con razones Th/U bajas ($>0,11$) han sido interpretados como circones metamórficos (Rubatto, 2002), los cuales son una población importante para los circones del GPT entre 420 y 580 Ma (27% del total de los circones que tienen este rango de edad), pero que están ausentes en la muestra AA-08-42.

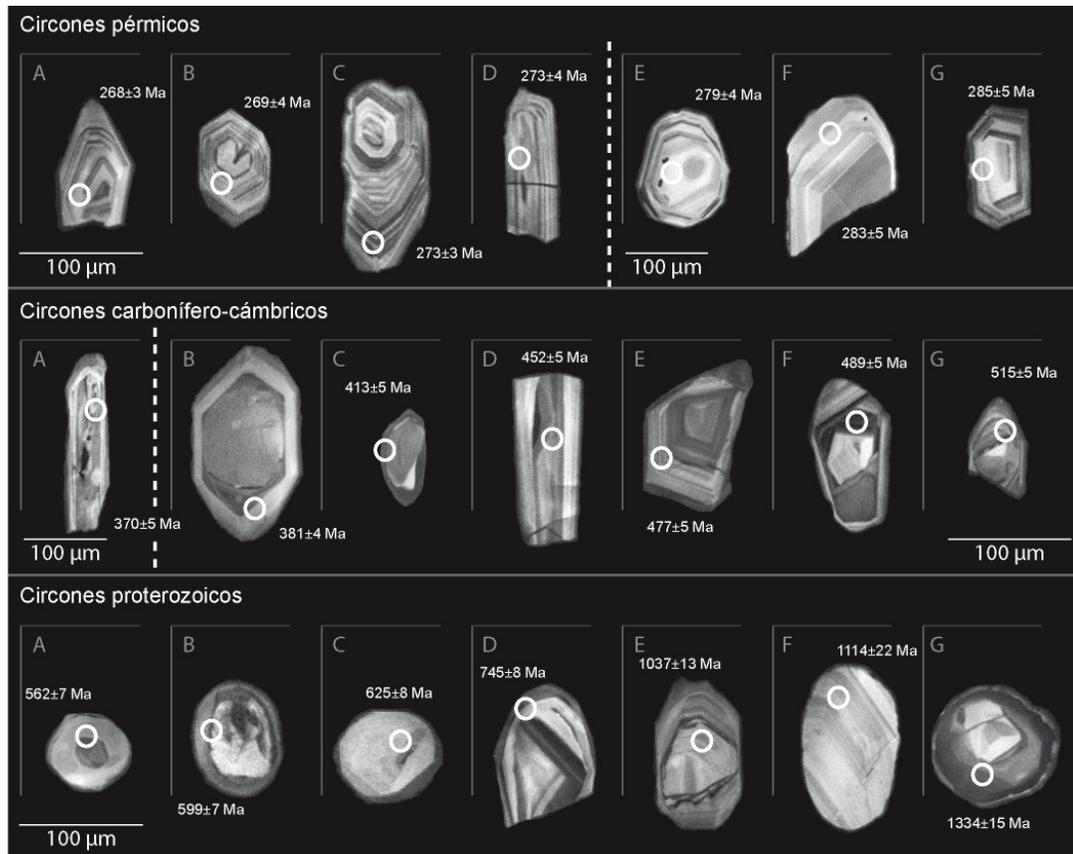


Figura V-1: Imágenes de catodoluminiscencia de los circones detríticos del GPT. Circones pérmicos: (A) PANTI-06:1. (B) PANTI-06:58. (C) PANTI-18:14. (D) PANTI-06:53. (E) PANTI-20:1. (F) PANTI-20:41. (G) PANTI-20:25. Circones carbonífero-cámbricos: (A) PANTI-20: 59. (B) PANTI-06:36. (C) PANTI-06:57. (D) PANTI-18:29. (E) PANTI-06:30. (F) PANTI-18:34. (G) PANTI-06:8. Circones proterozoicos: (A) PANTI-18:28. (B) PANTI-20:52. (C) PANTI-20:11. (D) PANTI-18:2. (E) PANTI-06:49. (F) PANTI-18:32. (G) PANTI-06:16.

En los diagramas Tera-Wasserburg se proyectan las razones, no corregidos para el Pb común, y muestran que la mayoría de los datos están cerca de la línea de Concordia (Figura V-2). Los datos discordantes tienen alto porcentaje de ^{206}Pb que es Pb común, tal vez producto de un alto contenido de

este Pb en el área analizada. En los diagramas Wetherill se proyectaron los circones más antiguos (mayores a 800 Ma), donde se observa que la mayoría de ellos, salvo dos de la muestra PANTI-18 (1775 y 2430 Ma), se proyectan bien con respecto a la Concordia (Figura V-2).

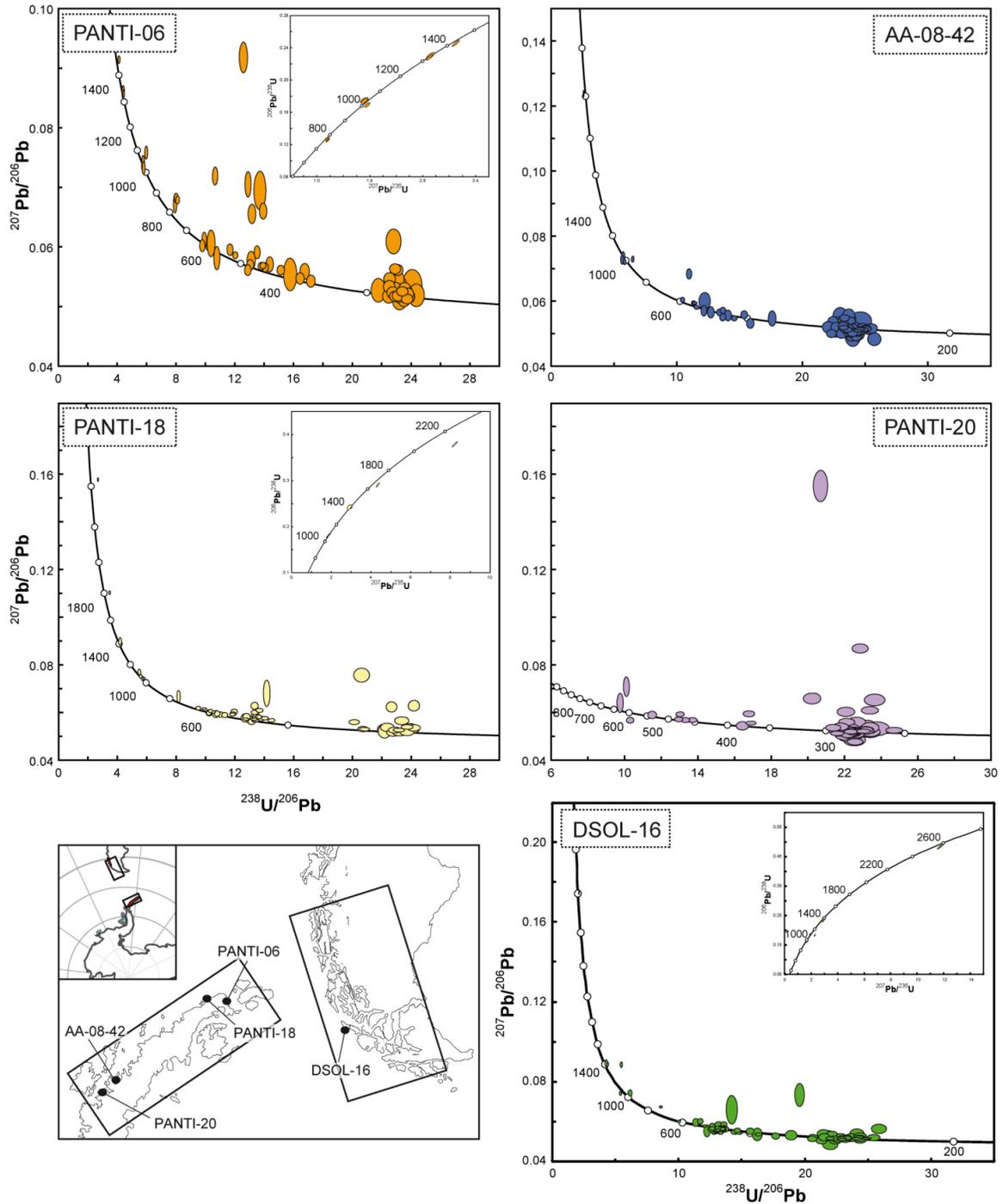


Figura V-2: Diagramas Tera-Wasserburg para los resultados U-Pb de los circones analizados. Las elipses de error son de 68,3% de confiabilidad. Para las PANTI-06, PANTI-18 y DSOL-16 también se han proyectado los resultados en los diagramas Wetherill ya que tienen circones más antiguos.

En la Figura V-3 el espectro de edades muestra un componente mayor de edad pérmica, la cual representa el 42% de los circones para la muestra PANTI-06 y hasta un 84% para la AA-08-42, aproximadamente. En el caso de la muestra PANTI-18, este peak parece contener componentes separados a los 266 y 274 Ma y juntos representan el 25% de los circones de ésta.

La muestra DSOL-16 (Figura V-4), al igual que las muestras del GPT, tiene un componente principal de edad pérmica, muy similar a la muestra PANTI-18, que se encuentra separado en dos componente, a los 260 y 275 Ma. Los circones pérmicos representan el 36% de los circones de la muestra.

En cuanto a las muestras PANTI-18 y DSOL-16, recolectada en cabo Legoupil e isla Desolación respectivamente, hay un componente de edad ordovícica, que representa aproximadamente el 25 a 28% de los circones medidos, peak que también se reconoce en las otras muestras del GPT, pero mucho menos notorio (19% para PANTI-18 y 6% para las muestras AA-08-42 y PANTI-20). Entre el Pérmico y el Ordovícico no hay peaks importantes, sólo algunos circones del Carbónífero y Silúrico en PANTI-18 y DSOL-16 y del Devónico en PANTI-06, AA-08-42 y PANTI-20.

Los circones proterozoicos representan una pequeña proporción, salvo en la muestra PANTI-18, de cabo Legoupil, tiene un componente importante en el Neoproterozoico, a los ~575 Ma (más de tres circones que se proyectan bien con respecto a la línea de Concordia). En general, estos circones son dispersos y representan menos del 10% para las muestras de PANTI-20 y AA-08-42, y aumentan al doble para PANTI-06 y PANTI-18, no obstante, la mayoría son del Neoproterozoico. Por otra parte, en la muestra DSOL-16, los circones proterozoicos representan el 11% del total.

Finalmente, en la mayoría de los casos se puede observar que los circones más jóvenes son pérmicos, sólo en las muestra AA-08-42, de bahía Wilhelmina, se midieron tres circones con edades en el límite Permo-Triásico. Las poblaciones más jóvenes pueden utilizarse como una estimación de la edad máxima de depósito (Figura V-3).

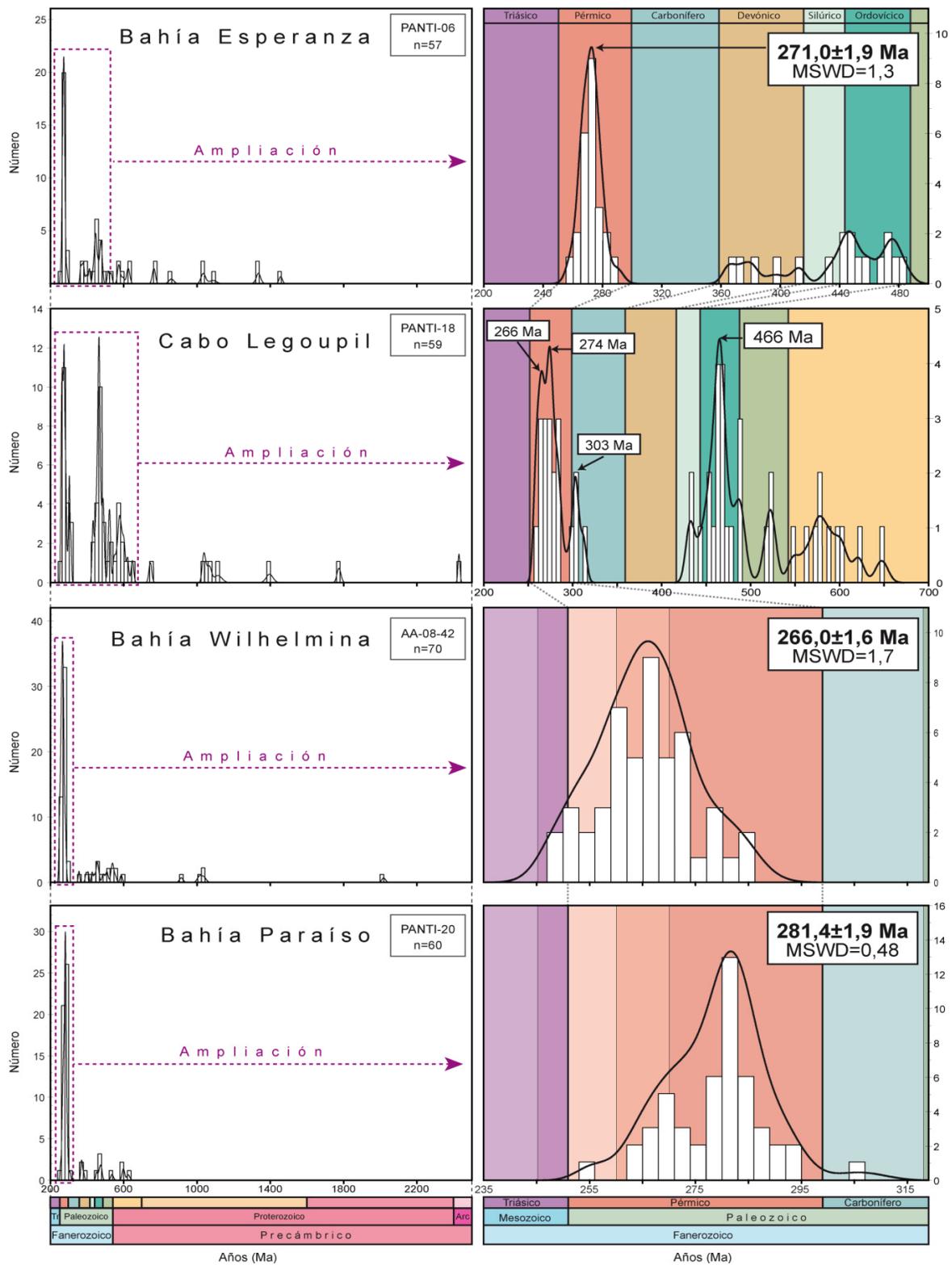


Figura V-3: Diagramas de probabilidad relativa de las muestras del GPT. En los diagramas de la izquierda aparecen todos los circones y en los de la derecha se hace una ampliación de las zonas de interés, donde se incluyen los peaks más jóvenes. Los colores, que representan las distintas edades, son los mismos de la escala de tiempo geológico de la IUGS-ICS (2009).

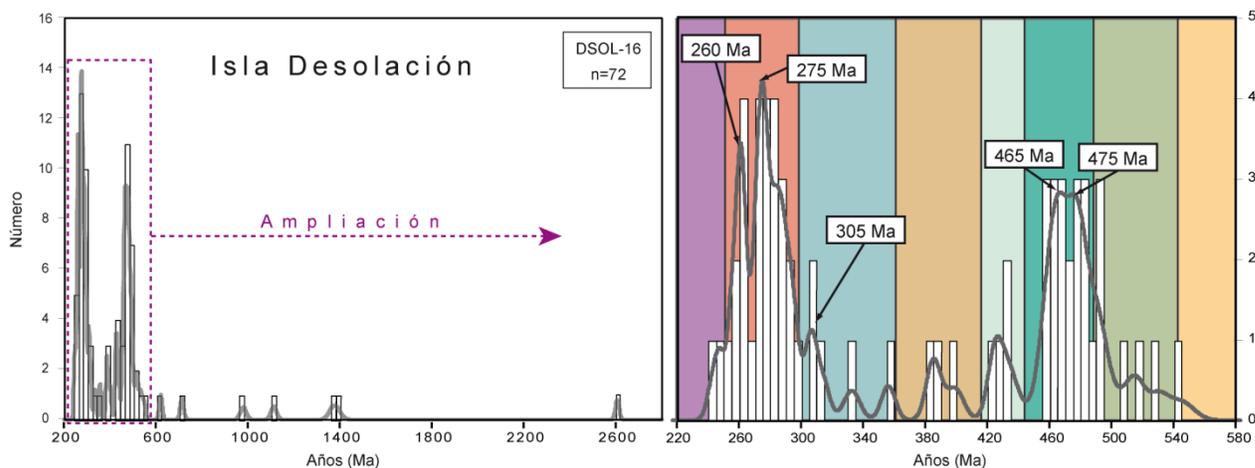


Figura V-4: Diagrama de probabilidad relativa de la muestra DSOL-16, de la Isla Desolación. En el diagrama de la izquierda aparecen todos los circones y en el de la derecha se hace una ampliación de las zonas de interés. Los colores, que representan las distintas edades, son los mismos de la escala de tiempo geológico de la IUGS-ICS (2009).

V.4 Implicancias

Como se mencionó anteriormente, la población de circones más jóvenes puede acotar la edad del depósito. Para las areniscas del GPT estos tienen edades entre el límite Triásico-Pérmico, lo que implica que el depósito ocurrió con posterioridad, concordando con la fauna marina triásica reconocida por Thomson (1975) en cabo Legoupil. Lo mismo ocurre con la muestra de la isla Desolación.

El peak principal del Pérmico representa la fuente dominante para el GPT y también para la muestra DSOL-16, la cual ha sido interpretada como ígnea (según las razones Th/U y zonaciones, Hoskin y Schaltegger, 2003; Corfu et al., 2003). Sin embargo, una fuente ordovícica, posiblemente de origen ígneo-metamórfico, es importante en cabo Legoupil e isla Desolación. Por otra parte, los circones más antiguos -de grados más altos de transporte que los más jóvenes- representan una mezcla de circones ígneos y metamórficos, lo que implicaría una variedad de fuentes más lejanas y antiguas con mayor aporte en la zona de bahía Paraíso y cabo Legoupil, no así hacia el sur de los afloramientos del GPT, donde estos circones son prácticamente inexistentes.

La cantidad de circones datados por muestra varía de 58 a 72, cantidad que permite un buen nivel de confianza, donde la probabilidad de perder una población es baja (Dodson et al., 1988). Además, los espectros de edades U-Pb del GPT de este estudio son muy similares a los publicados anteriormente por Hervé et al. (2006) y Barbeau et al. (2009), donde se aprecian los mismos patrones.

Asimismo, dos clastos de conglomerado de View Point han sido datados por Millar et al. (2002), los cuales muestran edades del Ordovícico y Mesoarqueano (463 y 3161 Ma, respectivamente), estos

autores interpretan la edad ordovícica como la edad de cristalización de la fuente mayoritaria de estos clastos que componen el conglomerado

Un trabajo reciente de Bradshaw et al. (en prensa) mostraron que la matriz de de los conglomerados carece de circones Pérmicos, con una población más joven de 302 ± 3 Ma (tres circones concordantes), lo que indica que el depósito del GPT en la península View Point fue durante o después del límite Carbonífero-Pérmico. Otros peaks importantes en estas muestras están a los 495-500 Ma, 620 Ma, 1020-1110 Ma, y 2700-2780 Ma. Por otra parte, los clastos ígneos y metamórficos datados por estos autores, son en general del Ordovícico (2 clastos) y uno del Devónico.

Por otra parte, la muestra DSOL-16 tiene un espectro similar a las antes publicadas del Complejo Duque de York en Patagonia (Hervé et al., 2003; Hervé et al., 2006; Sepúlveda et al., 2010). Sin embargo, el peak ordovícico sólo es marcado en la isla Desolación, no así en las islas Madre de Dios y Diego de Almagro (Figura VII-2).

A continuación se describen algunas zonas que pertenecieron al Gondwana del oeste, que presentan edades similares a la de los espectros de edades de los sedimentos que componen el GPT y que por esos motivos son una fuente potencial.

V.4.1 Posibles Zonas Fuentes

De acuerdo con las edades de los circones encontrados en las muestras del GPT, es probable que ellos hayan derivado de Sudamérica y de la Antártica.

V.4.1.1 Sudamérica

En Sudamérica afloran granitoides de edades pérmicas en el Macizo Nordpatagónico (Figura V-5). El emplazamiento de este magmatismo empezó en el Pérmico temprano (Pankhurst et al., 2006) y ha sido identificado como una posible fuente principal de los complejos metasedimentarios permo-triásicos de la Patagonia, junto con el grupo Choiyoi (Hervé et al., 2003).

El grupo Choiyoi consiste en una sucesión de rocas volcánicas félsicas de gran extensión, cuya actividad ígnea duró cerca de 30 m.a durante el Paleozoico tardío, con tres pulsos de magmáticos reconocidos en el Artinkiano, Capitanian y Lopingiano (ca. 281, 264 y 251 Ma, respectivamente) (Rocha-Campos et al., 2010).

En el Macizo Nordpatagónico también afloran rocas del Ordovícico Medio, análogos a los del arco Famantiniano del noroeste de Argentina, granitoides del Devónico, seguidas de granitos tipo I del Carbonífero temprano y tipo S del Carbonífero medio (Pankhurst et al., 2006).

En el Macizo Deseado, al sur del Macizo Nordpatagónico, también afloran granitoides del Silúrico y Devónico, además de un conglomerado pérmico que corresponde a la Formación La Golondrina, el cual

tiene clastos de granitos del Ordovícico (Pankhurst et al., 2003). La edad de esta formación ha sido restringida entre el Sakmario y el Kunguriano (294-270 Ma) y ha sido interpretada como los depósitos de ríos trenzados (Limarino y Spalletti, 2006).

Por otra parte, en Tierra del Fuego, Hervé et al. (2010) han reconocido edades del Cámbrico temprano que corresponden a edades de cristalización ígnea, y un evento metamórfico pérmico de alto grado que denominaron Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego. Estos autores también sugieren que las rocas erosionadas de este complejo podrían representar la fuente para las sucesiones conglomerádicas pérmicas y triásicas ubicadas en la Patagonia, África y Antártica. Sin embargo, los circones pérmicos de dicho estudio son típicamente metamórficos y no ígneos como los del GPT.

V.4.1.2 Antártica

La Antártica del oeste está compuesta por cuatro (Dalziel y Elliot, 1982) o cinco (Storey et al., 1988) bloques tectónicos, dentro de los cuales está la península Antártica y Marie Byrd Land, donde afloran rocas de edad pérmica (Pankhurst et al., 1998; Musaka y Dalziel, 2000; Flowerdew et al., 2006; Millar et al., 2002).

En la península Antártica, Millar et al. (2002) reconocieron un episodio magmático importante en el Pérmico, tanto en Palmer como en Graham Land, el cual correlacionó con los granitos pérmicos que afloran en Marie Byrd Land (Figura V-5), que corresponderían, según Pankhurst et al. (1998), a un episodio magmático calcoalcalino y que Musaka y Dalziel (2000) asignaron a un arco volcánico pérmico, que fue la fuente de las rocas volcanoclásticas en las montañas Ellsworth y Transantárticas. Sin embargo, los afloramientos de estos relictos del arco magmático del Pérmico son muy escasos, tanto en la península Antártica como en Marie Byrd Land.

En Marie Byrd Land, específicamente en la Provincia de Ross, también afloran turbiditas del Ordovícico (Formación Swanson), que son las rocas más antiguas que se exponen en la zona y son intruídas por granitoides del Devónico y Carbonífero (375-338 Ma; granodiorita Ford), que han sido correlacionadas con granitoides en Target Hill, Graham Land (Millar et al., 2002). En la provincia de Amundsen, también en Marie Byrd Land, afloran intrusivos calcoalcalinos del Ordovícico-Silúrico (450-420 Ma), edades que también se encuentran en Palmer Land (Millar et al., 2002; Flowerdew et al., 2006).

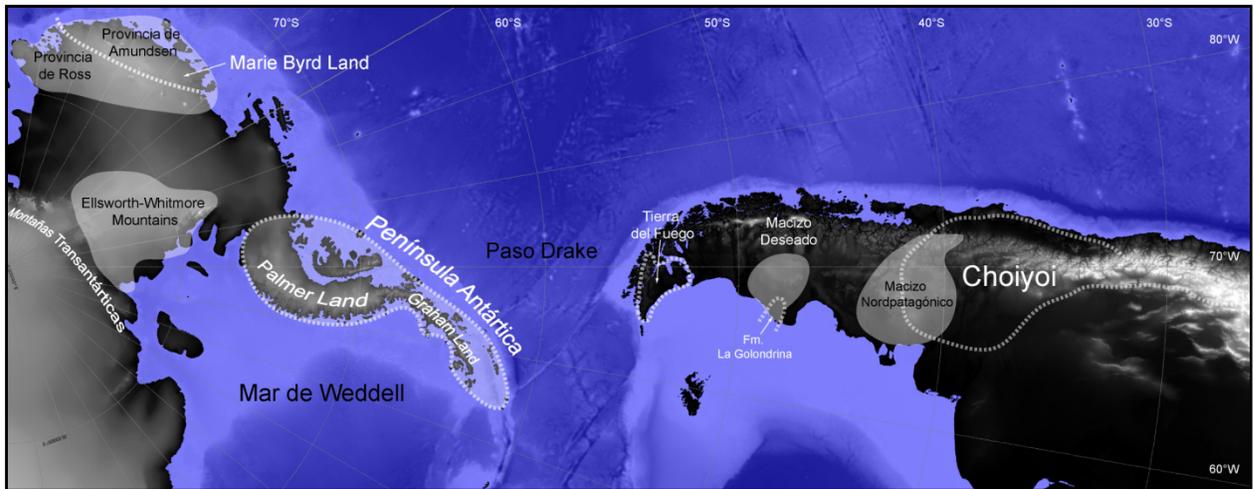


Figura V-5: Figura esquemática donde se muestran los lugares citados en el texto y que son las zonas fuentes probables tanto en Sudamérica como en la Antártica. Modificado de Pankhurst et al. (2006), Mukasa y Dalziel (2000) y Kleiman y Japas (2009).

Según los datos expuestos anteriormente, es muy probable que durante el Pérmico-Triásico una gran fuente magmática pérmica se alzó en el margen oeste de Gondwana, lo que produjo un gran aporte de sus detritos y a la vez, una barrera topográfica para que ingresaran detritos desde el cratón más antiguo, lo que explicaría el escaso aporte de circones precámbricos. Sin embargo, también afloraron unidades más antiguas, las que influyeron, pero sólo localmente con mayor fuerza. En este contexto, el peak ordovícico de la muestra de cabo Legoupil, se podría relacionar con la cercanía a View Point, donde los clastos de los conglomerados tienen como fuente principal, según Millar et al. (2002), granitoides del Ordovícico. Esto también evidencia, que en este tiempo, parte del basamento estaba expuesto, tal como ocurría en la Patagonia.

VI. Geoquímica

VI.1 Introducción

Los análisis geoquímicos en rocas sedimentarias son una herramienta muy importante en los estudios de proveniencia, ya que la composición química de la roca reflejaría la naturaleza y proporción de los componentes detríticos, lo que está ligado al ambiente tectónico del cual proceden los sedimentos (Roser y Korsch, 1986). Sin embargo, también hay otros factores que influyen y que deben ser considerados, como lo son la derivación de distintas fuentes, meteorización de las regiones fuente, selección durante el transporte y diagénesis (Bathia, 1983; Nesbitt y Young, 1984).

Basados en esto, diversos autores han generado diagramas bivariantes, ternarios y de funciones discriminante que se dividen en campos discriminantes de distintos ambientes tectónicos (e.g. Bathia, 1983; Roser y Korsch, 1986, 1988; Lacassie, 2003). Sin embargo, diferentes marcos tectónicos no necesariamente producen rocas con una signatura geoquímica única (McLennan et al., 1990), por lo que siempre se debe combinar la geoquímica con otro tipo de análisis.

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, y si se asume un 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 esquistos verdes hasta el límite con la facies anfíbolita (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 construidos 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).

Los conglomerados también son utilizados para estudios de proveniencia sedimentaria, sobre todo para caracterizar fuentes proximales, ya que involucran distancias de transporte mucho más cortas que las areniscas y lutitas. Para dichos estudios se utilizan los clastos que entregan información directa de la fuente (e.g. Wandres et al., 2004a, 2004b).

La geoquímica de las rocas terrígeno clásticas del GPT se presenta a continuación en cuatro sub-capítulos: **elementos mayores y elementos trazas, geoquímica de granates detríticos e isótopos de Sm, Nd, Rb y Sr**, en donde se utilizaron variados tamaños de grano, desde rocas con tamaño de grano arcilla, arena hasta clastos de conglomerados.

VI.2 Elementos Mayores y Trazas

VI.2.1 Introducción

Los elementos mayores han sido ampliamente utilizados para la clasificación de rocas ígneas, donde se utilizan principalmente los contenidos de SiO₂, NaO y K₂O como base para dicha clasificación (Le Maitre, 1989). Lamentablemente, para las rocas sedimentarias clásticas no existe una clasificación clara, debido a la cantidad de variables que influyen en ella.

Sin embargo, diversos autores han tratado de clasificar estas rocas basándose tanto en las concentraciones de elementos mayores (e.g. Pettijhon et al., 1972; Herron, 1988), como también en sus variaciones químicas producto del grado de madurez y diagénesis de la roca (e.g., Nesbitt y Young, 1982; McLennan, 1993). Por otra parte, otros estudios se han centrado en la relación entre la composición química de los sedimentos, su fuente y ambiente tectónico donde se depositaron (Bathia, 1983; Roser y Korsch, 1986, 1988).

También se sabe que 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). Es por esto que generalmente se utilizan los elementos mayores para medir la madurez de los sedimentos o la alteración (Nesbitt y Young, 1982).

Si bien el análisis de proveniencia con elementos mayores, en general, puede discriminar el origen de las características de los sedimentos, es necesario usarlos con precaución (Balhburg, 1998; Roser, 2000) y también complementarlos con el uso de los elementos trazas. Mientras que los elementos mayores reflejan las composiciones de cuarzo y feldespatos y la meteorización, los elementos traza inmóviles mantienen la firma geoquímica de las rocas magmáticas fuente.

El uso de elementos tales como el Th, Zr, Sc, Ti, La, Ce, Co, Hf, Nb, Y y los REE ha sido de gran importancia en este tipo de estudios debido a su corto tiempo de residencia en agua de mar y relativa baja movilidad durante procesos sedimentarios (Bathia y Crook, 1986; McLennan et al., 1989), y si son removidos rápidamente serán absorbidos por la fracción de arcillas (Roser, 2000). Si además se utilizan razones entre elementos compatibles (e.g. Ti, Sc, Co; enriquecidos en rocas máficas) y elementos incompatibles (e.g. Zr, La, Y, Ce, Nb, Th; enriquecidos en rocas félsicas), éstas resultan aún más fiables para indicar la composición de la fuente.

Por otra parte, las tierras raras (REE), Th y Sc son los elementos más útiles para inferir la composición de la corteza, ya que su distribución no es muy afectada por procesos secundarios como la diagénesis (como lo son el Fe, Mn y Pb) y el metamorfismo. Además, son menos afectados por fraccionamientos de minerales pesados, que elementos como el Zr, Hf y Sr (McLennan y Taylor, 1991). Por estas razones, diversos autores han confeccionado diagramas ternarios y bivariantes utilizando los elementos

mencionados anteriormente (Floyd y Leveridge, 1987; Murphy, 2000; Gu et al., 2002; Floyd et al., 1989; McLennan et al., 1993, Bhatia, 1983; Bhatia y Crook, 1986).

En este subcapítulo se presentan los resultados y tendencias generales de los elementos mayores y trazas en las rocas del GPT, además de los efectos del tamaño de grano, acumulación de minerales pesados, meteorización y finalmente la proveniencia y marco tectónico de depósito de las rocas del GPT.

VI.2.2 Metodología

Un total de 10 areniscas, 8 lutitas y 5 clastos de conglomerados del GPT fueron analizados para geoquímica de roca total. Las muestras se prepararon en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile y se seleccionaron aquellas muestras que presentaban bajo grado de recristalización y pocas vetillas.

La composición de elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, MgO , MnO , TiO_2 y P_2O_5 , porcentajes en peso de óxidos, %wt) fue analizada mediante un ICP-AES, tanto en el laboratorio ACME en Vancouver, Canadá, como en el mismo Departamento de Geología de la Universidad de Chile (el detalle de las muestras y los laboratorios donde se midieron los elementos se encuentra en los Anexos 1 y 4).

Para 17 muestras, la concentración de elementos trazas fue medida en un ICP-AES (Sc, V, Ba, Sr y Zr) y también en un ICP-MS (el resto de los elementos) en el laboratorio ACME, Canadá. Las 6 muestras restantes (los clastos de conglomerado y la muestra AA-08-43) se midieron con un ICP-AES, en el Departamento de Geología de la universidad de Chile.

A estos resultados se le sumaron los obtenidos por Castillo (2008), cuyas concentraciones se obtuvieron mediante un ICP-AES en el Laboratorio Químico del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Todas las concentraciones de los óxidos mayores han sido normalizadas al 100% libre de volátiles.

VI.2.3 Resultados y Tendencias Generales

VI.2.3.1 Areniscas y Lutitas

▪ Elementos Mayores

El contenido de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, MgO , MnO , TiO_2 y P_2O_5 de las muestras estudiadas se muestran en la Figura VI-1, y en el Anexo 4.

En general, las areniscas tienen mayores concentraciones de SiO_2 que sus respectivos pares de grano más fino, lo contrario sucede con el Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, MgO , MnO , TiO_2 y P_2O_5 . En el caso particular del MnO esta diferencia es poco clara en bahía Esperanza. En cuanto a las concentraciones de

CaO, no hay diferencias marcadas, salvo para las areniscas y lutitas del cabo Legoupil, donde las primeras tienen una menor concentración (Figura VI-1).

Por otra parte, si se analiza por sectores, se puede observar que en el norte, específicamente en la isla Joinville y bahía Esperanza, las rocas tienen menor contenido de SiO_2 que las del cabo Legoupil, tendencia que se aprecia aún más en las areniscas. Lo contrario ocurre con el Al_2O_3 , K_2O , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, MgO , MnO y TiO_2 . En el caso del Na_2O y CaO no hay tendencias claras. Para las rocas del centro y sur de los afloramientos del GPT, no se aprecia un patrón marcado, debido también, a la menor concentración de muestras.

Todas estas diferencias y patrones se observan también en los diagramas Harker (Figura VI-2) y en el análisis de correlaciones (Anexo 5), donde el SiO_2 presenta marcadas correlaciones negativas con el TiO_2 ($r=-0,85$ en areniscas y $r=-0,93$ en lutitas), Al_2O_3 ($r=-0,89$ en areniscas y $r=-0,92$ en lutitas), $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ ($r=-0,89$ en areniscas y $r=-0,90$ en lutitas), MnO ($r=-0,65$ en areniscas y $r=-0,76$ en lutitas), MgO ($r=-0,74$ en areniscas y $r=-0,79$ en lutitas) y K_2O ($r=-0,45$ en areniscas y $r=-0,64$ en lutitas). Asociado a una madurez mineralógica, lo anterior implica que hay una disminución de los componentes inestables, como feldespatos potásicos y líticos volcánicos.

Cabe señalar que para la muestra PB-05, obtenida de bahía Paraíso, la concentración de P_2O_5 se escapa, con concentraciones casi 5 veces más grandes que el resto de las muestras analizadas.

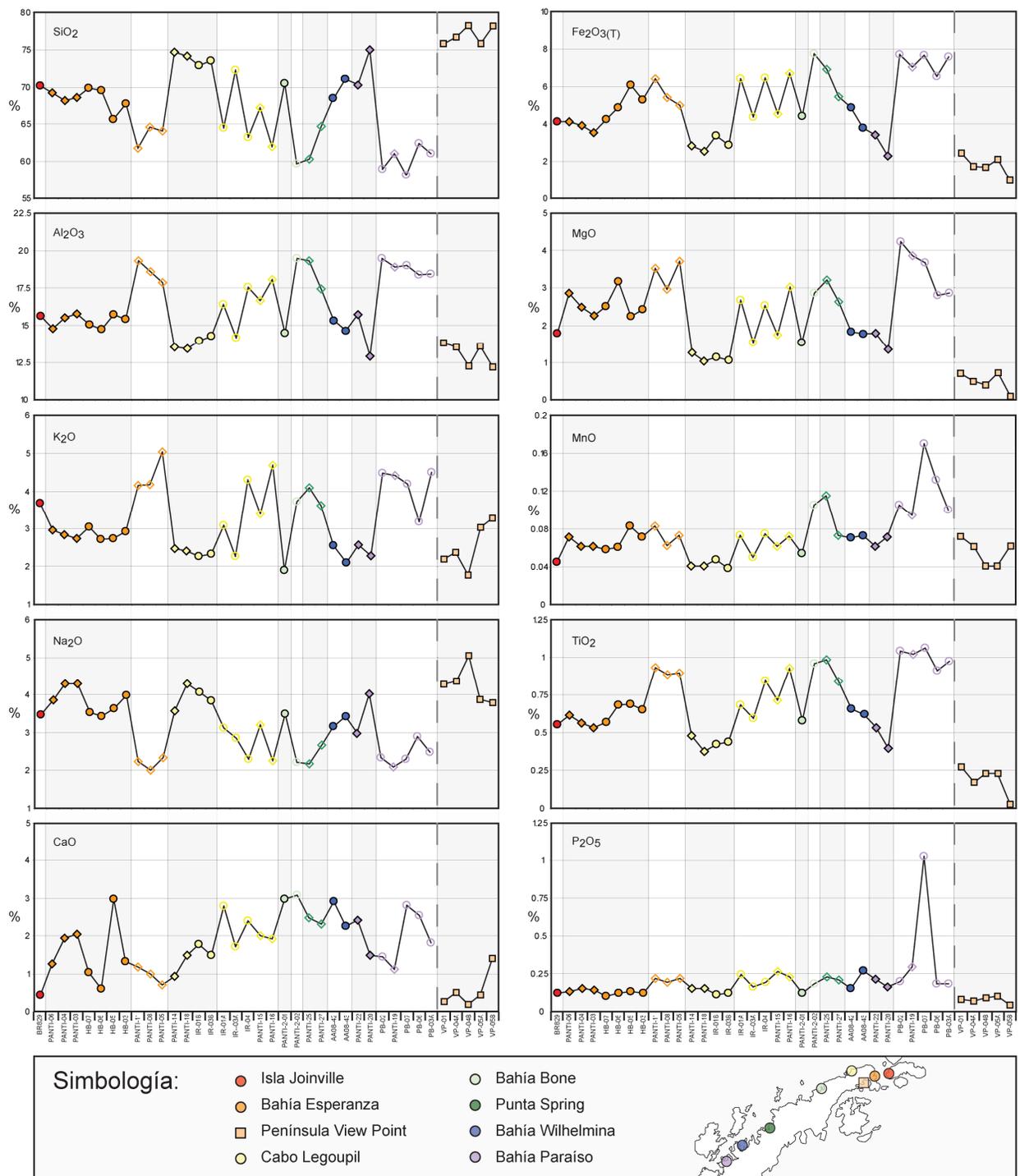


Figura VI-1: Concentraciones de los elementos mayores en arenas, lutitas y clastos de conglomerado del GPT. Círculos rellenos y vacíos son arenas y lutitas de este estudio, respectivamente; Rombos rellenos y vacíos son arenas y lutitas de Castillo, 2008; cuadrados son clastos de conglomerados de View Point.

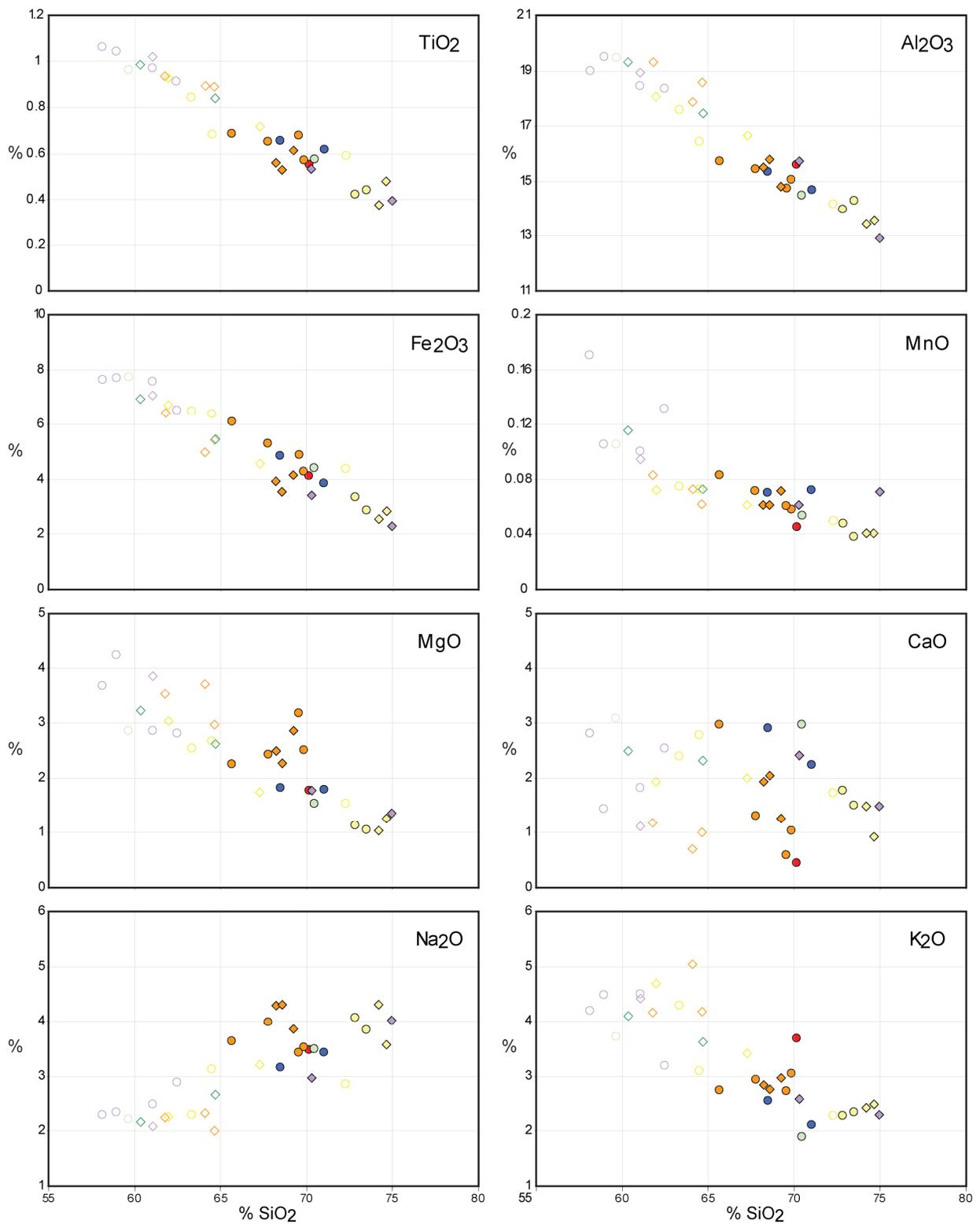


Figura VI-2: Diagramas de Harker, SiO₂ versus otros óxidos de las areniscas y lutitas del GPT. Símbolos como en la Figura VI-1.

En el diagrama de clasificación propuesto por Herron (1988), basado en las razones de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (Figura VI-3a), se aprecia que las areniscas, en general, se proyectan en el campo de las wackas, siendo las del cabo Legoupil las que se ubican cercanas a la frontera del campo de las litoarenitas, por otra parte, las lutitas, como era de esperar, se proyectan en su campo debido a la menor razón $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ que presentan.

En cambio, en el diagrama de clasificación propuesto por Pettijhon (1972), basado también en la razón $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, pero esta vez versus a la razón $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (Figura VI-3b), las areniscas de bahía Esperanza se proyectan en el campo de las wackas, a diferencia de las areniscas de Legoupil que se encuentran en el campo de las litoarenitas.

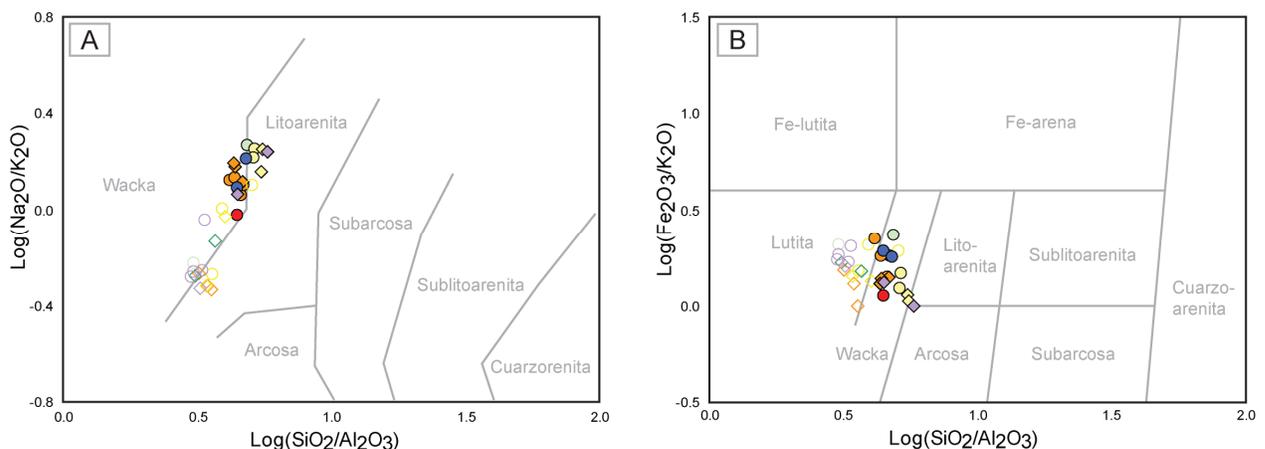


Figura VI-3: Distribución de las areniscas y lutitas del GPT en los diagramas de clasificación de rocas sedimentarias propuesto por: **A**, Herron (1988) y **B**, Pettijhon (1972). Símbolos como en la Figura VI-1.

▪ Elementos Trazas

Las concentraciones de los elementos Sc, V, Ba, Sr, Y, Zr, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Nb, Hf, Th y REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu) de las muestras del GPT se presentan en el Anexo 4.

La mayoría de los elementos trazas están enriquecidos en las lutitas con respecto a las areniscas del GPT, efecto de la dilución causada por el cuarzo en las areniscas y la concentración de dichos elementos en las arcillas (Anexo 4). La excepción son, el Zr (promedio de 153,13 ppm en lutitas y 206,94 ppm en areniscas), posiblemente por la acumulación de minerales pesados como el circón en las areniscas, y Sr (263,81 ppm en lutitas y 364,47 ppm en areniscas).

Las concentraciones de REE pueden proporcionar información útil del estilo del magmatismo en la región fuente. El patrón de REE normalizado a condrito del GPT muestra un enriquecimiento en los elementos LREE (La_N/Yb_N de 12,51 y 9,79 en areniscas y lutitas respectivamente) con respecto a los elementos HREE (Gd_N/Yb_N de 1,66 y 1,58 en areniscas y lutitas respectivamente), el cual tiene un patrón cóncavo (Figura VI-4). Las areniscas tienen valores de REE más bajos que las lutitas, sobre todo en los HREE y además presentan anomalías de Eu negativas menores (0,78 y 0,67 promedio en areniscas y lutitas

respectivamente), pero los patrones son muy similares, típico de márgenes activos, debido a la concentración de plagioclasas en las areniscas (McLennan et al., 1990). Si se compara con el patrón de PAAS (post-Archaean average shales) y UCC (upper continental crust) estos son muy similares.

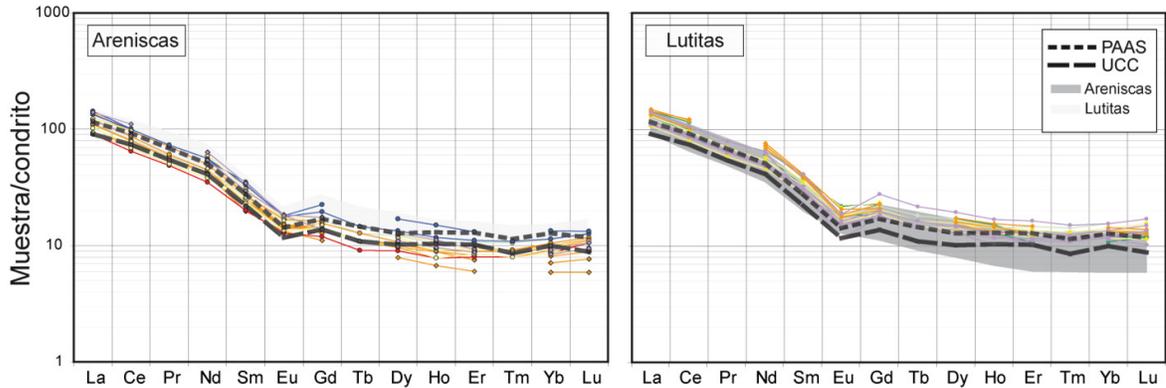


Figura VI-4: Patrón de elementos REE de las areniscas y lutitas del GPT normalizados a condritos (según Nakamura, 1978). Para comparar los datos se proyectaron los patrones de PAAS (Post-Archaean average Australian shale, Taylor y McLennan, 1985) y UCC (Upper continental crust, McLennan, 2001). Símbolos como en la Figura VI-1.

VI.2.3.2 Clastos de Conglomerado de View Point

▪ Elementos Mayores

Los clastos plutónicos corresponden a granitos con composiciones de SiO_2 entre 75,7 y 78,2% con marcadas correlaciones negativas con el Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO y MgO , además tiene razones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ entre 1,2 y 2,8. Los contenidos de Al_2O_3 son altos (12,2 a 13,8%) con índices de saturación del aluminio entre 0,9 y 1,3, siendo, con excepción de un clasto que se ubica en el límite (VP-05B), peraluminosos (Anexo 4, Figura VI-1, Figura VI-5B). En términos de los contenidos de SiO_2 , K_2O , Na_2O , $\text{FeO}(\text{total})$ y MgO , los clastos corresponden a granitos calcoalcalinos de K-medio (Figura VI-5A).

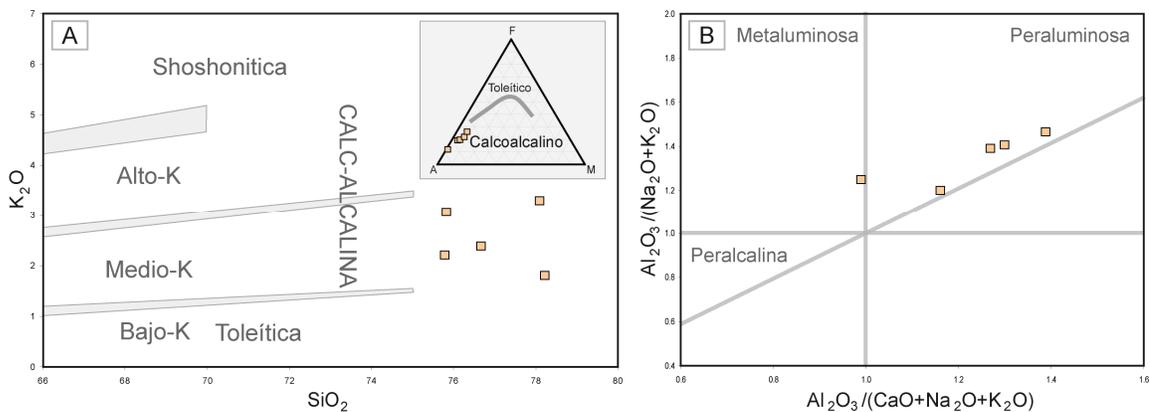


Figura VI-5: Proyección de los clastos de conglomerado de View Point en los diagramas de clasificación para rocas plutónicas. A: Diagrama SiO_2 vs K_2O de Rickwood (1989) y diagrama AFM, A, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F, Fe total como FeO ; M, MgO . La línea sólida separa los campos de rocas toleíticas de las calcoalcalinas. B: Diagrama de Minniar y Piccoli (1989), $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, en proporciones molares.

- **Elementos Trazas**

Los patrones de REE normalizados a condritos de los clastos muestran un enriquecimiento relativo de los LREE con respecto a los HREE (La_N/Yb_N entre 3,9 y 13,2). Además tienen anomalías de Eu negativas, entre 0,2 y 0,6. En general, los clastos tienen menores concentraciones de LREE e iguales de HREE que las areniscas y lutitas, además de anomalías negativas de Eu más pronunciadas (Figura VI-6). Los patrones de multielementos muestran un enriquecimiento de Ba y K con respecto a los LREE, pero un empobrecimiento en Sr, P y Ti (Figura VI-6).

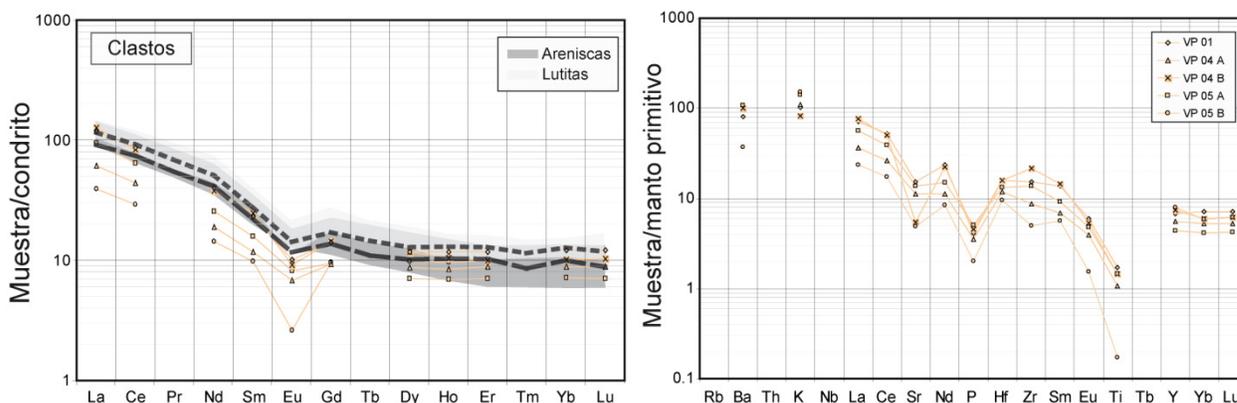


Figura VI-6: Patrón de elementos REE de los clastos de conglomerado de View Point normalizados a condrito (según Nakamura, 1978) y patrón de multielementos normalizados a manto primitivo (según Taylor y McLennan, 1985).

VI.2.4 Efectos de la Meteorización

Los efectos de la meteorización química 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. Altos valores de CIA (cerca de 100), reflejan la remoción de cationes móviles (e.g., Ca^{2+} , Na^+ , K^+) con respecto a cationes menos móviles (e.g., Al^{3+} , Ti^{4+}) durante la meteorización (Nesbitt y Young, 1982). La mayoría de las rocas ígneas frescas tiene valores de CIA cercanos a 50, mientras que rocas compuestas completamente por minerales secundarios ricos en Al_2O_3 , tales como caolinita o gibsita, presentan valores de CIA cercanos a 100. Este índice se midió para todas las rocas del estudio; las areniscas y lutitas tienen valores que fluctúan entre 52 y 66, siendo las areniscas las que, en general, presentan los menores valores, concentrándose en el rango 52 y 60 (Figura VI-7A). Por otra parte, los clastos de conglomerados tienen valores similares a las areniscas, con excepción de la muestra VP-05B que tiene un CIA de 49.

Esto indica 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 McLennan, 1985). Por lo tanto, se justifica el empleo de diagramas de discriminación geoquímica basados en elementos mayores.

Como ya se mencionó, las proporciones de Ca, Na, y K, con respecto al Al, tiene implicancias con respecto a la composición e intensidad la meteorización de la fuente. Se utilizó el diagrama A-CN-K (Nesbitt y Young, 1984), donde las muestras con baja meteorización se proyectan cercanas a la corteza superior fresca, y esa poca meteorización podría ser el resultado de una rápida erosión, de una superficie de primer ciclo no meteorizada, o bien, la erosión de una superficie que ha estado cubierta recientemente por glaciares y por lo tanto protegida (Nesbitt y Young, 1982). Para las muestras del GPT, si bien no tienen un alto grado de meteorización, éstas no siguen una tendencia paralela a “weathering line” (WL) o trayectoria teórica de meteorización para una granodiorita, sino que presentan una dispersión más inclinada hacia la proyección de la muscovita (Figura VI-7B). Esta inclinación con respecto a la WL se asocia a un metasomatismo potásico, tendencia aún más marcada en las lutitas, las que están más cercanas a los vértices A (Al_2O_3) y K (K_2O). Por otra parte, los clastos de View Point siguen la misma tendencia de las areniscas, salvo la muestra VP-05B que tiene una composición típica entre granodiorita y granito con muy poca meteorización.

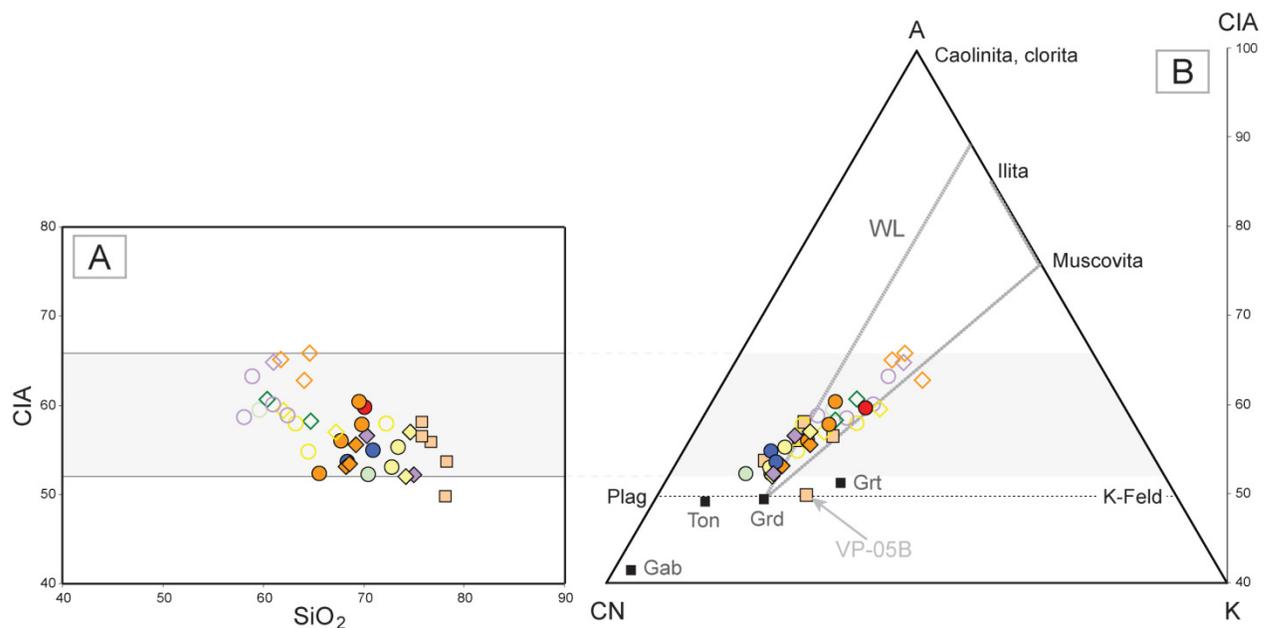


Figura VI-7: A: Diagrama SiO₂ versus índice de alteración química (CIA) de Nesbitt y Young (1982). $CIA = (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + K_2O + NaO + CaO)) \times 100$. Valores de Ca no corregidos, sin embargo, se estiman adecuados dado el bajo contenido de carbonatos de las muestras; **B:** Diagrama A-CN-K (A= Al_2O_3 ; CN= $CaO + Na_2O$; K= K_2O). Los datos se proyectaron en proporciones molares. WL=Línea de alteración de los feldspatos. Se han proyectado promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Grt, granito; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; Gab, gabro; Plag, plagioclasa; Feld-K, feldespato potásico. Símbolos como en la Figura VI-1.

VI.2.5 Proveniencia y Marco Tectónico

VI.2.5.1 Diagramas Basados en Elementos Mayores

Algunos autores han elaborado distintos diagramas de discriminación tectónica para areniscas y lutitas, basados en los elementos mayores, como lo son los diagramas de Bathia (1983) y Roser y Korsch (1986; 1988) que se verán a continuación.

- **Diagramas de Bathia (1983)**

Los diagramas de Bathia (1983), está basado en el estudio de 69 muestras que representan 5 sucesiones sedimentarias paleozoicas del este de Australia, donde los parámetros que usa el autor para discriminar son $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})} + \text{MgO}$, TiO_2 , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{NaO}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$, y sólo utiliza areniscas.

El autor clasifica los ambientes tectónicos en cuatro grupos: **Arco de Isla Oceánica (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) y **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).

El concepto geoquímico detrás de estos diagramas discriminantes se basa en que a medida que el marco tectónico cambia en la secuencia OIA-CIA-ACM-PM, decrecen las concentraciones de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})} + \text{MgO}$, TiO_2 y $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ y se incrementa el $\text{K}_2\text{O}/\text{NaO}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$. El Fe y Ti son útiles porque su baja movilidad y bajos tiempos de residencia en el agua de mar. Aunque el Mg tiene un tiempo de residencia alto en el agua de mar, se quedará sin carga en las areniscas del tipo margen continental, depositadas por turbiditas, durante el enterramiento debido a la baja permeabilidad de estas rocas (Blatt et al., 1980). La razón $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ indica el enriquecimiento de cuarzo en las areniscas. La razón $\text{K}_2\text{O}/\text{NaO}$ es una medida del contenido del feldespato potásico y mica versus plagioclasa en la roca, y el parámetro $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ es una razón entre los elementos menos móviles a los más móviles.

Las areniscas del GPT presentan contenidos de $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})} + \text{MgO}\%$ entre 3,6 y 8,3%, siendo las concentraciones de Legoupil más bajas que las de Hope Bay (Figura VI-8). Lo mismo ocurre con los contenidos de TiO_2 y $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, (0,4-0,7% y 0,18-0,24% respectivamente). En cuanto a las razones de $\text{K}_2\text{O}/\text{NaO}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$, éstas varían desde 0,54 a 1,58 y 2,23 a 3,98 respectivamente y no hay grandes diferencias entre cabo Legoupil y bahía Esperanza como ocurre con las razones anteriores. Según los campos de discriminación tectónica propuestas por el autor, las muestras se proyectan en los campos B, arco de isla continental y C, margen continental activo, siendo principalmente las muestras de cabo Legoupil y una muestra de bahía Paraíso las que se proyectan en el margen continental activo y el

resto de arco de isla oceánica (Figura VI-8A-B), sin embargo, en dos diagramas (Figura VI-8C-D) las rocas se escapan ligeramente de los campos determinados por Bathia (1983).

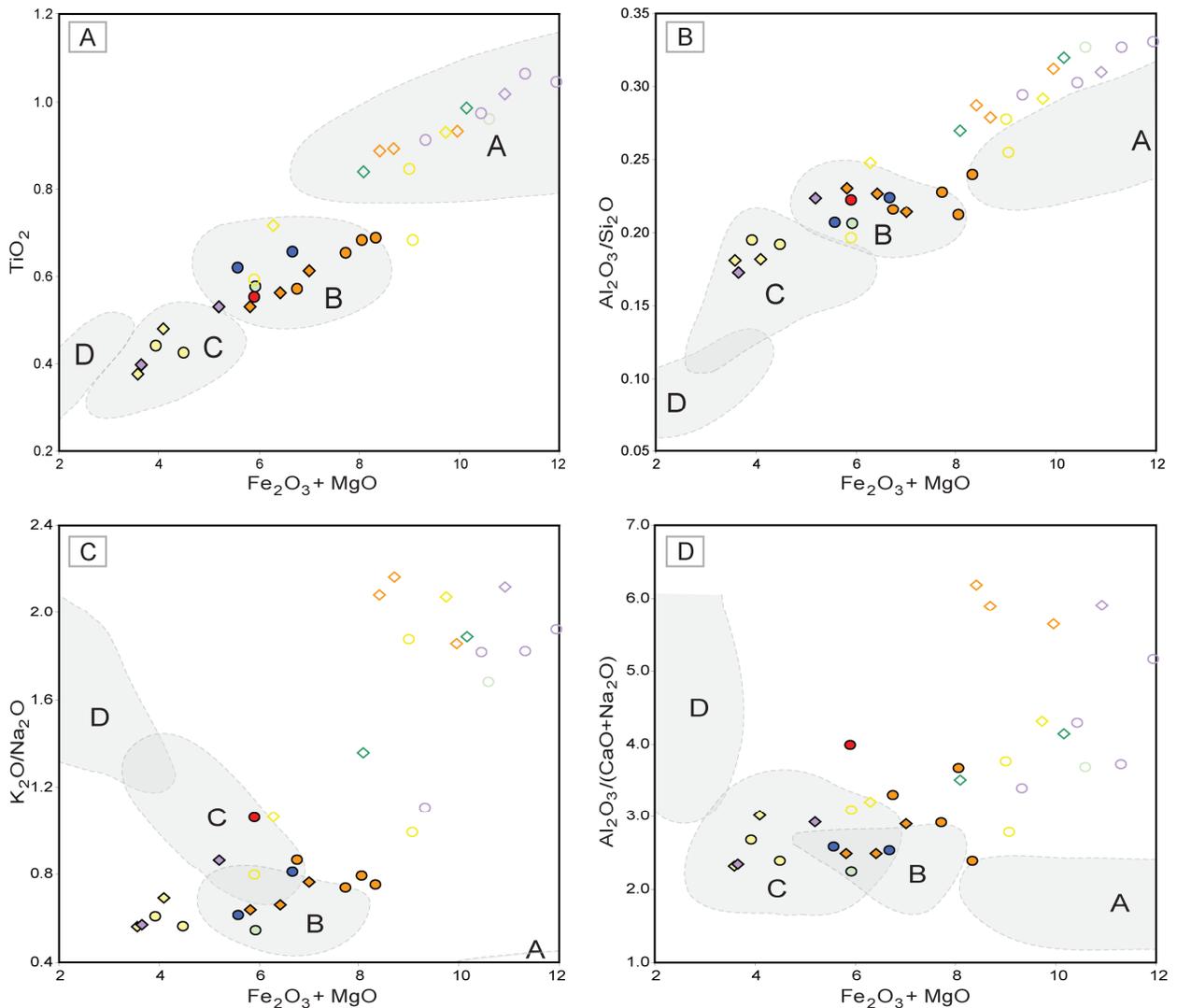


Figura VI-8: Areniscas del GPT proyectadas en los diagramas de discriminación tectónica de Bathia (1983). Campos **A**, arco de isla oceánica; **B**, arco de isla continental; **C**, margen continental activo; **D**, margen pasivo. Si bien el diagrama está construido sólo para areniscas, también se han proyectado las lutitas. Símbolos como en Figura VI-1.

Aunque los diagramas de Bathia (1983) han sido criticados ampliamente (Armstrong-Altrin y Verma, 2005), debido a su poca representatividad, poca claridad en la diferenciación entre CIA y ACM, es interesante resaltar las características menos maduras y más básicas de los sedimentos de la mayoría de los sectores con respecto a las de Legoupil.

- **Diagrama de Roser y Korsch (1986)**

Roser y Korsch (1986) generaron un diagrama binario para discriminar el régimen tectónico de depósito, basado en las concentraciones de SiO_2 y la razón K_2O/Na_2O , parámetros que ya habían sido estudiados

por otros autores (i.e Bathia 1983; Pettijohn et al., 1972), pero lo extienden a la aplicación de rocas de grano más fino.

Los autores clasifican los ambientes tectónicos en tres grupos: Margen Continental Pasivo (PM), Margen Continental Activo (ACM) y Arco de Isla Oceánica (ARC), donde asociadas con zonas de subducción, el material derivado del ARC es típico del ante-arco, retro-arco y las cuencas de intra-arco formadas sobre la corteza oceánica, mientras que el material derivado del ACM se produce en situaciones similares, pero sobre corteza continental. Por otra parte, los sedimentos de PM se derivan de las zonas continentales estables y son depositados en cuencas intra-cratónicas o en los márgenes continentales pasivos.

Para las muestras del GPT, este diagrama también separa las areniscas de Legoupil de las de Hope Bay, debido principalmente a las diferencias en composición de SiO_2 , además de una leve diferencia entre los valores de la razón $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (promedios, 0,61 en cabo Legoupil y 0,75 en bahía Esperanza). Más marcadas son las diferencias que se producen por el tamaño de grano, donde las lutitas tienen mayores valores de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ y menores de SiO_2 . Sin embargo, todas las muestras se proyectan en el campo de margen continental activo (Figura VI-9).

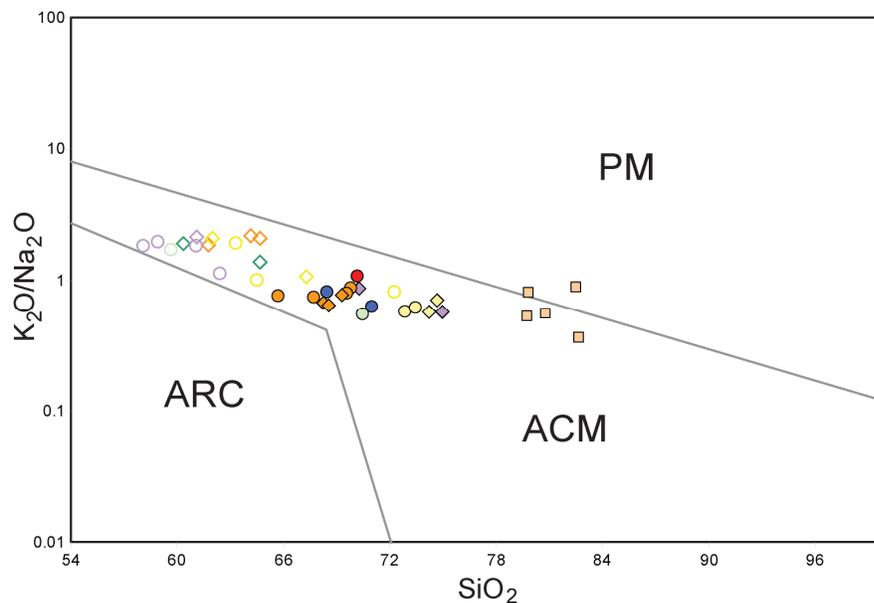


Figura VI-9: Areniscas y lutitas del GPT proyectadas en el diagrama de discriminación tectónica de Roser y Korsch, (1986). Campos PM, margen pasivo; ACM, margen continental activo; ARC, arco oceánico de islas. Si bien el diagrama está construido sólo para areniscas y lutitas, se han proyectado los clastos de conglomerado como referencia. Símbolos como en la Figura VI-1.

Este diagrama también ha sido criticado por diversos autores, debido principalmente a que la base de datos, ya que no es representativa mundialmente (Armstrong-Altrin y Verma, 2005).

Por otra parte, los clastos de los conglomerados de View Point tienen firmas calcoalcalinas, típicas de subducción en márgenes convergentes, apoyando los resultados mostrados en el diagrama de Roser

y Korsch (1986), sin embargo, no necesariamente corresponden a la misma fuente de las areniscas y lutitas, ya que puede ser sólo una fuente local proximal y no la fuente principal.

▪ **Diagrama de Roser y Korsch (1988)**

El diagrama de Roser y Korsch (1988) está basado en el estudio de las variaciones químicas entre sedimentos clásticos de cuatro grupos de proveniencia, tomando como ejemplo, rocas sedimentarias antiguas de Nueva Zelanda, cuya proveniencia está bien establecida, las cuales utilizan para construir funciones discriminantes basadas en elementos mayores. Este diagrama de funciones discriminantes tiene valores de la abscisa y ordenada a operaciones con los porcentajes de óxidos mayores normalizados al 100% libre de volátiles, donde se tiene 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, \dots, p_i son los coeficientes de la función discriminante; X_1, X_2, \dots, X_p son las p variables discriminantes y C una constante. La magnitud de los coeficientes de la función muestra la importancia relativa de las variables en separar los grupos a lo largo de la función discriminante. Los coeficientes de estas funciones discriminantes se muestran en la Tabla VI-1.

Tabla VI-1: Coeficientes de las funciones discriminantes de ambientes tectónicos usados por Roser y Korsch (1988).

	F1	F2
TiO ₂	-1,773	0,445
Al ₂ O ₃	0,607	0,07
Fe ₂ O _{3T}	0,76	-0,25
MgO	-1,5	-1,142
CaO	0,616	0,438
Na ₂ O	0,509	1,475
K ₂ O	-1,224	1,426
Const.	-9,09	-6,861

Este diagrama discrimina entre cuatro grupos de proveniencia: máfica (P1; detritos de primer ciclo basálticos y en menor medida andesíticos), intermedia (P2; detritos andesíticos mayoritariamente), félsica (P3; detritos plutónicos y volcánicos ácidos) y reciclado (P4; detritos cuarzosos policíclicos maduros). Además puede ser utilizado tanto para areniscas como para lutitas.

Las rocas del GPT ocurren mayoritariamente en el campo P3, asociado a una proveniencia félsica. En el campo P4, reciclado, se proyecta una arenisca y todas las lutitas de bahía Esperanza y en el campo P2, intermedia, se proyectan las muestras de bahía Bone. En este diagrama no hay una diferenciación notoria entre las areniscas de distintas localidades, pero sí entre las areniscas y lutitas, teniendo mayores valores de F2 las areniscas y mayores dispersiones en F1 (Figura VI-10).

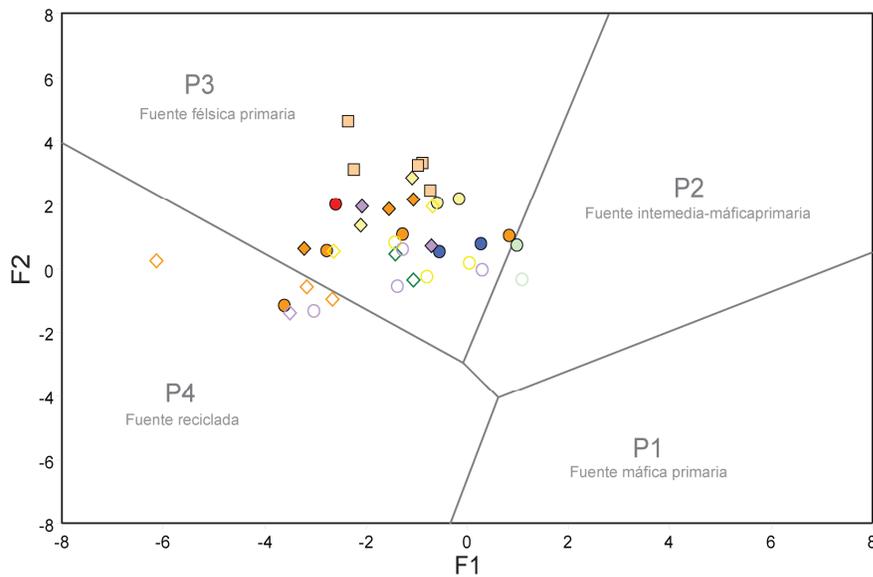


Figura VI-10: Areniscas y lutitas del GPT proyectadas en el diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipo de proveniencia, P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada. Si bien el diagrama esta construido sólo para areniscas y lutitas, se han proyectado los clastos de conglomerado como referencia. Símbolos como en Figura VI-1.

VI.2.5.2 Diagramas Basados en Elementos Trazas

Se han utilizado diagramas ternarios y bivariantes utilizando las razones entre algunos elementos trazas, los cuales se detallan en la Tabla VI-2 con los promedios para areniscas y lutitas del GPT.

Tabla VI-2: Resumen de valores promedios, para areniscas y lutitas del GPT, de las razones entre elementos trazas, utilizados en los diagramas discriminantes.

	Areniscas	Lutitas
La/Sc	4,07	2,61
Ti/Zr	15,80	37,30
Th/Sc	1,30	0,92
Co/Th	0,78	1,12
La/Th	3,12	2,82
Zr/Sc	23,37	9,98

Las razones de La/Sc versus Ti/Zr han mostrado ser un buen discriminante entre ambientes de arcos de isla oceánico, arco de isla continental, margen continental activo y margen pasivo (Bathia y Crook, 1986). En la Figura VI-11, sólo con la excepción de bahía Paraíso, las areniscas del GPT se proyectan en el campo de margen continental activo en el rango entre dacita y riolita, más cercanas a la riolita. Por otra parte, las lutitas presentan razones de Ti/Zr mucho más elevadas y La/Sc menores (Tabla VI-2), indicativos de selección.

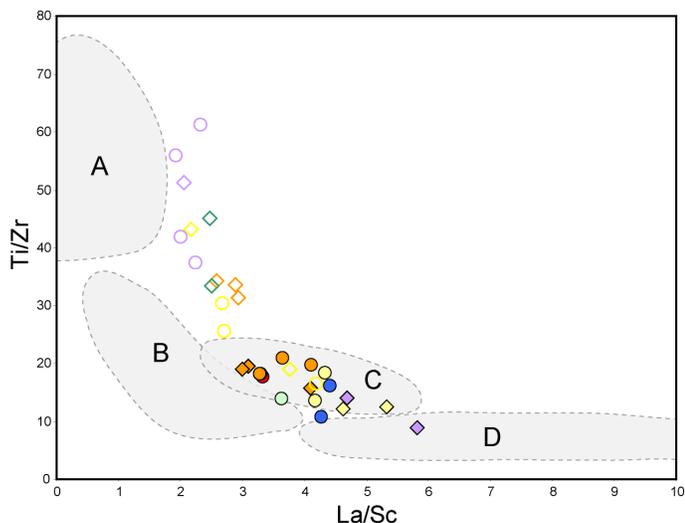


Figura VI-11: Areniscas y lutitas proyectadas en el diagrama discriminante La/Sc vs. Ti/Zr de Bathia y Crook (1986). A, arco de isla oceánico; B, arco de isla continental; C, margen continental activo; D, margen pasivo. Símbolos como en la Figura VI-1. Este diagrama está diseñado sólo para areniscas, pero se han proyectado las lutitas a modo de comparación.

Un resultado diferente se obtiene en los diagramas La-Th-Sc, Th-Sc-Zr/10 y Th-Co-Zr/10 (Figura VI-12), donde las areniscas del GPT se proyectan en el campo de arco de isla continental, todos ideados por Bathia y Crook (1986). Se basan en el incremento de la razón Th/Sc con el incremento de la evolución magmática (de basalto a riolita), y el incremento de Zr en sedimentos de márgenes pasivos producto de la acumulación de circones. Estos diagramas se deben tomar con cuidado, ya que los campos que los componen se basan en una base de datos quizás muy limitada (Balhburg, 1998).

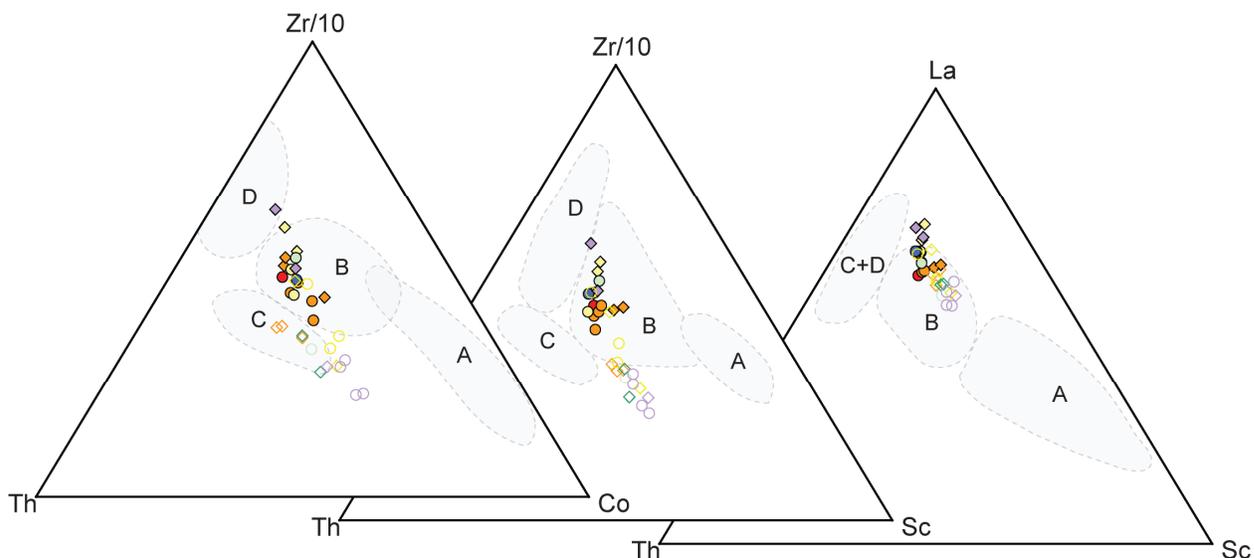


Figura VI-12: Areniscas y lutitas proyectadas en los diagramas La-Th-Sc, Th-Sc-Zr/10 y Th-Co-Zr/10, todos ellos ideados por Bathia y Crook (1986). A, arco de isla oceánico; B, arco de isla continental; C, margen continental activo; D, margen pasivo. Símbolos como en la Figura VI-1.

Basado también en la razón La/Sc y Co/Th, Gu et al. (2002) generaron un diagrama de discriminación (Figura VI-13A), en donde las areniscas del GPT se proyectan entre las proyecciones de los granitos y las rocas volcánicas félsicas (según Condie, 1993), teniendo las areniscas de bahía Esperanza e isla Joinville, en general, menores razones de La/Sc que el resto de las localidades (Figura VI-11, Figura VI-12). En cuanto a la razón Co/Th no hay una diferenciación tan marcada entre areniscas y lutitas, pero se pueden observar mayores valores de dicha razón en las lutitas (Tabla VI-2), sobre todo en las de bahía Paraíso.

Floyd y Leveridge (1987) idearon un diagrama Hf vs. La/Th, donde la mayoría de las muestras del GPT se proyectan en el campo asociado a una fuente félsica, cercana a la composición de la corteza continental superior (Figura VI-13B). El Hf está asociado a una mayor concentración de minerales pesados como circones y titanitas, los cuales se deberían acumular más en areniscas que en las lutitas, sin embargo, los valores Hf en ambos grupos son similares y las correlaciones entre Hf y Zr ($r=0,80$ en areniscas y $r=0,85$ en lutitas, (Anexo 5) no son muy elevados. Todo cambia si sólo se consideran las muestras analizadas por el ICP-MS y se descartan las medidas con el ICP-AES del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, en este caso, las areniscas presentan mayores valores de Hf que las lutitas y la correlación entre Hf y Zr aumenta considerablemente ($r=0,99$ en areniscas y $r=0,95$ en lutitas, Anexo 5).

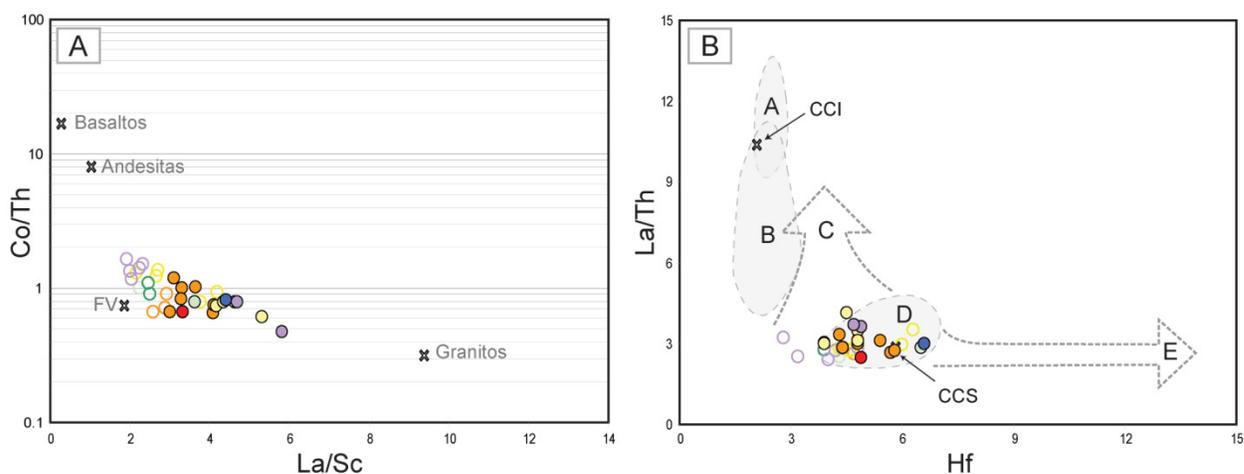


Figura VI-13: A; Diagrama discriminante La/Sc versus Co/Th (Gu et al., 2000). Además se proyectan las composiciones promedios de basaltos, andesitas, rocas volcánicas félsicas (FV), granitos y granodioritas. **B;** Diagrama discriminante modificado por Gu et al. (2002) a partir del diagrama de Floyd y Leveridge (1987). A, isla oceánica (fuente toleítica); B, fuente de arco andesítico; C, fuente mixta félsica/básica; D, fuente félsica; E, sedimentos maduros. Además se proyectan los promedios de corteza continental inferior (CCI) y corteza continental superior (CCS). Símbolos como en la Figura VI-1.

Utilizando los mismos elementos del diagrama de Bathia y Crook (1986) (Figura VI-12), McLennan et al. (1993) generaron un diagrama de discriminación, tomando el valor $Th/Sc > 1$ como referencia de la corteza continental superior. En la Figura VI-14 se observa una marcada correlación positiva entre ambos parámetros, desde las lutitas hacia las areniscas. Sólo con una excepción, todas las areniscas tienen valores de Th/Sc mayores que 1, reflejando una fuente félsica. En general las areniscas de bahía Esperanza son las que tienen menores valores de dicha razón y también menores valores de Zr/Sc ,

asociado a la concentración de circones debido a la selección, lo que queda aún más claro con la distribución de la lutitas.

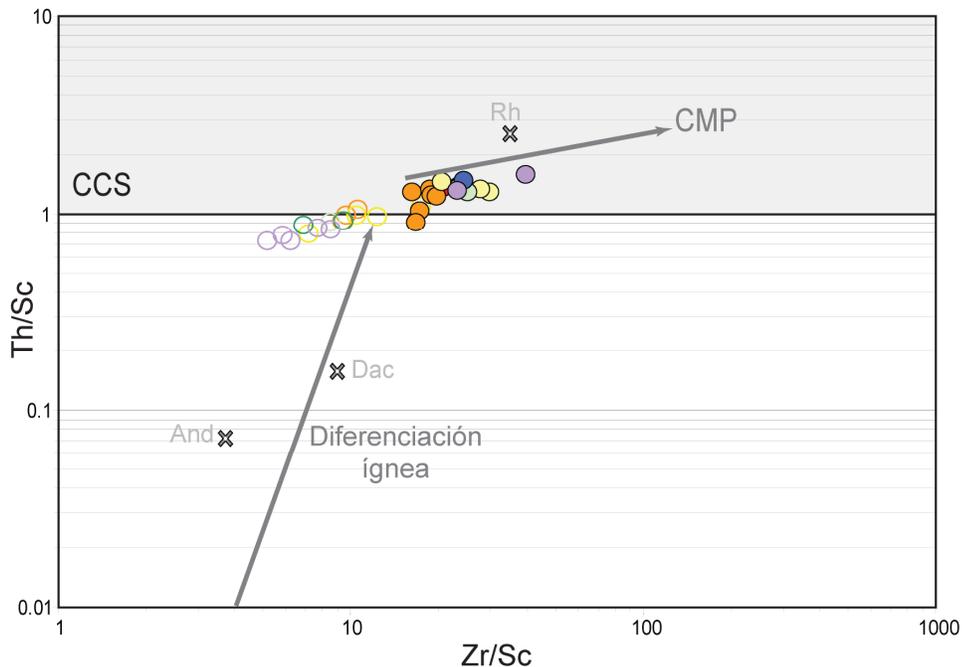


Figura VI-14: Proyección de las areniscas y lutitas del GPT en el diagrama de McLennan et al. (1993). Además se han proyectado promedios de rocas ígneas: And, andesita; Dac, dacita; Rh, riolita según Le Maitre (1976). CCS: área de proyección general de rocas de composición similar a la corteza continental superior; CMP, trayectoria de concentración de minerales pesados por procesos sedimentarios. Símbolos como en la Figura VI-1.

En cuanto a los clastos de conglomerado de View Point, éstos corresponden a intrusitos calcoalcalinos, típicos de arcos magmáticos asociados a regimenes convergentes. El empobrecimiento de Eu, Sr, P y Ti puede indicar el fraccionamiento de plagioclasa, titanomagnetita y apatito durante la evolución del magma parental.

VI.2.6 Efectos del Tamaño de Grano y Concentración de Minerales Pesados en Areniscas y Lutitas

Los contrastes geoquímicos entre las areniscas y lutitas del GPT están directamente relacionados a las diferencias de su mineralogía y se observan en la mayoría de los diagramas vistos anteriormente. Estas distribuciones diferenciales producto de sus diferencias mineralógicas pueden deberse al fraccionamiento por tamaño de grano debido al transporte y selección sedimentaria que sufrió el material detrítico original. Fases minerales más resistentes se concentran en areniscas por sobre las lutitas.

En términos del parámetro CIA, las diferencias entre areniscas y lutitas son un efecto esperado de la diferencia del tamaño de grano, ya que los limos o arcillas muestran una historia de meteorización más severa que sus arenas asociadas (McLennan et al., 1990). Los valores de CIA más altos en lutitas y su

proyección en el diagrama A-CN-K (Figura VI-7) reflejan los mayores contenidos de minerales de arcillas (Nesbitt y Young, 1982) que son el mayor producto de alteración de los feldespatos. En el diagrama A-CN-K (Figura VI-7) 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 GPT, por lo que efectos de otros procesos estén sobreimpuestos. Además, se observa que las lutitas, por su mayor contenido de arcillas, se proyectan a valores más altos de A (Al_2O_3) que las areniscas y presentan distribuciones análogas a las que presentan pares areniscas-lutitas de sucesiones turbidíticas modernas (McLennan et al., 1990).

También se observa que las areniscas tienen concentraciones mayores de SiO_2 , explicable por la concentración de cuarzo que tienen por sobre las lutitas.

En el diagrama de Roser y Korsch (1988) (Figura VI-10), las areniscas se proyectan, en general, con valores más altos en F2 que las lutitas. El análisis de coeficientes no estandarizados, utilizado por los autores para definir esta función (Tabla VI-1) revela que el “peso” de la relación se asocia principalmente al MgO , Na_2O y K_2O . Según Roser y Korsch (1986), un fraccionamiento por tamaño de grano, al pasar de areniscas a limonitas, produce un aumento de la concentración de K_2O , junto con una disminución regular de SiO_2 y Na_2O , efecto que se visualiza en las muestras del GPT proyectadas en el diagrama (Figura VI-9).

Cuando se evalúa las correlaciones entre el Al_2O_3 y los otros óxidos, se observa una marcada diferenciación entre los distintos tamaños de grano, además de patrones lineales. La mayoría de los elementos mayores, con excepción del SiO_2 (Figura VI-2), CaO y Na_2O tienen correlaciones positivas con el Al_2O_3 (Anexo 5) 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.

La correlación positiva entre el Al_2O_3 con el K_2O (Anexo 5), indica una meteorización de minerales con potasio (Feng y Kerrich, 1990) y las correlaciones negativas con el CaO y Na_2O (Anexo 5) reflejan una residencia primaria en los feldespatos, y la abundancia de estos minerales en las areniscas.

En cuanto a los elementos trazas, este fraccionamiento también se refleja (Figura VI-11, Figura VI-12, Figura VI-13 y Figura VI-14), todo esto relacionado a la selección y sobre todo a la concentración de minerales pesados. Por esta razón, una evaluación de la posible función de la concentración de minerales pesados es esencial cuando se utilizan razones entre elementos inmóviles.

Una medida de la acumulación de minerales pesados individuales en areniscas se puede obtener de diagramas de variaciones de elementos versus Al_2O_3 (Figura VI-2, Figura VI-15). En este tipo de diagramas generalmente se produce una tendencia lineal o curvilínea, donde la pendiente y el eje que es cortado por la tendencia pueden variar. En “suites” muy maduras, con alto contenido de cuarzo, la tendencia es lineal e intersecta los ejes muy cerca del cero, ya que el fraccionamiento se aproxima a un sistema de dilución simple “cuarzo-arcilla”, que tendría una tendencia conocida como “línea de dilución del sílice ideal” (SDL: Roser, 2000). En “suites” menos maduras, es decir, con mayor contenido de

feldespatos y líticos, la tendencia es generalmente más dispersa y corta al eje del Al_2O_3 debido al contenido de éste en los feldespatos y líticos. En “suites” volcánicas, pobres en cuarzo, la tendencia es dispersa y no hay fraccionamientos claros o simplemente no existen, debido a que contienen menos minerales unitarios, por lo tanto tienen menos potencial para fraccionar minerales (Roser, 2000).

En este tipo de diagramas, las muestras del GPT muestran un fraccionamiento marcado entre las areniscas y las lutitas. Además, muchos elementos se ven incrementados con el aumento del Al_2O_3 (Sc, V, Y, Cr, Co, Zn, Nb, Sm, Nd, Th), y todos se encuentran por debajo de la SDL (Figura VI-15 a y d), esto sugiere que las abundancias de estos elementos son controlados por los contenidos de arcilla y una dilución de un componente “cuarzo-feldespato-lítico” relativamente estable, no por otros factores mineralógicos. Por otra parte, el Zr, Sr y Hf (Figura VI-15 b y c) tienen tendencias más dispersas y con mayores valores en las areniscas, lo que sugiere una concentración de circones, para el Zr y el Hf, y un control de los feldespatos para el contenido del Sr.

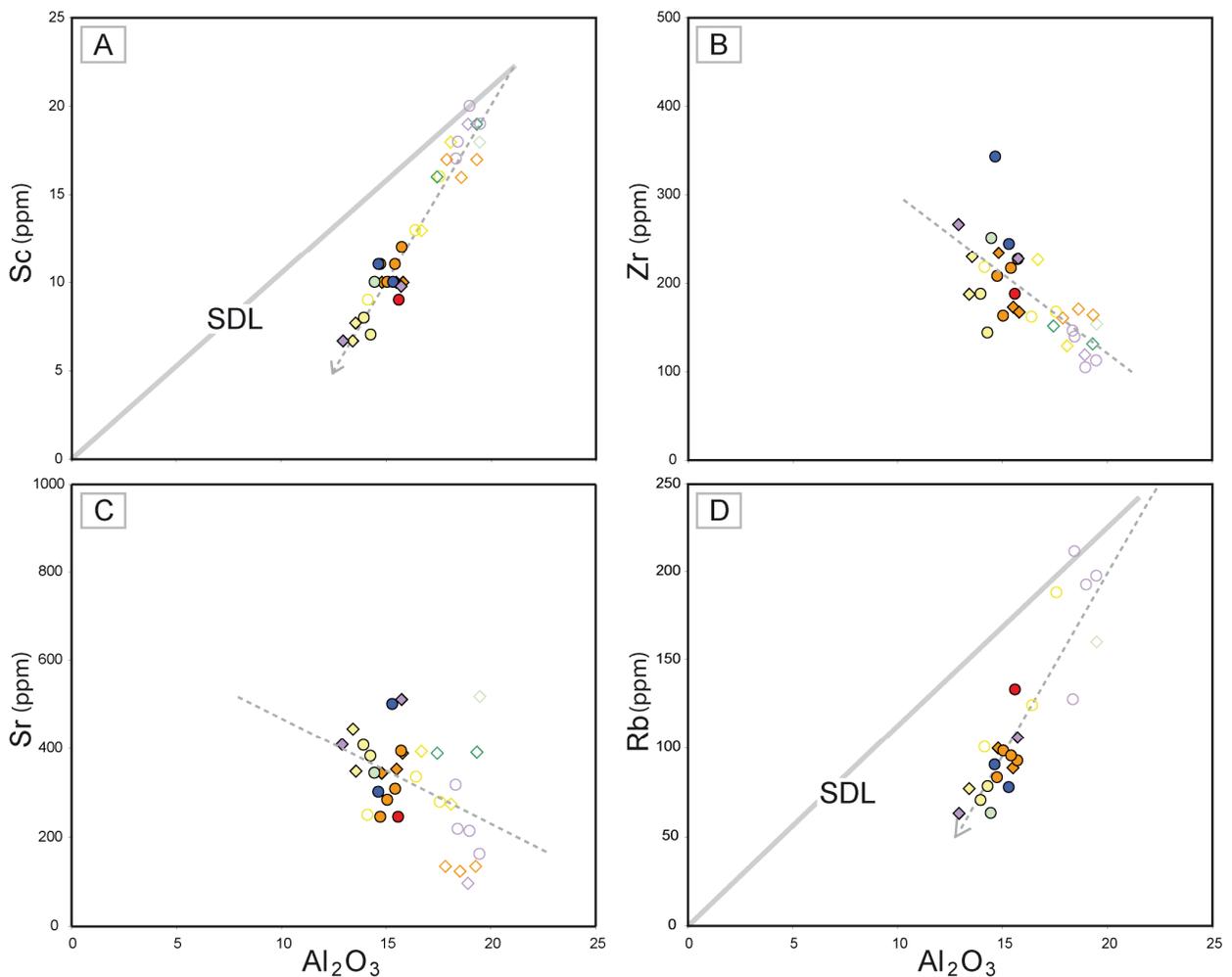


Figura VI-15: Diagramas de variación de elementos traza versus Al_2O_3 , donde se proyectan las areniscas y lutitas del GPT. A, Sc; B, Zr; C, Sr; D, Rb. Líneas punteadas son regresiones lineales y línea continua son las líneas de dilución del sílice ideales. Símbolos como en la Figura VI-1.

La concentración de circones puede servir como un proxy para otros minerales pesados y también se puede evaluar fácilmente usando el diagrama de McLennan (1993) que utiliza las razones Th/Sc versus Zr/Sc (Figura VI-14), donde la razón Th/Sc es transferida cuantitativamente desde la fuente al sedimento y la razón Zr/Sc se incrementa si los circones que son más resistentes se acumulan con respecto a las fases lábiles o si se concentran por la selección y/o el reciclaje. La razón Zr/Sc está fuertemente fraccionada entre las lutitas y areniscas, reflejando una concentración de circones en las areniscas (Figura VI-14, Tabla VI-2).

Los minerales pesados también pueden afectar el contenido de REE en las areniscas. Según McLennan (1989), pequeñas cantidades de allanita (0,02%) y monazita (0.005%) agregadas a las areniscas, pueden producir anomalías en las razones La_N/Yb_N y Gd_N/Yb_N , pero esto sería acompañado por niveles elevados de elementos asociados, como el Zr, Hf y Th, que se pueden identificar fácilmente.

VI.3 Geoquímica de Granates

VI.3.1 Introducción

Los minerales pesados han sido ampliamente utilizados para caracterizar áreas fuente de sedimentos y actualmente los análisis de química mineral han sido un gran complemento a dichos estudios.

Los estudios de química mineral son aplicables a un amplio rango de especies de minerales pesados detríticos, incluyendo piroxenos, anfíbolos, turmalina, opacos, entre otros (e.g. Morton, 1991; Pinto et al., 2004; Henry y Guidotti, 1985). Sin embargo, de todos los grupos minerales que se han utilizado, el granate ha demostrado ser uno de los más útiles. Esto se debe a que el granate tiene un gran rango de composición, con importantes cambios entre distintos tipos de rocas. Es característico de rocas metamórficas de variados tipos, al igual que en granitos, pegmatitas y rocas volcánicas ácidas (Deer, 1997). Además es muy resistente a la abrasión y es relativamente estable durante la diagénesis (Morton y Hallsworth, 1999), por lo que es muy común encontrarlo en rocas sedimentarias.

Aunque los granates han demostrado ser muy útiles en la discriminación de areniscas con diferentes proveniencias, es muy difícil ligar directamente su química con la región fuente debido principalmente a la falta de datos de química de granates en rocas del basamento.

VI.3.1.1 Composición de los Granates

El grupo del granate es un ortosilicato que tiene la siguiente fórmula general: $\{X_3\}[Y_2](Z_3)O_{12}$ (granates anhídridos), donde X, Y y Z son cationes, {} indica la posición dodecahédrica, [] octahédrica, () tetraédrica y O corresponde al sitio de los aniones.

En sistemas naturales, los granates tienen unas variadas soluciones sólidas, por lo que su composición química comúnmente se entrega en términos de proporciones molares de miembros extremos. Los miembros extremos más comunes son:

- **Piropo:** $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$
- **Almandino:** $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
- **Espesartina:** $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$
- **Andradita:** $Ca_3Fe^{3+}_2Si_3O_{12}$
- **Grosularia:** $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
- **Uvarovita:** $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$
- **Hydrogrosularia:** $Ca_3Al_2Si_2O_8(SiO_4)_{1-m}(OH)_{4m}$

Es raro encontrar un granate con la composición de un miembro extremo, por lo que su nombre está dado por la molécula dominante.

Han sido divididos en dos series principales: Piralespita (*piropo*, *almandino*, *espesartina*) y Ugrandita (*ivarovita*, *grosularia*, *andradita*). Dentro de cada serie existe una variada sustitución, pero entre ellas hay solución sólida limitada.

VI.3.2 Metodología

Para el estudio de la química mineral se molieron 10 muestras de areniscas del GPT (Anexo 1 y Anexo 6), de las cuales se obtuvo la fracción de tamaño 63-125 μm debido a que esta fracción minimiza el efecto de tamaño de grano (Morton y Hallsworth, 1999). La separación se hizo mediante técnicas magnéticas y líquidos densos estándar en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, bajo la supervisión del Sr. Juan Vargas.

En total se analizaron 76 granates, con al menos 4 granates por muestra y fueron analizados mediante una microsonda electrónica (Cameca SX100) en la Universidad de Stuttgart, Alemania, gracias a una pasantía realizada en esta universidad bajo la supervisión del Dr. Hans Massone. Los elementos medidos fueron SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O y K_2O .

Para el cálculo de los miembros extremos se utilizó la planilla en Microsoft Excel programada por Locock (2008), el cual se basa en el cálculo de 29 miembros extremos (15 especies minerales y 14 especies hipotéticas).

VI.3.3 Resultados y Tendencias Generales

El contenido de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O y K_2O de los granates estudiados y el cálculo de los miembros extremos se encuentran en el Anexo 6.

Los granates analizados corresponden principalmente a almandinos, dentro de los cuales se pueden dividir en dos grupos: Almandinos ricos en piropo (que además son pobres en espesartina y grosularia) y almandinos ricos en espesartina (Figura VI-16).

Entre las distintas localidades se aprecian algunas leves diferencias. En el extremo norte de la península, específicamente en bahía Esperanza e isla Joinville la mayoría de los granates son almandinos ricos en piropo y los ricos en espesartina (12-18% del total de los granates) tienen contenidos de Ca menores al 5%, lo mismo ocurre en bahía Paraíso, el extremo sur del GPT. Por otra parte, en cabo Legoupil, Punta Spring y bahía Wilhemina, el porcentaje de almandinos ricos en piropo cae y crece el porcentaje de almandinos ricos en espesartina (Figura VI-16).

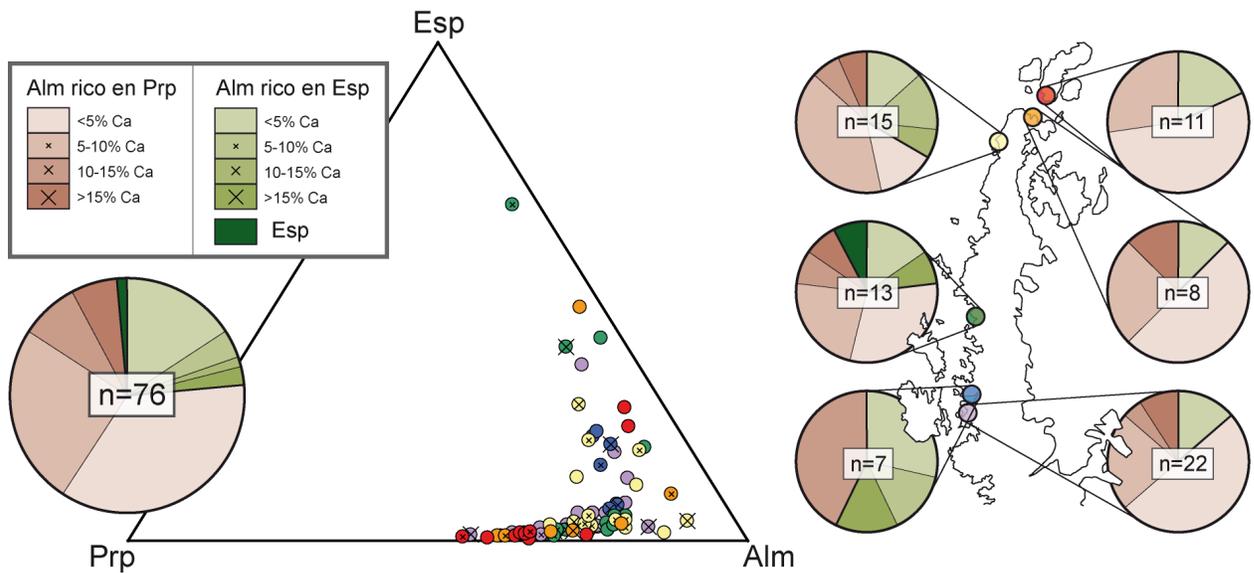


Figura VI-16: Diagrama ternario que muestra la geoquímica de los granates. Piropo (Prp), almandino (Alm) y espersartina (Esp). Las cruces muestran las concentraciones de CaO en los granates, los colores, las distintas localidades del GPT y n, el número de mediciones.

VI.3.4 Origen de los Granates

La química de los granates puede ser correlacionada con las condiciones físico-químicas en las cuales la roca hospedante se formó, sin embargo, existen algunas sobreimposiciones en cuanto a composición de los granates en distintas paragénesis.

El granate más común dentro de este grupo es el almandino, pero por ser parte de la serie Piralespita, generalmente contiene cantidades apreciables de las moléculas de piropo y espesartina. Según Miyashiro (1953), los granates de esta serie muestran un aumento del contenido de Fe^{2+} y una disminución del Mn^{2+} a medida que crece el grado metamórfico. Sin embargo, Engel y Engel (1960) encontraron un aumento del contenido de Mg, Cr y Ti y una disminución de Fe^{3+} , Mn y posiblemente Fe^{+2} con el incremento del grado metamórfico en el Complejo Adirondack en Nueva York.

Los almandinos pueden ocurrir también en rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas. En rocas plutónicas pueden estar relacionados a contaminaciones de arcillas locales (Deer, 1997) y en rocas volcánicas han sido descritos como fenocristales en dacitas (Sobolev et al., 1955) y en cavidades en riolitas. Miyashiro (1955) observó que los almandinos que ocurren como fenocristales son más pobres en Mn que los de cavidades. Por otra parte, Oliver (1956, en Deer 1997) encontró almandinos en andesitas, dacitas, riodacitas, pórfidos de cuarzo y tobas andesíticas y riodacíticas, los cuales, según él, no son de origen metamórfico ni metasomático, pero estaban presentes en el magma antes de que extruyeran.

VI.3.4.1 Almandinos Ricos en Espesartina

Cantidades significativas de espesartina pueden ocurrir en los granates almandinos en rocas ígneas félsicas y metamórficas, especialmente en las aureolas de contacto (Deer et al., 1997).

En rocas ígneas, se asume que la fuente principal de almandinos ricos en espesartina son pegmatitas graníticas y aplitas, pero éstas se caracterizan por no tener otros componentes como piropo o grosularia (Miyashiro, 1955). En general, granates almandinos ricos en espesartina con contenidos apreciables de piropo y grosularia no son muy comunes en rocas graníticas (Deer, 1997). Por otra parte, en rocas metamórficas los almandinos ricos en espesartina se conocen de rocas con un metamorfismo regional de bajo grado como metapelitas, metacherts y esquistos azules. Rocas metamórficas derivadas de rocas calcáreas o máficas y rocas metamórficas de alto P/T contienen cantidades significativas de grosularia, junto con almandino, piropo y espesartina (Takeuchi et al., 2008).

VI.3.4.2 Almandinos Ricos en Piropo

Los almandinos ricos en piropo, en general, pueden ocurrir desde las facies epidota, anfíbolita hasta granulita, siendo en las facies anfíbolitas a granulita donde los almandinos tienen mayor contenido de piropo, los que generalmente tienen un apreciable contenido de grosularia, pero esta puede variar dependiendo del contenido de calcio de la roca fuente (Takeuchi et al., 2008). Estos granates también son comunes en rocas metamórficas de la facies eclogita, donde la composición de los granates puede variar entre piropo y almandino, pero frecuentemente domina el almandino y además tiene alto contenido de grosularia (Deer, 1997).

También se han reconocido en granitos tipo S, los cuales son de origen peritético, donde la composición varía entre $\text{Alm}_{69-71}\text{Pir}_{14-21}\text{Gro}_3\text{Esp}_{3-5}$, con zonaciones más ricas en espesartina ($\text{Alm}_{70-76}\text{Pir}_{5-12}\text{Gro}_3\text{Esp}_{6-12}$), zonación que es muy rara en almandinos metamórficos (Villaros et al., 2009; Stevens et al., 2007). Villaros et al. (2009) investigaron, mediante pseudosecciones, las condiciones P-T de formación de estos granates en leucogranitos y granodioritas tipo S, las cuales son de 4 a 6.2 kbars y 740 a 760 °C, para los núcleos, y 2.5 a 5 kbars y 690 a 730 °C para los bordes.

VI.4 Isotopía Sm-Nd y Rb-Sr

VI.4.1 Introducción

Diversos estudios (e.g. McLennan et al., 1990; Bahlburg et al., 2009) han demostrado que el sistema isotópico Sm-Nd en rocas sedimentarias entrega información útil acerca de la fuente de los sedimentos, ya que por ser muy insoluble en fluidos, es relativamente resistente a la meteorización y diagénesis. Sin embargo, este sistema no sólo puede variar por las distintas regiones fuente, sino que también influye en él la selección, diferencias en tamaño de grano y acumulación de minerales pesados (McLennan et al., 1989).

Debido a que el Nd es más incompatible en el manto que el Sm, y que el ^{147}Sm se descompone a ^{143}Nd , la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se incrementa más rápidamente en el manto que en la corteza. Rocas derivadas del manto tienen una razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial más alta que rocas corticales.

El ϵ_{Nd} es la comparación de la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medida de una muestra con $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ del CHUR (Chondrite Uniform Reservoir). Con el tiempo, el manto empobrecido evoluciona teniendo ϵ_{Nd} más positivo, mientras que el material que se separa del manto, para ser parte de la corteza, va a evolucionar hacia valores más bajos de ϵ_{Nd} . Por otra parte, la edad modelo T_{DM} calculada relativa al CHUR, representa el tiempo en el cual una muestra se separó del reservorio (manto) y adquirió una razón Sm/Nd diferente. También es el tiempo cuando la muestra tiene la misma razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que el CHUR.

El cálculo de $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(T)$, donde T es la edad del depósito de los sedimentos puede entregar información de la naturaleza de la fuente. Sedimentos con su signatura isotópica dominada por componentes de rocas corticales tienden a tener $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ negativos, mientras que componentes de rocas mantélicas juveniles tienden a incrementar el valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$.

Al igual que el sistema isotópico Sm-Nd, el Rb-Sr también puede ser utilizado para obtener información de la fuente de sedimentos. El Rb es más incompatible que el Sr, además, el ^{87}Rb se desintegra a ^{87}Sr , lo que provoca una acumulación más rápida del ^{87}Sr en la corteza que en el manto. La razón inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ puede ser usada para determinar si el magma evolucionó directamente del manto o si hubo contribución de la corteza. Rocas derivadas del manto tienen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más bajas que las rocas con participación de corteza. Sin embargo, para sedimentos o rocas sedimentarias, la signatura isotópica del Sr es el resultado de varios procesos pre y post-depósito.

Para los sedimentos, el sistema isotópico Rb-Sr puede ser afectado tanto por la meteorización in situ que ocurre en la roca fuente, como también por el transporte, depósito, diagénesis y procesos metamórficos. Esto se debe principalmente a la interacción con fases fluidas: formación de arcillas secundarias, selección de partículas durante el transporte, tiempo de residencia del Rb y Sr en el agua de mar o reemplazo de Sr por Ca durante la diagénesis.

Por todas estas razones, la interpretación de este sistema debe realizarse con mucho cuidado, ya que no sólo representa la mezcla de las fuentes, sino que también refleja la influencia de diversos procesos secundarios.

VI.4.2 Metodología

Se midieron los isótopos de Sm-Nd y Rb-Sr en un total de 21 muestras. Diez de ellas corresponden a areniscas y 5 a clastos de conglomerados del GPT, a las cuales también se les habían hecho análisis geoquímicos de roca total (Anexo 1). Además, se utilizaron 6 areniscas del Complejo Duque de York (CDY) para fines comparativos (de las islas Desolación, Duque de York, Ramírez y Madre de Dios, utilizadas por Quezada, 2010).

Las muestras fueron preparadas en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la universidad de Chile bajo la supervisión del Sr. Juan Vargas y las mediciones se realizaron en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de São Paulo, Brasil, gracias a la colaboración del Doctor Miguel S. Basei.

El valor promedio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el Standard NBS-987 durante el periodo de medición fue de $0,710267 \pm 0,000046$ (2σ). Las razones isotópicas medidas fueron normalizadas a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$ (De Paolo, 1981) y $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$ (Steiger y Jäger, 1977).

VI.4.3 Resultados

Los resultados obtenidos se encuentran en el Anexo 7, también en los diagramas (Figura VI-17, Figura VI-18) y se detallan a continuación.

VI.4.3.1 Isótopos de Sm-Nd

Las areniscas analizadas tienen razones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,092 a 0,127 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,5122 a 0,5124 (Anexo 7). Los valores iniciales, a 250 Ma, de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ están en el rango de 0,5120 a 0,5122. Esta edad representa la edad máxima de depósito, la cual se basa en las edades U-Pb (ver V. Edades U-Pb en Circones Detríticos). Para todas las muestras, el $\epsilon_{\text{Nd}}(T=250)$ es negativo (-5,7 a -2,2; Anexo 7, Figura VI-17) siendo las areniscas de isla Joinville y bahía Esperanza las que tienen mayores valores (-2,2 a -2,6). Por otra parte, las areniscas del CDY presentan los menores valores (-4,8 a -5,7), sin traslape con las muestras del GPT, salvo por la muestra AA-08-43 (-5,2).

Las edades modelos T_{DM} (DePaolo et al., 1991) de las areniscas varían entre 1216 a 1488 Ma. Particularmente, las areniscas de la isla Joinville y bahía Esperanza tienen T_{DM} menores (1216 a 1253 Ma) y las areniscas de CDY, mayores (1421 a 1488), sólo la muestra AA-08-43 está en el rango de las muestras de CDY con $T_{\text{DM}}=1451$ (Figura VI-17).

Por otra parte, los clastos de conglomerado de View Point tienen razones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,114 y 0,132 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,5123 a 0,5125 (Anexo 7). Para el cálculo de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial se ha asumido una edad ordovícica para los clastos (460 Ma, ver V. Edades U-Pb en Circones Detríticos), sin embargo, también se han reportado edades del Devónico, Cámbrico e incluso del Arqueano (Loske y Miller, 1991; Millar et al., 2002). El valor de $\epsilon_{\text{Nd}}(T=460)$ para los clastos varía entre 2 a -2 y las edades modelos T_{DM} , según DePaolo et al. (1991) varían entre 1016 a 1352 Ma.

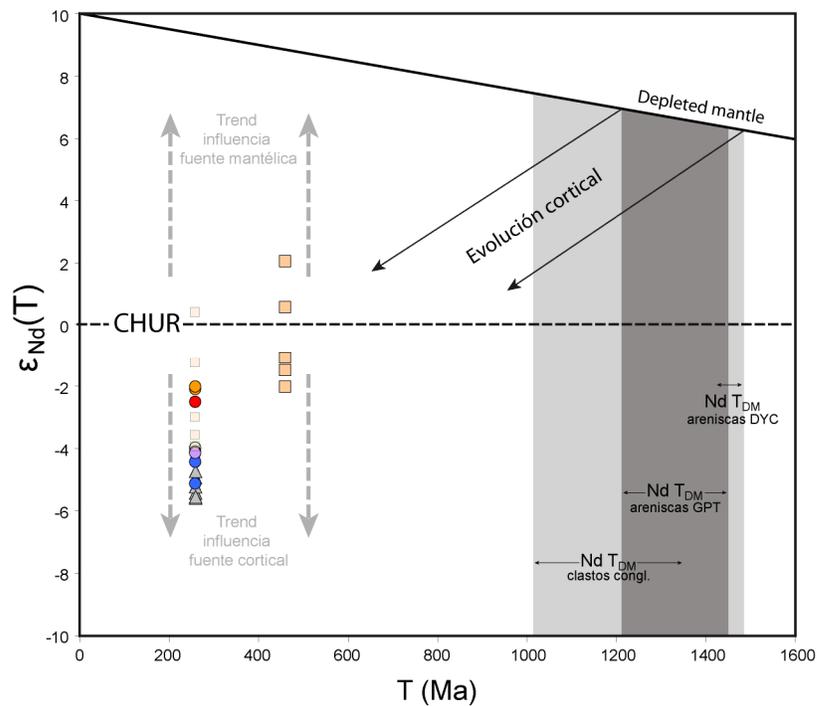


Figura VI-17: Diagrama de tiempo versus $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$. CHUR: Chondritic Uniform Reservoir. El valor del ϵ_{Nd} está calculado al tiempo de depósito ($T=250$) y las T_{DM} se calcularon según DePaolo et al. (1991). Las flechas grandes indican el efecto de la mezcla, durante el depósito, de rocas juveniles del manto y rocas corticales. Los círculos corresponden a areniscas y los cuadrados a clastos de conglomerado del GPT (colores como en la Figura VI-1), los triángulos representan areniscas del CDY.

VI.4.3.2 Isótopos de Rb-Sr

Las areniscas tienen razones de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,371, de 1,677, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,709 a 0,713 y valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($T=250$) que varían entre 0,707 a 0,711 (Anexo 7). A su vez, los clastos de conglomerado de View Point tienen razones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,555 y 5,088, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,715 a 0,745 y valores iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($T=460$) que varían entre 0,708 y 0,712 (Anexo 7).

En la Figura VI-18 se proyectaron las razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ versus $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, tanto para las areniscas, como para los clastos de conglomerado, calculado a $T=250$ Ma. En este diagrama se puede observar que las areniscas del GPT y CDY tienen similares razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, sólo las muestras de bahía Esperanza e isla Joinville tienen razones un poco menores que el resto. Por otra parte, los clastos de conglomerado tienen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ más dispersas a la edad del depósito del GPT.

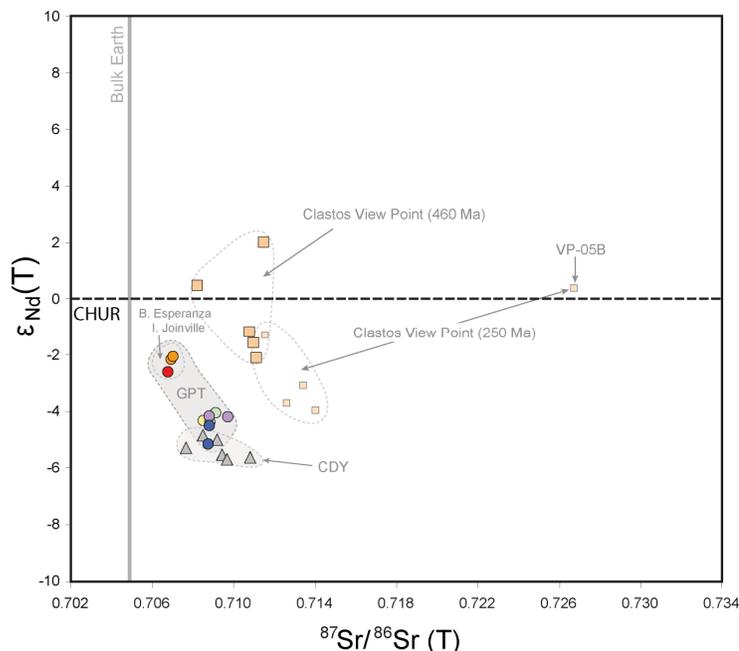


Figura VI-18: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ versus $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, donde $T=250$ Ma, es la edad de depósito. Sólo los clastos de conglomerado de View Point están proyectados a $T=460$ y $T=250$ Ma. Símbolos como en la Figura VI-17.

VI.4.4 Implicancias

Diferentes signaturas isotópicas Sm-Nd de sedimentos pueden deberse a diferencia de tamaño de grano, debido a la concentración de diferentes componentes de diversas fuentes durante el transporte y selección (McLennan et al., 1989). Las areniscas de este estudio tienen patrones REE paralelos a las lutitas, y además tienen concentraciones similares de Sm/Nd (Figura VI-4, Anexo 7), lo que se interpreta como una consecuencia de la dilución por cuarzo en las areniscas (McLennan et al., 1990). Por estas razones, el sistema isotópico Sm-Nd de las areniscas de este estudio puede ser representativo también para las lutitas.

Las edades modelos (T_{DM}) de las muestras analizadas, indican que la edad media de formación de los componentes de la fuente está en el rango de los 1,2 a 1,5 Ga. Los ϵ_{Nd} iniciales indican que el aporte de fuentes juveniles tiene que haber sido mínima, pero mayor en el extremo norte de la península Antártica, bahía Esperanza e isla Joinville (Figura VI-17). Estos valores concuerdan con la signatura félsica, basada en los elementos trazas.

En la Figura VI-18, se observa que las relativamente altas razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sumadas a los ϵ_{Nd} negativos de las areniscas, a la edad de depósito del GPT, son indicadores de un origen continental. Sin embargo, las rocas de bahía Esperanza e isla Joinville se separan un poco del resto de las muestras.

Como se explicó anteriormente, la diferencia de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las muestras puede deberse a una mezcla de factores. Mayor contenido de Rb, producto, por ejemplo, de la meteorización, selección y

acumulación de arcillas ricas en Rb, se traduce en una razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más alta. Así también, la formación de carbonatos secundarios durante la diagénesis puede incrementar la concentración de Sr y por lo tanto disminuir la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. En el caso de las areniscas del GPT, las con razones Rb/Sr más altas tienen razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más bajas (BR289 y PANTI-06, Anexo 7), por lo que la diferencia de las muestras de bahía Esperanza e isla Joinville se puede deber a que estas muestras son dominadas por material de fuentes más juveniles, lo que es consistente con el sistema Sm-Nd y también con los conteos modales.

Los clastos de conglomerado se proyectan más dispersos en la Figura VI-18 (T=460) posiblemente debido a que se desconoce la edad de cada uno. La razón Rb/Sr de la muestra VP-05B es de 1,752, más grande que para el resto de los clastos (0,192 a 0,338, Anexo 7), lo que se traduce en el incremento más rápido de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (T=260) para esta muestra. A la edad del depósito del GPT, los clastos tienen ϵ_{Nd} un poco mayores que las areniscas del CDY y GPT (con excepción de las muestras de bahía Esperanza e isla Joinville) y también razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mayores, por lo que la fuente de los clastos sólo se trataría de una fuente local y no un gran aporte a las areniscas.

Según McLennan et al. (1990), turbiditas de márgenes pasivos tienen razones más bajas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\epsilon_{\text{Nd}} = -26$ a -10) y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (entre 0.709 a 0.734). Además, en márgenes activos las composiciones de las turbiditas son parecidas a las de este estudio y se pueden explicar como una mezcla entre material derivado de arcos juveniles con corteza continental superior antigua. En la Figura VI-17 se muestra la relación de una posible influencia de fuente cortical y material más juvenil en las firmas isotópicas de los sedimentos.

VI.4.4.1 Posibles Zonas Fuentes

Los resultados obtenidos en este estudio son muy similares a los de otras sucesiones metasedimentarias del Paleozoico tardío en el sur de Chile (Augustsson y Bahlburg, 2008) y también del norte de Chile (Bahlburg et al., 2009). Igualmente coinciden con lo publicado antes sobre el GPT (ver Millar et al., 2001. Fig. 4).

En el Capítulo V. (Edades U-Pb en Circones Detríticos) se realizó una breve descripción de posibles zonas fuente para los circones del GPT, a continuación se comparará los resultados de los sistemas isotópicos Sm-Nd y Rb-Sr de las muestras de este estudio con aquellas de las de zonas fuentes, tanto de Patagonia como Antártica.

- **Patagonia**

En la Patagonia, específicamente en el Macizo Nordpatagónico, los granitoides pérmicos son de composición un poco variable. Ocurren tanto rocas metaluminosas tipo I, como peraluminosas tipo S. Tienen composiciones de SiO_2 entre 60 a 78%, ϵ_{Nd} entre -2 a -10 , edades modelo T_{DM} de 1200-1900 Ma y razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7036 y 0,7119 (Pankhurst et al., 2006). También hay una gran disminución de ϵ_{Nd} , especialmente en la Esperanza (granitos del Pérmico medio a tardío).

Los granitos ordovícicos, tienen una tendencia diferente a la de los pérmicos, con razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T=475)$ de 0,707-0,710 y $\epsilon_{\text{Nd}}(T=475)$ de -2 a -6, más bajos que los clastos de conglomerado de View Point.

En la Figura VI-19, a la edad de depósito del GPT, se puede observar que los valores de ϵ_{Nd} son muy similares para las areniscas del GPT, CDY y los granitoides del Pérmico. Sin embargo, para las muestras de bahía Esperanza quizás se necesitaría un aporte un poco más juvenil, considerando que el aporte del Ordovícico a las muestras de esta zona bajaría este valor del ϵ_{Nd} . Un aporte de rocas del Carbonífero (Tipo I) podría ayudar al incremento del ϵ_{Nd} , pero no se encontraron circones de esta edad en bahía Esperanza (Figura V-3).

Lo anterior hace suponer que si el Macizo Nordpatagónico es la zona fuente, entonces no es la única y el Grupo Choiyoi puede jugar un rol importante. Sólo existen algunos datos de los afloramientos más importantes de este grupo y son de isótopos de Lu-Hf en circones (Fanning et al., en prensa), sistema que se correlaciona muy bien con el Sm-Nd. Estas muestras tienen ϵ_{Hf} inicial entre +1,3 a -7,0, pero la mayoría está entre +1,3 y -5,4 (85% de los datos). Fanning et al. (en prensa) han reportado ϵ_{Hf} iniciales de -6,4 a +3,2 para granitos del Pérmico del Macizo Nordpatagónico, sin embargo, sólo una de las siete muestras estudiadas presenta ϵ_{Hf} iniciales positivos.

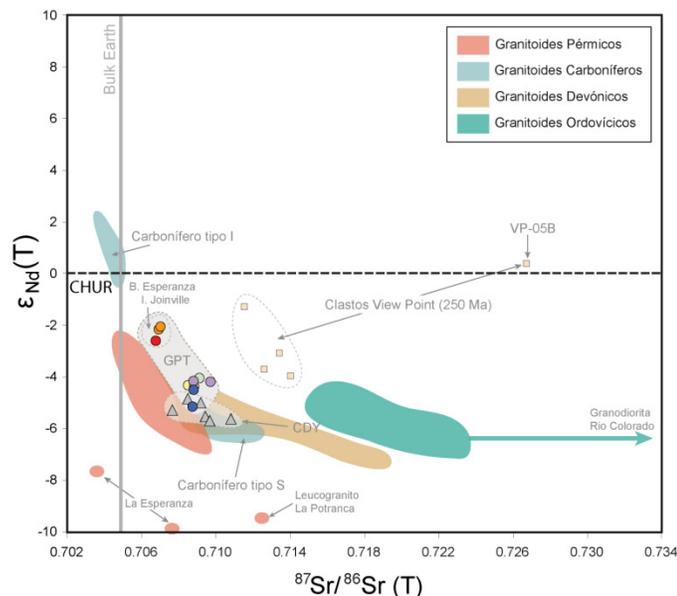


Figura VI-19: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ versus $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, donde $T=250$ Ma. Se proyectan las rocas ígneas del Paleozoico de Patagonia, específicamente del Macizo Nordpatagónico. Los datos fueron extraídos de Pankhurst et al. (2006). Símbolos como en la Figura VI-17.

▪ **Península Antártica y Marie Byrd Land**

En la península Antártica no hay muchos datos publicados de Sm-Nd y Rb-Sr en rocas del Paleozoico. La compilación de isótopos de Sr y Nd para rocas del basamento de la península, hecha por Millar et al. (2001), se muestra en la Figura VI-20A, recalculada a 200 Ma.

El ortogneis de Target Hill se emplazó en el Silúrico-Devónico (Milne y Millar, 1989) y tiene edades modelo Nd de aproximadamente 1000 Ma (Millar et al., 2001). Los gneises del NO de Palmer Land representan una variedad de granitoides de edades del Cámbrico al Devónico y que sufrieron un intenso metamorfismo y migmitización durante el Triásico Medio-tardío (Millar et al., 2002). El ortogneis de Edie Inlet representa granitos del Cámbrico medio que sufrió metamorfismo en el Triásico temprano (Millar et al., 2002). Finalmente, el paragneis de las montañas Welch tiene abundantes circones detríticos de edades que varían entre 500 a 1800 Ma (Millar et al., 2002) y edades modelo Nd de aproximadamente 1700 Ma (Millar et al., 2001).

En Marie Byrd Land, específicamente en la Provincia de Amundsen afloran granitoides pérmicos que tienen razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7049 y 0,7051, ϵ_{Nd} entre 0,2 a -1,2 y edades modelos entre 1042 a 1147 (Pankhurst et al., 1998). También afloran granitoides del Ordovícico-Silúrico con razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T=420)$ entre 0,705 a 0,706, valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(T=420)$ de -1.3 y edades modelo de 1267 a 1269.

En la Figura VI-20 B, a la edad de depósito del GPT, se muestra que los granitoides del Pérmico tienen una signatura más juvenil que las areniscas, y se necesitaría otra fuente más evolucionada para compensar, la cual no se observa en esta zona. Por otra parte, los clastos de View Point tienen valores $\epsilon_{\text{Nd}}(T=460)$ y edades modelo muy similares a los granitoides Ordovícico-Silúricos. Sin embargo, los afloramientos son muy escasos y no hay una gran cantidad de datos.

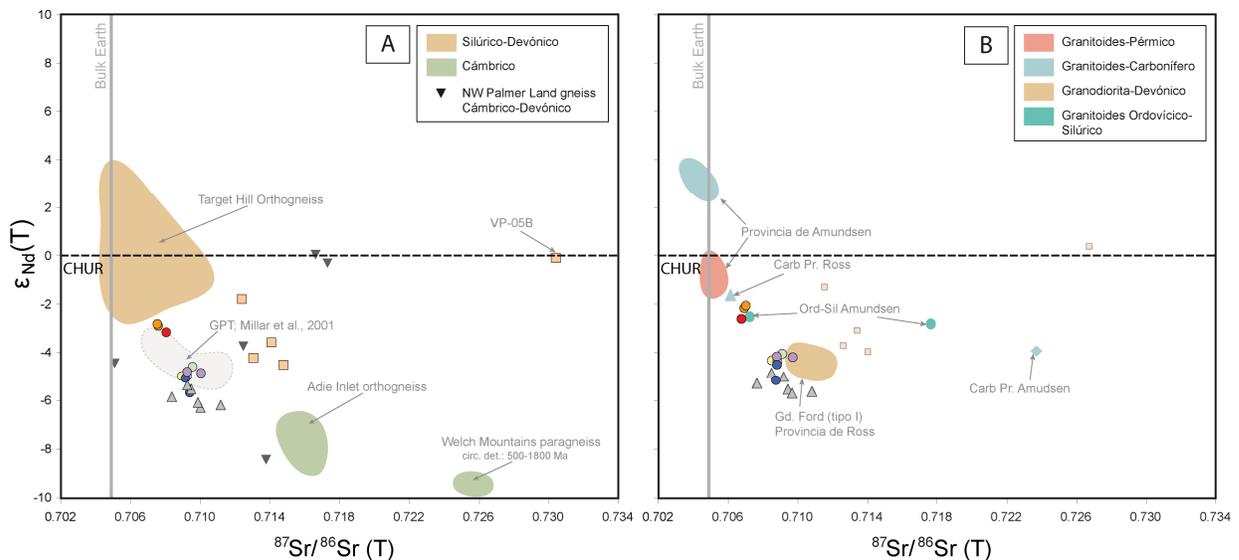


Figura VI-20: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(T)$ versus $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ donde se proyectan las rocas del Paleozoico de la península Antártica y Marie Byrd Land. **A:** Rocas del basamento paleozoico de la península Antártica, datos extraídos de Millar et al. (2001), calculados a $T=200$ Ma, ya que es la edad aproximada de metamorfismo de las rocas. **B:** Rocas ígneas paleozoicas de Marie Byrd Land, datos extraídos de Pankhurst et al. (1998) y recalculados a $T=250$ Ma. Símbolos como en la Figura VI-17.

VII. Discusión

Debido a la variedad de técnicas aplicadas, en cada capítulo (luego de los resultados) se discutieron e interpretaron los datos (III.4 IV.4 V.4 VI.2.4 , VI.2.5 VI.4.4). A continuación se encuentran algunas consideraciones finales, las cuales -de alguna manera- actúan como un sintetizador de todos ellos.

VII.1 Naturaleza de la Fuente y Marco Tectónico

Gracias a las dataciones U-Pb en circones detríticos, se puede asumir que el GPT, por lo menos para las areniscas y lutitas, tiene una fuente predominante de edad pérmica. Sin embargo, existen algunas diferencias petrográficas en las areniscas (ver III. Petrografía y IV. Catodoluminiscencia de Cuarzos Detríticos), que no están reflejadas en los circones detríticos. En el caso de las muestras de bahía Esperanza e isla Joinville, la ocurrencia de más líticas, posiblemente volcánicos andesíticos, se vería reflejado en la signatura isotópica Sm-Nd levemente diferente de las otras areniscas (Figura VII-1), pero no se refleja en otros diagramas basados en geoquímica de roca total.

La ocurrencia de cuarzos interpretados como metamórficos, no necesariamente se deberían reflejar en circones detríticos metamórficos. Al parecer, la temperatura es el factor principal que influye en los diferentes colores CL de un cuarzo, a temperaturas mayores a 400 °C los cuarzos cambian de su color CL original a un color CL café (Zinkernagel, 1978; Augustsson et al., en preparación), condiciones en las cuales no necesariamente ocurren circones metamórficos.

Estudiar la proveniencia de rocas sedimentarias mediante análisis geoquímicos de roca total es algo complicado y no se deben dejar de lado los cambios químicos que implican procesos pre-, syn- y post-depósito. Sin embargo, las rocas analizadas presentan pocos efectos de meteorización, como se indica en la Figura VI-7, basado en las proporciones de Ca, K y Na con respecto al Al. La textura de las rocas, además de la presencia de minerales lábiles, como feldespatos y algunos líticas también sugiere poca meteorización de la zona fuente o poco transporte de los sedimentos antes de ser depositados. Todo esto posibilita el empleo de los diagramas que se han ocupado en este estudio.

La mayoría de los diagramas basados en la geoquímica de roca total empleados presentan una sensibilidad relativamente alta frente a cambios composicionales de la fuente. Tomando en cuenta las proyecciones en diversos diagramas, tanto de elementos mayores, como trazas, éstos apoyan también la idea de una fuente única y común, por lo menos para las areniscas y lutitas del GPT, cuyas diferencias se pueden explicar por distintos tamaños de grano y concentración de algunos minerales pesados.

Tanto los elementos trazas como los elementos mayores indican que la fuente es de composición félsica, cercano a una granodiorita, las similitudes en cuanto a elementos trazas con las composiciones de la CCS y PAAS apunta a una gran influencia de fuentes corticales, lo que es apoyado por circones detríticos de origen ígneo. Adicionalmente, las firmas isotópicas del Nd y Sr, son típicas de rocas corticales félsicas y las T_{DM} (roca total Nd) con estimaciones de tiempos de residencia en la corteza de 1216 a 1488 Ma indican que la fuente debió haber sufrido reciclaje en la corteza, también apoyado por la ocurrencia de algunos circones detríticos con núcleos heredados.

Si bien los sedimentos producidos por una fuente única, félsica y de origen cortical son típicos de depósitos adyacentes a márgenes continentales, la interpretación del marco tectónico en el cual se depositaron los sedimentos es algo muy complicado de dilucidar. Basado en la geoquímica de roca total, es prácticamente imposible distinguir entre el marco tectónico en el cual la fuente se originó, del donde ocurrió la sedimentación y no necesariamente van a ser contemporáneos.

Las características texturales de las muestras estudiadas sugieren que los sedimentos se depositaron relativamente cercanos a la fuente (pero lo suficiente para producir fraccionamiento de tamaño de grano), no poseen características de sedimentos maduros reciclados, ni tampoco hay una meteorización importante en la zona fuente. Todo esto, implicaría un alzamiento rápido de la fuente y depósito cercano a ella, lo que concuerda con la fauna marina del Triásico reconocida por Thomson (1975), cercana a la edad máxima de depósito del GPT (ver Capítulo V. Edades U-Pb en Circones Detríticos). Por estas razones es muy probable que el depósito se produjera en un margen continental activo, como lo indican algunos diagramas basados en elementos mayores.

Si se considera, entonces, que la fuente de los sedimentos del GPT es félsica, correspondiente a un margen continental activo, es lógico pensar que se trataba de un arco magmático pérmico, de composición cercana a una granodiorita, donde ya se habría expuesto los niveles más profundos, es decir, correspondería a la erosión de las raíces de dicho arco. La presencia de volcanes activos en ciertas localidades, puede significar la erosión de niveles más superficiales del arco (ver Capítulo III.4).

VII.1.1 Conglomerados de la Península View Point

Los clastos de conglomerado de View Point tienen una fuente distinta a la de las areniscas y lutitas del resto de las localidades del GPT. Según Bradshaw et al. (en prensa) el depósito de estos conglomerados ocurrió, probablemente, en una cuenca sobre la placa superior de un margen activo en el límite Carbonífero-Pérmico, antes de que aflorara la fuente pérmica. La falta de dataciones de los clastos utilizados en este trabajo dificulta la interpretación de la fuente de ellos, sin embargo, otros trabajos sugieren que su fuente principal es ordovícica (Millar et al, 2001).

Bradshaw et al. (en prensa) encontraron muchas similitudes entre los clastos del conglomerado de View Point con otros depósitos glaciares, específicamente la diamictita Whiteout en las montañas Ellsworth, en la Antártica (ver más adelante), la cual tiene como zona fuente el mismo bloque de las montañas Ellsworth y también África del sur. Sin embargo, los conglomerados de View Point no son diamictitas. Por

estas razones, estos autores sugieren que el depósito pudo ser el producto de la erosión de estos depósitos glaciares.

VII.1.2 Petrofacies y Evolución del Depósito

La Petrofacies definidas por Smellie (1987, 1991), descritas en el Capítulo III. III.4 , se muestran en la Figura VII-1, donde se combina con información obtenida gracias a otros métodos. La Petrofacies II (A en la Figura VII-1), tiene una proveniencia de arco disectado, lo que concuerda con la mayor cantidad de cuarzos de origen volcánico-plutónico. La Petrofacies III (B en la Figura VII-1) tiene un patrón de circones detríticos muy similar a la Petrofacies A, pero presenta una mezcla de cuarzos de origen ígneo y metamórfico concordante con un basamento alzado y continental transicional. Además, ésta Petrofacies tiene razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$ más altas y $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ más bajos que la Petrofacies A, lo que implica una fuente con mayor contribución de la corteza a medida que se exponen niveles más profundos del arco magmático pérmico.

La Petrofacies I (C y C' en la Figura VII-1) presenta una bimodalidad, definida en este trabajo como C y C', donde C se separa del resto de las Petrofacies. La Petrofacies C', de donde se tiene mayor información, tiene un patrón de edades de circones detríticos con dos poblaciones importantes, una de edad pérmica, como ocurre en las Petrofacies A y B, y otra ordovícica. De la Petrofacies C no hay dataciones y no se cuenta con muestras en este trabajo, sin embargo, Bradshaw et al. (en prensa) mostraron que donde afloran los conglomerados en View Point, parte de la Petrofacies C, el depósito ocurrió en el límite Carbonífero-Pérmico, siendo así una parte más antigua del GPT. Posiblemente la Petrofacies C representa también la parte más antigua del grupo, donde aún no afloraba la fuente pérmica. De esta manera, la discontinuidad que se observa entre C y el resto de las Petrofacies puede estar marcada por la formación de ésta fuente.

La población ordovícica de C' puede ser producto de la erosión de C, ya que los clastos de los conglomerados que se han estudiado en View Point son principalmente de esa edad (Millar et al., 2002; Bradshaw et al., en prensa). Esto implicaría que la Petrofacies C ya estaba expuesta cuando se depositaba C', pero aún no se conoce el tipo de contacto que existe entre los conglomerados y el resto del GPT. Otra posibilidad es que los circones ordovícicos sea un aporte directo de la misma fuente de los clastos de los conglomerados.

De esta manera se plantea una temporalidad, donde primero se deposita C, junto con los conglomerados en el límite Carbonífero-Pérmico. Luego de la formación de la fuente de los detritos pérmicos, probablemente un arco volcanomagmático, se deposita A, correspondiente a la erosión del arco y sus raíces plutónicas. Posterior a esto se deposita B, la erosión de las raíces más profundas ya exhumadas. Finalmente se deposita C', donde hay una mezcla de la erosión de la fuente pérmica y también de C. Esta interpretación es similar a la hecha por MacKinnon (1983) para el grupo Rakaia, en Nueva Zelanda (ver más adelante) que es muy similar al GPT.

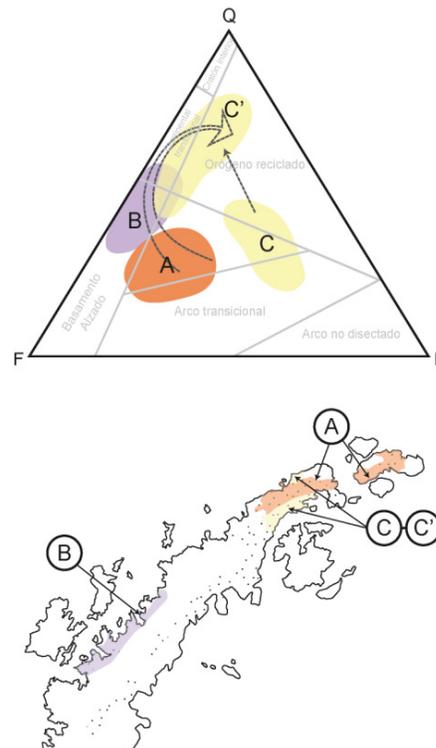
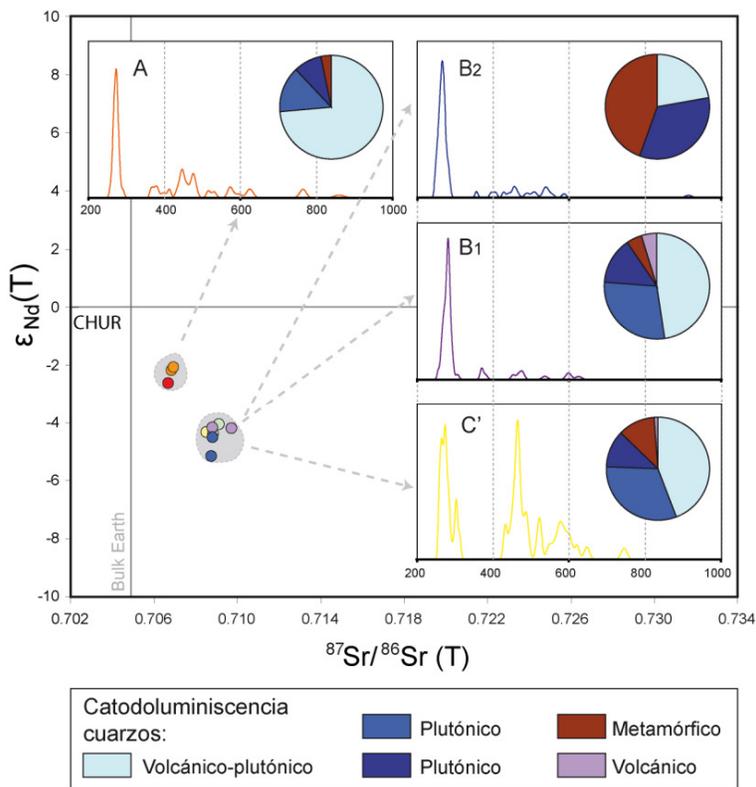


Figura VII-1: Resumen e integración de algunos resultados. Se muestran las Petrofacies asociadas a los patrones de circones detríticos, catodoluminiscencia y geoquímica. Mayor explicación se encuentra en el texto.

VII.2 Otros Complejos Metasedimentarios

Existen variados complejos metasedimentarios que afloran en la Antártica Occidental, Oriental, Patagonia e incluso Nueva Zelanda, que presentan características similares a las descritas para el GPT. A continuación se resumirán las sucesiones más importantes que afloran en estas localidades.

VII.2.1 Patagonia: Complejo Duque de York

El Complejo Duque de York (CDY) es una sucesión metasedimentaria que aflora a lo largo del margen occidental de la Patagonia, en los archipiélagos Madre de Dios, Diego de Almagro y las islas Ramírez, Contreras y Desolación (Figura VII-2). A esta sucesión la subyace el Complejo Denaro, que representa fragmentos de fondo oceánico y su cobertura sedimentaria, basaltos toleíticos con signatures de E y N-MORB y chert (Hervé et al., 1999; Sepúlveda et al., 2008) del Carbonífero-Pérmico Inferior (Ling et al., 1985). También la subyacen las Calizas Tarlton, depositadas en una plataforma carbonatada intraoceánica durante el Pensilvaniense al Pérmico temprano (Douglass y Nestell, 1976). Todas estas

unidades forman parte del Complejo Acrecionario Madre de Dios, el cual se acrecionó durante el Triásico Medio a Jurásico temprano (Sepúlveda et al., 2008; Willner et al., 2009).

Las dataciones U-Pb en circones detríticos reportados del CDY son muy similares a los del GPT (Figura VII-1 y Figura VII-2), con una edad máxima de depósito en el Pérmico temprano (Hervé et al. 2003), confirmado por datos palinológicos de edad pérmica y dataciones de circones detríticos en un horizonte de carácter tobáceo (muestra FO0421, Figura VII-2; Sepúlveda et al., 2010). Faúndez et al. (2002) sugirieron una proveniencia de bloque continental, en áreas donde la erosión ya había expuesto los niveles más profundos de la corteza y el depósito fue en un margen continental activo. Por otra parte, Lacassie et al. (2006) propusieron una fuente de arco volcánico disectado, de composición granodiorítica, también en un margen continental activo, relativamente próximo a la cuenca de depósito.

Rapalini et al. (2001), apoyado en datos paleomagnéticos, señalan que estas rocas se acrecionaron al margen de Gondwana desde el NO, en lugar del SO como fue sugerido anteriormente por Forsythe y Mpodozis (1983). De manera diferente, Lacassie et al. (2006), en base a petrografía, geoquímica y edades U-Pb, propusieron que la acreción de las Calizas Tarlton y Complejo Denaro ocurrió en un sector diferente del margen de Gondwana del que ocupa en la actualidad, entre Antártica y Australia, donde se depositó el CDY y de donde se desplazó por una traslación dextral, como un bloque coherente hasta su posición actual. Estos autores proponen que esta acreción se produjo en Marie Byrd Land, donde se ubicaría la fuente pérmica, la que también aportó sus detritos al Grupo Rakaia y LeMay (ver más adelante).

Sin embargo, la hipótesis de que el CDY sea alóctono a Patagonia, no se ha probado, estudios recientes de Sepúlveda et al. (2010), basados en palinología y edades U-Pb en circones, no descartan que este terreno pueda ser autóctono.

En la Figura VII-1 se muestran un resumen de las edades U-Pb de circones detríticos publicados en diversos trabajos y también en éste. Se puede observar que en el diagrama QFL (Dickinson et al., 1983), donde se proyecta la composición modal de las areniscas del CDY, éstas son muy similares a las del GPT, sobre todo a las Petrofacies A y B, definidas anteriormente. Sólo la Petrofacies C, que es la más antigua del GPT no se encuentra en el CDY.

La mayoría de las muestras que se proyectan en la Petrofacies A, arco disectado, se ubican en la Isla Madre de Dios, específicamente cercanas al seno soplador y fueron estudiadas por Lacassie et al. (2006). En términos texturales son muy similares a las muestras del GPT y presentan líticos volcánicos ácidos y sedimentarios.

La Petrofacies B tiene patrones de circones detríticos muy similares a las Petrofacies A y B del GPT. Sólo la muestra MD3 tiene un peak pérmico separado en dos componentes a los ~270 y ~290 Ma. similares a los peaks de las muestras AA-08-42 y PANTI-20 respectivamente (Petrofacies B en el GPT, Figura VII-1). Además, tiene dos circones con edades más jóvenes que el Pérmico. Finalmente, muestras que podrían pertenecer a la Petrofacies C' tienen patrones de edades donde el aporte de circones de edad más antigua que el Pérmico es mayor que para las otras muestras. Específicamente las muestras de la isla

Desolación presentan un peak importante en el Ordovícico, algo similar a lo que ocurren en las muestras de cabo Legoupil, en la Península Antártica.

Las rocas del CDY y GPT tienen características muy similares, no sólo en cuanto a la petrografía y edades de circones detríticos, sino que también tiene similitudes geoquímicas (Castillo, 2008). Sin embargo, si ambos grupos tienen la misma fuente, entonces la falta de la Petrofacies C, la más antigua del GPT, puede indicar que cuando ésta se estaba depositando aún no había una conexión tan directa entre la Península y la Patagonia, pero cuando se depositaron las otras petrofacies, esta conexión sí se aprecia.

Agusstsson et al. (2006) proponen, en base a edades U-Pb, que la subducción en la Patagonia se inició aproximadamente a los 305 Ma. cercano a la edad máxima de depósito de los conglomerados de la península View Point (302±3 Ma.; Bradshaw et al. en prensa). Estos autores, al igual que Hervé et al. (2003), también han reportado edades de circones detríticos pérmicos en el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), en latitudes similares al CDY, pero al este del batolito Sur-Patagónico. Estos circones son muy similares a los del CDY, sin embargo, el CMAO y también el GPT carecen de las calizas y basaltos que subyacen al CYD en las islas Madre de Dios y Diego de Almagro.

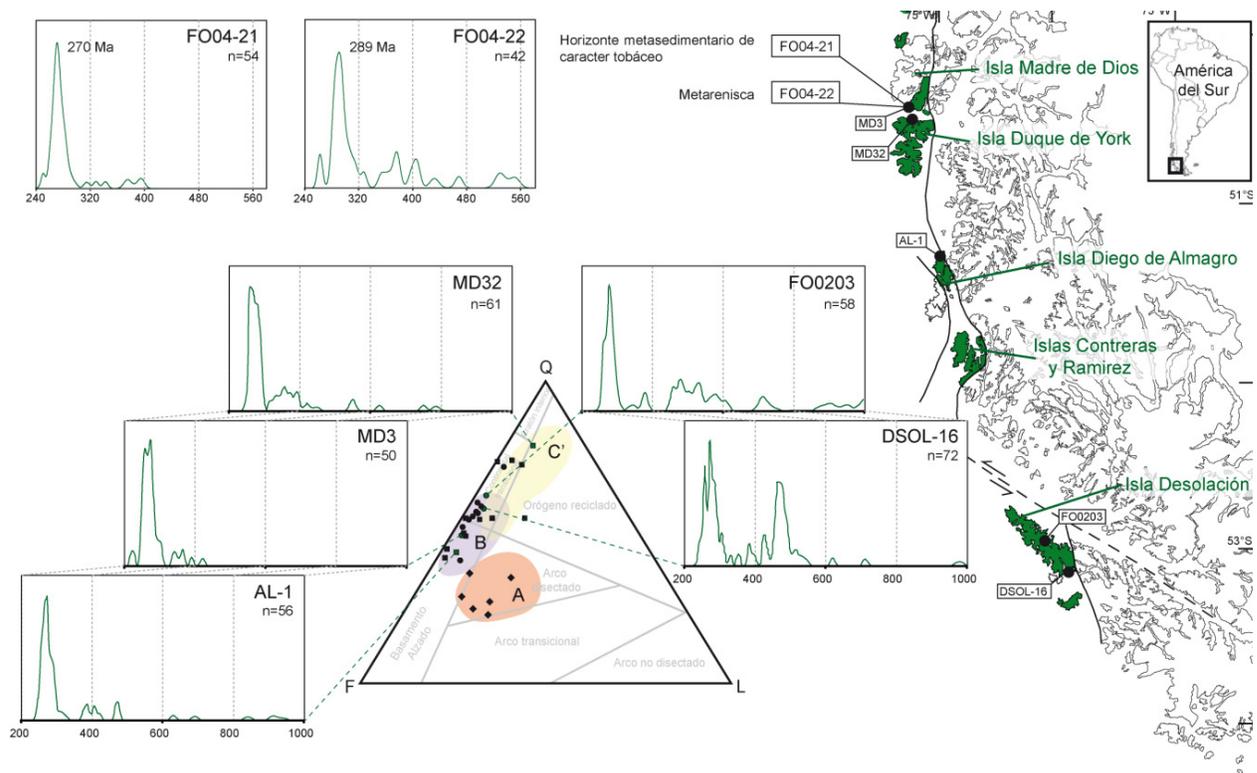


Figura VII-2: Resumen de las dataciones de circones detríticos del CDY asociadas a las distintas Petrofacies (A, B y C') proyectadas en el triángulo QFL de Dickinson et al. (1983). Los conteos modales fueron realizados siguiendo el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984) y fueron extraídos de Faúndez et al. (2002), Lacassie et al. (2006) y Quezada (2010). Las dataciones fueron sacadas de los siguientes trabajos: MD32, MD3 y AL-1 de Hervé et al. (2003); FO04-21 y FO04-22 de Sepúlveda et al., (2010); FO0203 de Hervé et al. (2006) y DSOL-16 de este trabajo. El mapa ha sido modificado de Sepúlveda et al. (2010).

VII.2.2 Nueva Zelanda: Terreno Rakaia

Las rocas sedimentarias del Superterrane de Torlesse afloran en gran parte del microcontinente de Nueva Zelanda. Está constituido por los terrenos: Rakaia, del Pérmico al Triásico Superior, y Pahau, del Cretácico Inferior. MacKinnon (1983) realizó un estudio donde dividió la sucesión, basado en zonas fosilíferas, en cinco petrofacies: Pf1 (Permico), Pf2 (Triásico Medio), Pf3 (?Triásico Medio Superior-Triásico Superior Inferior), Pf4 (Triásico Superior) y Pf5 (Jurásico Superior-Cretácico Inferior). Con estas pretrofacies MacKinnon (1983) propone que el Torlesse se depositó gracias a la progresiva exhumación de un arco volcanomagmático de margen continental, que estuvo activo durante el depósito de Pf1a Pf3. En cuanto Pf4 y Pf5, el autor propone que son derivados de la erosión del mismo Torlesse, lo que llama “retrabajo canibalístico” y que corroboró Wandres et al. (2004) estudiando los clastos de conglomerado del terreno Pahau.

Tanto las dataciones U-Pb en circones detríticos del Rakaia, como la petrografía y geoquímica son muy similares a las del CDY (Lacassie et al., 2006) y GPT (Castillo, 2008). Se han propuesto distintas ubicaciones de la fuente de Rakaia, tanto en el este de Australia (New England Fold Belt), como en el este de Nueva Zelanda y Marie Byrd Land, en la Antártica (Adams y Kelley, 1998; Pickard et al., 2000; Andrews et al., 1976; Korsch y Wellman, 1988, todos en Wandres et al., 2004). Marie Byrd Land ha sido propuesta como la zona fuente más probable, después del estudio de Wandres et al. (2004) usando clastos de conglomerado.

En este trabajo se ha propuesto algo similar al estudio de Petrofacies hecho por MacKinnon (1983), donde la Pf1, Pf2 y Pf3 de Rakaia, equivalen a las Petrofacies A y B del GPT y CYD. Sin embargo, a las Petrofacies C y C' difieren. Si estas rocas comparten el mismo arco volcanomagmático pérmico, donde C es producto de la erosión de una fuente local más antigua y C' corresponde al retrabajo de C más la fuente pérmica, entonces es probable que la conexión de entre ambos complejos no sea tan directa. La ausencia de C, al momento que se producía el “retrabajo canibalístico” produce que no exista C', que si existe en el CDY. Por estas razones el retrabajo en Rakaia es un poco diferente (Pf 4 y Pf5).

VII.2.3 Antártica

VII.2.3.1 LeMay Group

En la parte oeste de la isla Alexander, en la península Antártica, aflora el Grupo LeMay, que es una sucesión metasedimentaria que se ha interpretado como depósitos turbidíticos, con proveniencia de un margen continental muy erosionado con algunos aportes de arco (Willan, 2003 y referencias que ahí aparecen). El depósito de esta sucesión habría ocurrido entre el Jurásico tardío y temprano (Holdsworth y Nell, 1992; Thomson y Tranter, 1986). Por otra parte, los espectros de circones detríticos indican edades muy similares a los de las sucesiones sedimentarias antes descritas, además la petrografía y geoquímica son muy similares a las del CDY (Lacassie et al., 2006) y GPT (Castillo, 2008). Willan (2003) propone la fuente de esta sucesión en el sector de Marie Byrd Land.

VII.2.3.2 Montañas Ellsworth

Otro bloque tectónico que forma parte de la Antártica del oeste es el de las montañas Ellsworth-Whitmore. En este sector aflora la Formación Polarstar, que corresponde a argilitas y areniscas del Pérmico, cuyo depósito se ha interpretado como un cambio de prodelta a delta y planicie costera, en una cuenca de trasarco (Collinson et al., 1992). Los detritos tienen una proveniencia de arco disectado, con líticos volcánicos riolíticos, andesíticos e incluso tobas, con menores proporciones de rocas volcánicas máficas y también metamórficas y graníticas (Collinson et al., 1992). Esta formación sobreyace al Conglomerado Whiteout del Pérmico-Carbonífero, depósitos glaciares que representaría todo el periodo de la glaciación de Gondwana en la Antártica Occidental (Curtis, 2001 y referencias que ahí aparecen).

Una paleoposición de este bloque tectónico en la ensenada Natal, entre la Antártica Oriental y África del sur, antes del desmembramiento de Gondwana (Randall y MacNiocaill, 2004) favorecería el aporte de los detritos de un arco volcano-magmático, tanto a la cuenca de depósito del GPT, cuenca de antearco, como a la de la Formación Polarstar, trasarco, donde los aportes tendrían que ser tanto del arco del Pérmico, como del interior de Gondwana (Figura VII-3). Musaka y Dalziel (2000) ubican este arco pérmico en Marie Byrd Land.

La ubicación de este bloque en el lugar ya mencionado favorecería también el aporte de los clastos del conglomerado Whiteout a la península View Point, como lo han propuesto Bradshaw et al. (en prensa), antes que la fuente pérmica hiciera de barrera entre ellos.

VII.2.3.3 Montañas Transantárticas

En la Antártica Oriental, en la zona central de las montañas Transantárticas, aflora el Grupo Victoria (parte del Supergrupo Beacon). Estas rocas siliciclásticas tienen proveniencia tanto del cratón, como de un arco del Pérmico-Triásico (Elliot y Fanning, 2008), que estuvo ubicado, según direcciones de paleocorrientes, en la Antártica Occidental, posiblemente también en la zona de Marie Byrd Land (Elliot y Fanning, 2008).

VII.3 Comparación con Posibles Fuentes: En Antártica o Sudamérica?

Como se explico anteriormente y se discutió en las secciones V VI.4.4 , la fuente de los sedimentos que hoy forman parte del GPT, pudo haber estado ubicada tanto en la Patagonia como en la Antártica Occidental. Específicamente, Marie Byrd Land, en la Antártica Occidental, se ha planteado repetidamente como la fuente de diversas sucesiones sedimentarias que comparten los circones pérmicos (Elliot y Fanning, 2008; Lacassie et al., 2006; Willan, 2003; Wandres et al. 2004), sin embargo otras áreas no pueden ser descartadas.

En Patagonia, específicamente en el Macizo Nordpatagónico, los intrusivos pérmicos se han interpretado como el resultado del quiebre de la placa subductante que siguió la colisión del sur de Patagonia con Gondwana (Pankhurst et al. 2006). Fanning et al. (en prensa) han propuesto estos intrusivos como la extensión más profunda del Grupo Choiyoi, cuya actividad ígnea duró cerca de 30 m.a durante el Paleozoico tardío, con tres pulsos de magmáticos reconocidos en el Artinkiano, Capitanian y Lopingiano (ca. 281, 264 y 251 Ma, respectivamente; Rocha-Campos et al., 2010).

Augustsson et al. (2006) han sugerido que los circones detríticos pérmicos del CMAO, en latitudes similares al CDY, pero al este del batolito Sur-Patagónico, son ígneos y tienen una fuente local posiblemente ubicada en Patagonia. Si estos circones, que son similares a los del CDY, tienen como fuente el Macizo Nordpatagónico (Pankhurst et al., 2006), entonces esto implicaría muchos kilómetros de transporte desde su origen hasta la cuenca de depósito. Sin embargo, las características texturales del CDY y del GPT apuntan a un depósito cercano a la fuente.

Por otra parte, en Marie Byrd Land, los intrusivos pérmicos corresponden a un episodio magmático calcoalcalino (Pankhurst et al., 1998) atribuido a un arco volcánico (Musaka y Dalziel, 2000). Además, estos intrusivos han sido correlacionados con un evento magmático tanto en Palmer como en Graham Land, en la península antártica (Millar et al., 2002). A pesar de esto, tanto en Marie Byrd Land, como en el Macizo Nordpatagónico, los intrusivos pérmicos son escasos y lo más seguro es que no sólo ellos hayan aportado tanta cantidad de sedimentos. Por estas razones no se puede desestimar la posibilidad de que mucha área fuente haya desaparecido por la erosión o bien esté cubierta por depósitos más jóvenes, ó en el caso de Marie Byrd Land, aún estén bajo el hielo.

Gracias a perforaciones realizadas en Tierra del Fuego, se ha descubierto un evento metamórfico pérmico de alta T y baja P el que desarrolló gneisses migmatíticos (Hervé et al., 2010). Este evento posiblemente también sucedió en la península Antártica, específicamente en Adie Inlet, donde al igual que en tierra del fuego, ocurren paragneisses cuyos circones tienen edades del Cámbrico y que sufrieron metamorfismo y migmatización en el Pérmico (Millar et al., 2002). En Tierra del Fuego, antes del depósito de las rocas volcánicas de la Formación Tobífera, en el Jurásico Medio y tardío, y luego del evento metamórfico pérmico, fue necesario remover, al menos, entre 8 y 12 km de rocas de cobertura (Hervé et al. 2010). Esto implica un importante aporte de material para las cuencas sedimentarias del Pérmico y Triásico, pudiendo aportar los cuarzos metamórficos, que se encontraron en algunas localidades y los granates almandinos ricos en pirope ($Alm_{71-76}Pir_{16-20}Gro_{3-5}Esp_{3-4}$, Hervé et al., 2010), de composición muy similar a los del GPT. Sin embargo, sería necesario que procesos metamórficos y actividad magmática estuvieran activos al mismo tiempo, por lo tanto debieran encontrarse cuerpos ígneos asociados. Estos cuerpos han sido encontrados recientemente, pero aún no se han datado. Con estos hallazgos Hervé et al. (2010) han sugerido una prolongación de las rocas pérmicas del Macizo Nordpatagónico, hasta Tierra del Fuego, el cual hoy se podría encontrar cubierto por unidades sedimentarias y volcánicas más jóvenes (Figura VII-3).

Una prolongación de un arco volcano-magmático desde Marie Byrd Land, pasando por la isla Thurston, Graham Land, Palmer Land, hasta Tierra del Fuego también es posible y concuerda con las reconstrucciones paleogeográficas de la zona (Figura VII-3). En este contexto, las sucesiones

sedimentarias antes expuestas corresponderían a cuencas de antearco (GPT, CDY y Terreno de Torlesse), donde el arco bloqueó los aportes más antiguos desde el interior de Gondwana y las otras sucesiones corresponderían a cuencas de retroarco, en las cuales se mezclaron los sedimentos del arco pérmico con los más antiguos del interior.

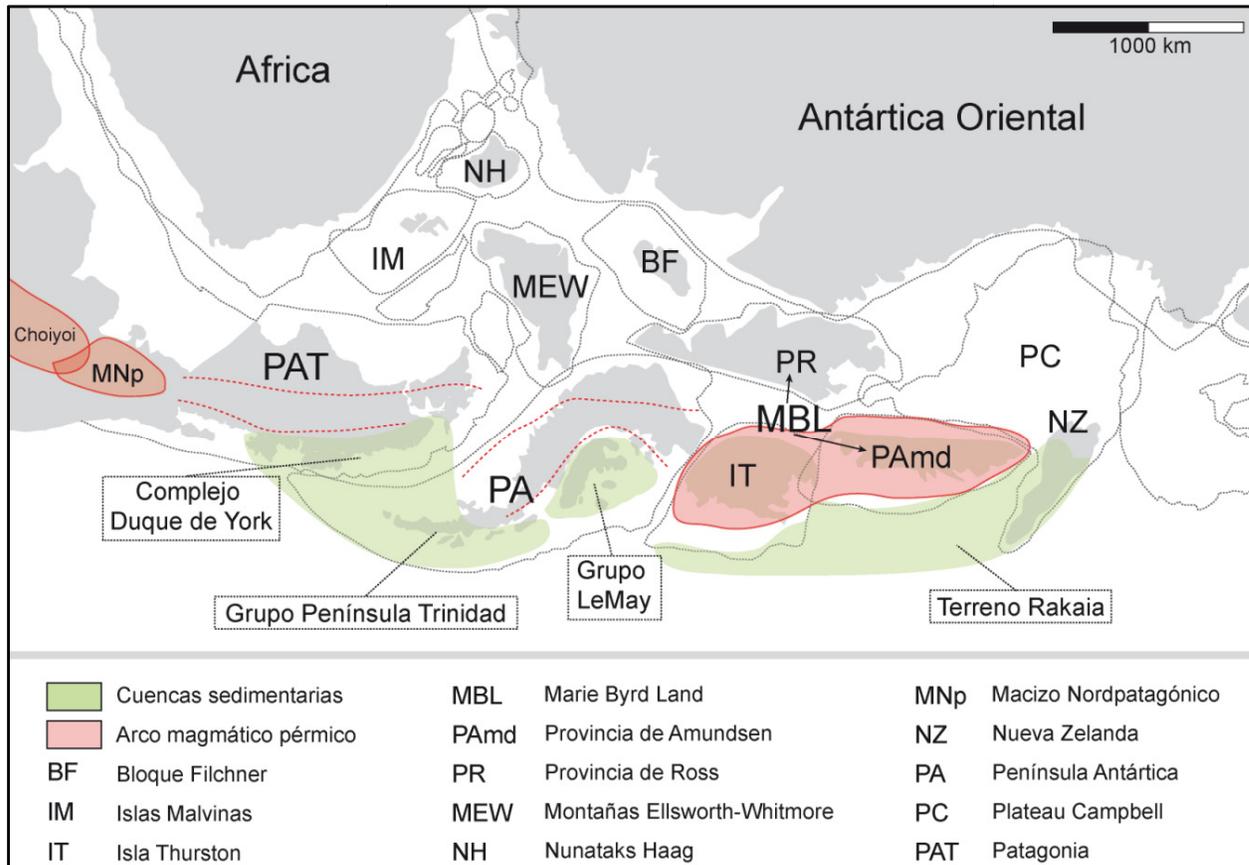


Figura VII-3: Margen paleopacífico de Gondwana en el Triásico tardío. Modificado de Lawver et al. (1998), Willan (2003), y Wandres et al. (2004). Se muestran las potenciales fuentes del GPT: Arco magmático pérmico en Marie Byrd Land fue extraído de Mukasa y Dalziel (2000), en isla Thurston de Pankhurst et al. (1993), Macizo Nordpatagónico y Grupo Choiyoi de Pankhurst et al. (2006) y Kleiman y Japas (2009) respectivamente. Las líneas punteadas rojas corresponden a la continuación de arco discutida en el texto.

VII.4 Periodos de Glaciación

Se han reportado depósitos glaciares en el Carbonífero Superior y en el Pérmico Inferior, períodos glaciares que afectaron principalmente al sur de Gondwana, tanto en el centro y sur de África, Australia, Tasmania, India, sur de Sudamérica, islas Malvinas, sur de Arabia y la Antártica (Hamilton y Krinsley, 1967). En Sudamérica, se han reportado estos periodos en la precordillera, noroeste de Argentina y en las cercanías de Esquel, en el Macizo Nordpatagónico (González, 1990). En la Antártica Occidental estos

períodos están registrados en el Conglomerado Whiteout, en las montañas Ellsworth (Matsch y Ojakangas, 1992) y en las montañas Transantárticas.

La glaciación del Pérmico se estima muy cercana a la edad máxima de depósito del GPT, lo que hace posible que algunos de los detritos de los sedimentos estudiados fueron redepositados de depósitos glaciares. Esto viabilizaría grandes distancias de transporte de los sedimentos controlado por movimientos de los glaciares y de los flujos de agua provocado por el derretimiento de ellos. Sin embargo, los sedimentos del GPT, con excepción de la zona donde afloran los conglomerados en la península View Point, no tienen grandes aportes de sedimentos desde el interior de Gondwana, la mayoría proviene de una única fuente de edad pérmica que bloqueó el resto de los aportes.

Por otra parte, Willan (2003), basado en la poca meteorización de la fuente del GPT, junto con la presencia de algunos líticos metamórficos, sugirió que la fuente de estos sedimentos estuvo cubierta por glaciares, los cuales protegieron la zona fuente de la meteorización. Sin embargo, dicha propuesta es difícil de comprobar, ya que si fuese así, existirían evidencias texturales, que no han sido descritas para los depósitos del GPT, sobre todo en los conglomerados de View Point, donde los clastos son bien redondeados y no están estriados. Otra explicación para la poca meteorización de la fuente es un alzamiento rápido y depósito cercano a la fuente.

VII.5 Posible Escenario.

Poco se conoce de la posición de la posición exacta de la península Antártica con respecto de la Patagonia en el Paleozoico tardío y Mesozoico temprano. Según König y Jokat (2006), la apertura del Mar de Weddell comienza a los 147 Ma y hasta al menos el Jurásico Medio la península Antártica estaría adosada al margen occidental de la Patagonia. Esta reconstrucción favorecería el aporte de sedimentos desde Sudamérica a la península Antártica, incluso hasta el Cretácico tardío, cuando se abre el paso Drake. Según Poblete et al. (2011) esta apertura se debe al movimiento de Sudamérica hacia el norte y no de la península Antártica hacia el sur, ya que la península Antártica estuvo fija, por lo menos los últimos 100 Ma.

El bloque de las montañas Ellsworth-Whitmore es otro bloque del cual no se tiene mucha información. Según Randall y MacNiocaill (2004), éste se ubicaría en la ensenada Natal, entre la Antártica Oriental y África del sur antes del desmembramiento de Gondwana y habría sufrido una rotación anti horaria de 90° durante el quiebre de éste. Esta información se basa en datos paleomagnéticos, utilizando el paleopolo del Cámbrico medio, sin embargo, datos estructurales y estratigráficos se han usado para apoyar la idea que este bloque estuvo en una posición similar hasta el Jurásico (Torsvik et al. 2008). Esta ubicación favorece el aporte de detritos hacia la península Antártica, como lo han sugerido Bradshaw et al. (en prensa) para la fuente de los conglomerados de View Point.

En el CDY afloran también conglomerados polimícticos, matriz soportados, compuestos principalmente por clastos de areniscas, rocas volcánicas y plutónicas ácidas y calizas. Parte de los clastos sedimentarios son muy similares a las rocas de grano más fino del CDY, pero tienen mayor contenido de líticos volcánicos (Faúndez et al. 2002). Las areniscas estudiadas por estos autores corresponden a la Petrofacies B y C' (Figura VII-2), además, han interpretado los conglomerados como el resultado del reciclaje del mismo CDY, posiblemente partes más antiguas, con mayor contenido de líticos volcánico, como ocurre en la Petrofacies A que muestrearon posteriormente Lacassie et al. (2006). Esto también implica que la Petrofacies A estaba expuesta a la erosión cuando se depositaban las otras Petrofacies, posiblemente la C'.

Las areniscas de seno Soplador, en la isla Madre de Dios, son muy similares en composición a las de bahía Esperanza e isla Joinville, ambas pertenecientes a la Petrofacies A, sin embargo, ambas tienen un carácter sedimentario diferente. En la península Antártica, no afloran las calizas y basaltos de fondo oceánico como lo hacen en la Patagonia. Aunque el GPT siempre ha sido interpretado como turbiditas, Montes et al. (2005) han sugerido, para la zona de bahía Esperanza, un medio sedimentario más somero, próximo a plataformas siliciclásticas afectada por tormentas y mareas. En cambio, en isla Madre de Dios, las areniscas han sido interpretadas como sedimentos profundos. Si ambos complejos comparten la fuente, en un margen continental activo, entonces, la Petrofacies A del GPT puede corresponder al depósito en una cuenca en la placa superior y el del CDY se pudo haber depositado en sobre la placa subductante.

Por otra parte, la acreción del CDY ocurrió entre el Triásico Medio a Jurásico temprano (Sepúlveda et al., 2008; Willner et al., 2009) y si la península Antártica estaba adosada al margen occidental de Patagonia, al igual que en el Jurásico Medio, como lo indica el modelo de König y Jokat (2006), entonces la acreción del terreno alóctono (?) de CDY habría ocurrido en la península Antártica y no en la Patagonia. Esto implica que la península Antártica debió haber estado más al sur del lugar de la acreción del CDY y tendría que haberse desplazado en un movimiento dextral, hasta la posición que postula el modelo de König y Jokat (2006) en el Jurásico Medio, y que concuerda con la posterior apertura del Mar de Weddel hace 147 Ma.

Una secuencia posible de eventos sedimentarios puede ser la siguiente (Figura VII-4):

1. Depósito de los conglomerados y Petrofacies C' en el límite Carbonífero-Pérmico. Probablemente comienza la subducción tanto en Patagonia como en la península Antártica.
2. Formación de arco volcano-magmático en el Pérmico, producto de la subducción. Erosión de la fuente y depósito de Petrofacies A, en la placa superior el GPT y en la placa subductante el CDY.
3. Erosión de la fuente y depósito de B en el Triásico, correspondiente a las raíces plutónicas del arco (que ya no está activo) y movimiento de la Petrofacies A del CDY hacia el norte de la península Antártica.
4. Acreción de C y posiblemente A en el Triásico. Erosión y depósito de C', donde ya estaban expuestos a la erosión C, los conglomerados y posiblemente A.
5. Acreción de B y C en el Triásico Medio a Jurásico temprano.

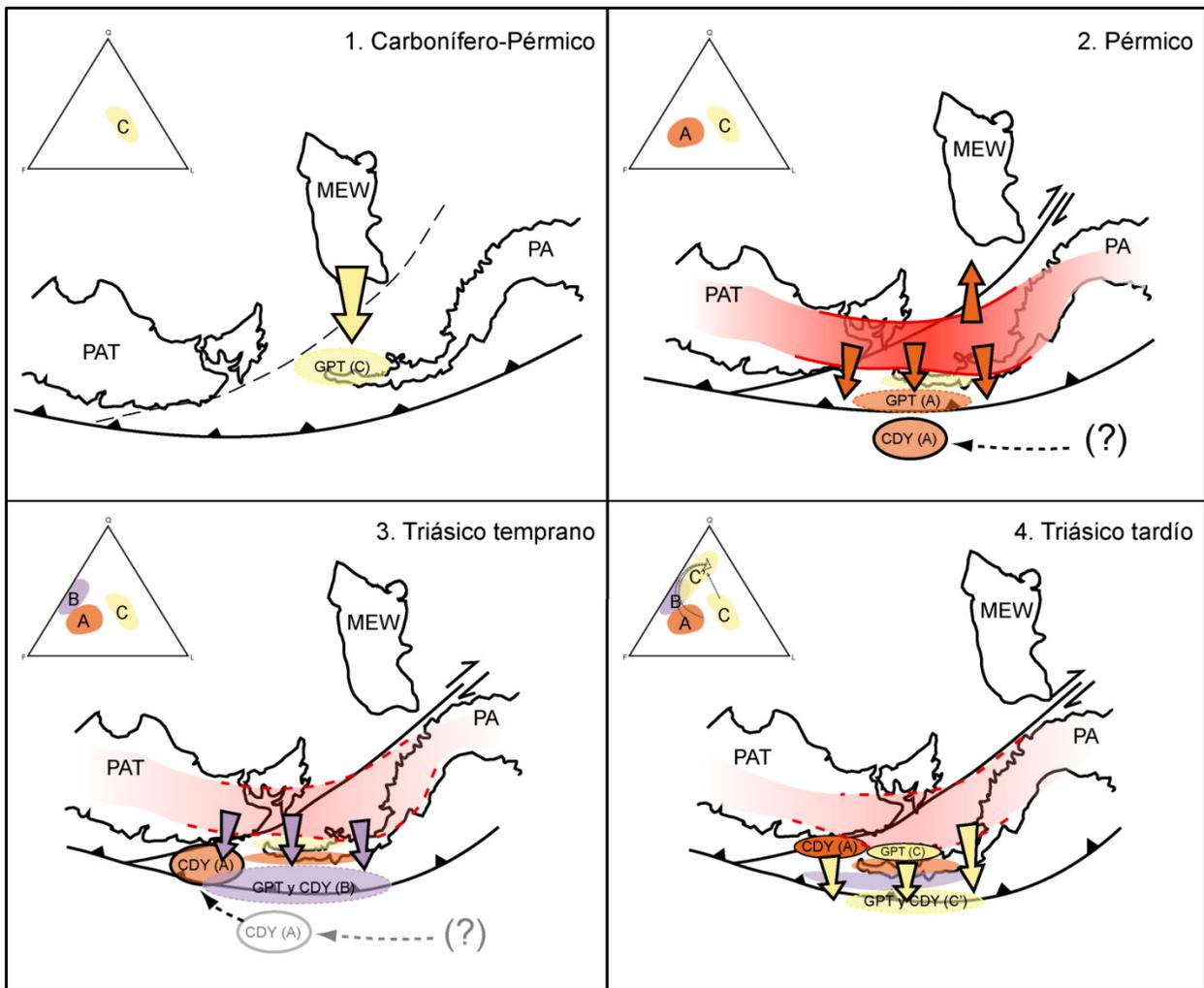


Figura VII-4: Posible relación entre Patagonia (PAT), la península Antártica (PA) y el bloque de las Montañas Ellsworth-Whitmore (MEW) entre el límite carbonífero-Pérmico hasta el Triásico. Se han omitido el resto de los continentes que conformaban el margen paleopacífico de Gondwana para simplificar la figura y además se ha dibujado el triángulo QFL para proyectar las distintas Petrofacies. **1:** Depósito de la Petrofacies C (color amarillo) en la península antártica. **2:** Formación de arco volcánico-magmático y depósito de la Petrofacies A (color naranja), tanto en la placa superior (GPT), como en la subductante (CDY). **3:** Depósito de la Petrofacies B (color violeta) y posible acreción de C' y A. **4:** Depósito de la Petrofacies C' (color amarillo). El arco volcánico-magmático sólo estuvo activo durante el Pérmico.

Como ya se ha mencionado, se ha reconocido un evento metamórfico de alta temperatura y baja presión en el Pérmico, tanto en Tierra del Fuego, como en la Península Antártica y se ha sugerido una continuación de un arco magmático desde Marie Byrd Land hasta Tierra del Fuego.

Basado en las similitudes entre el Grupo Rakaia, en nueva Zelanda y el CDY, además de la falta de una fuente pérmica cerca de la ubicación actual del CDY en Patagonia, Lacassie et al. (2006) postularon que el depósito de éste ocurrió a latitudes mayores, junto con el grupo Rakaia en Marie Byrd Land, sin embargo, la falta de la Petrofacies C y C', producto de una fuente más local como el Bloque de las montañas Ellsworth-Whitmore indicaría que Rakaia se depositó en otro lugar del mismo margen.

Otra posibilidad es que el CDY se haya depositado a latitudes menores y también más cálidas (Sepúlveda et al. 2010 y referencias que ahí aparecen), sin embargo, aún falta mucha información geológica para resolver este problema.

VIII. Conclusiones

En este estudio se han aplicado diferentes técnicas analíticas, para obtener información de la fuente de los sedimentos que componen las rocas del GPT. Esto, junto a las respectivas interpretaciones permite la formulación de las siguientes conclusiones:

VIII.1 Composición y Edad de la Fuente

Las areniscas y lutitas del GPT se habrían originado a partir de la erosión de una fuente ígnea común de edad pérmica (de 285 a 260 Ma aproximadamente). La composición de dicha fuente es intermedia a ácida, similar a la de una granodiorita de origen cortical. En este contexto, las diferencias petrográficas corresponden a distintas petrofacies producidas debido a la meteorización y erosión de una misma fuente.

Los clastos del conglomerado corresponden a intrusivos calcoalcalinos, típicos de arcos magmáticos asociados a regímenes convergentes y según un estudio reciente, corresponde a una parte más antigua del GPT, del Carbonífero-Pérmico. Estos conglomerados son producto de una fuente local y probablemente también aportaron detritos a la parte más joven del GPT.

VIII.2 Marco Tectónico de Depósito

Las características texturales sugieren que los sedimentos que componen las areniscas del GPT no sufrieron mucho transporte. Esto, sumado a la poca alteración, apunta a un rápido alzamiento de la fuente y un depósito cercano a ella. 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.

El depósito debió realizarse en un margen continental activo, en cuencas desarrolladas tanto en la placa superior, como en la subductante. La edad máxima de depósito de las muestras estudiadas en este trabajo está indicada por la familia de circones más jóvenes, lo cuales están en el límite Pérmico-Triásico. Sin embargo, parte del depósito también se depositó en el límite Carbonífero-Pérmico (Bradshaw et al., en prensa).

VIII.3 Ubicación de la Fuente

Las fuentes que poseen las características mencionadas anteriormente afloran tanto en el Macizo Nordpatagónico como en Marie Byrd Land, en la Antártica. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que la fuente esté ubicada en la zona de Tierra del Fuego y parte de la península Antártica, encontrándose, en la actualidad, cubierta por depósitos más jóvenes.

Existen muchas similitudes entre diversas sucesiones sedimentarias que se depositaron en el margen paleopacífico de Gondwana. El CDY y el GPT, en particular, comparten características petrográficas, geoquímicas y cronológicas, lo que sumado a aportes de fuentes locales, apuntan a un depósito y fuente común.

IX. Referencias

Adams, C.J. y Kelley, S. 1998. Provenance of Permian-Triassic and Ordovician metagraywacke terranes in New Zealand: evidence from Ar-40/Ar-39 dating of detrital micas. *Geological Society of America Bulletin* 110(4): 422-432.

Adie, R.J. 1957. The petrology of Graham Land: III. Metamorphic rocks of the Trinity Peninsula Series. *Scientific Report Falkland Islands Dependency Survey*. 20, 26p.

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, 62 p.

Alarcón, B., Ambrus, J., Olcay, L. y 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.

Andrews, P.B., Speden, I.G. y Bradshaw, J.D. 1976. Lithological and paleontological content of the Carboniferous-Jurassic Canterbury Suite, South Island. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 19(6): 791-819.

Armstrong-Altrin, J.S. y Verma, S.P. 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic setting. *Sedimentary Geology*. 177: 115-129.

Augustsson, C., Rüsing, T., Adams, C.J., Chmiel, H., Kocabayoglu, M., Büld, M., Zimmermann, U., Berndt, J. y Kooijman, E. En preparación. Detrital quartz and zircon in mature arenites along the Cambrian Gondwana margin.

Augustsson, C. y Bahlburg, H. 2003. Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*. 16: 15-26.

Bahlburg, H., Vervoort, J.D., Du Frane, S.A., Barbara Bock, B., Augustsson, C. y Reimann, C. 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews*. 97: 215-241.

Bahlburg, H. 1998. The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentine Puna. En *The Proto-Andean Margin of Gondwana* (Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. editores). *Geological Society of London Special Publication*, 142: 127-142.

Barbeau, D.L., Davis, J.T., Murray, K.E., Valencia, V., Gehrels, G.E., Zahid, K.M. y Gombosi, D.J. 2009. Detrital-zircon geochronology of the metasedimentary rocks of north-western Graham Land. *Antarctic Science*. 1-14.

Barker, P.F. 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth Science Reviews*, 55: 1-39.

Bathia, M.R. y 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.

Bathia, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. *Journal of Geology*, 91: 611-627.

- 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. y 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.
- Birkenmajer, K. 1992. 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.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Alien, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J. y Foudoulis, C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200:155-170.
- Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R. 1980. *Origin of Sedimentary Rocks*: Prentice-Hall, New Jersey. 782 p.
- Boggs Jr, S., Krinsley, D., Goles, G.G., Seyedolali, A. y Dypvik, H. 2001. Identification of shocked quartz by scanning cathodoluminescence imaging. *Meteoritics and Planetary Sciences*, 36: 783-791.
- Boggs Jr, S., Kwon, Y.-I., Goles, G.G., Rusk, B.G., Krinsley, D. y Seyedolali, A. 2002. Is quartz cathodoluminescence color a reliable provenance tool? A quantitative examination. *Journal of Sedimentary Research*. 72: 408-415.
- Boggs Jr, S. y Krinsley, D. 2006. *Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks*. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. ix+165 p.
- Bradshaw, J.D., Vaughan, A.P.M. y Trouw, R.A.J. 2003. The View Point conglomerates: a probable upper fan deposit in the accretionary wedge of the Triassic Trinity Peninsula Group, northern Antarctic Peninsula. En *Terra Nostra*, 9^o International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Potsdam. Abstracts: 38.
- Bradshaw, J.D., Vaughan, A.P.M., Millar, I.L., **Flowerdew, M.J.**, Trouw, R.A.J., Fanning, C.M. y Whitehouse, M.J. En prensa. Coarse-grained sediments at View Point, Antarctic Peninsula: constraints on the sedimentation, provenance and tectonic setting of the Trinity Peninsula Group. *Geological Magazine*.
- 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.
- Castillo, P. 2008. Proveniencia sedimentaria del Grupo Península Trinidad, Península Antártica. Comparación con el Complejo Duque de York, Patagonia. Memoria para optar al título de Geóloga, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 89 p.
- Collinson, J.W., Vavra, C.L., y Zawiskie, J.M., 1992, Sedimentology of the Polarstar Formation (Permian), Ellsworth Mountains, West Antarctica: En *Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica* (Webers, G.F., et al., editores). *Geological Society of America Memoir* 170: 63-79.

Condie, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*. 104: 1-37.

Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. y Kinny, P. 2003. Atlas of zircon textures. En *Zircon* (Hanchar, J.M. y Hoskin, P.W.O., editores). Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 469-500.

Curtis, M.L. 2001. Tectonic history of the Ellsworth Mountains, West Antarctica: Reconciling a Gondwana enigma. *Geological Society of America Bulletin*, 113(7): 939-958.

Dalziel, I. W. D., y D. H. Elliot. 1982. West Antarctica: Problem child of Gondwanaland, *Tectonics*, 1(1): 3-19.

Dalziel, I.W.D. 1984. Tectonic evolution of a forearc terrane, southern Scotia Ridge, Antarctica. *Geological Society of America Special Paper*, 200: 1-32.

Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussmann, J. 1997. *Rock-Forming Minerals*, volume 1A, Orthosilicates (J.Wiley y Sons, New York), London, England, Geological Society, 919 p.

Del Valle, R.A., Heredia, N., Montes, M., Nozal, F. y Martín-Serrano, A. 2007. El Grupo Trinity Peninsula en la Península Tabarin, extremo norte de la Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 62(4): 498-505.

DePaolo, D.J., Linn, A.M. y Schubert, G. 1991. The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*, 96(82): 2071-2088.

DePaolo, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.

Dickinson, W.R. y Suczek, C.A. 1979. Plate tectonic and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 63: 2164-2182.

Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.

Dodson, M.H., Compston, W., Williams, I.S. y Wilson, J.F. 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Journal of the Geological Society of London*, 145: 977-983.

Douglass, R.C. y Nestell, M.K. 1976. Late Paleozoic foraminifera from southern Chile. U.S. Geological Survey Professional Paper, 858: 49.

Elliot, D.H., Fanning, C.M. 2008. Detrital zircons from upper Permian and lower Triassic Victoria Group sandstones, Shackleton Glacier region, Antarctica: Evidence for multiple sources along the Gondwana plate margin. *Gondwana Research*. 13: 259-274.

Elliot, D.H. y Gracianin, 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. y Jago, J.B. editores). Australian Academy of Sciences, Canberra, 303-307.

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.

Engel, A.E.J. y Engel, C.G. 1960. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York, Part II, Mineralogy: *Geological Society of America Bulletin*, 71: 1-58.

Fanning, C.M., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Kleiman, L.E., Yaxley, G.M. y Castillo, P. En prensa. Lu–Hf isotope evidence for the provenance of Permian detritus in accretionary complexes of western Patagonia and the northern Antarctic Peninsula region. *Journal of South American Earth Sciences*.

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.

Fedo, C.M., Sircombe, K.N. y Rainbird, R.H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. En *Zircon* (Hanchar, J.M. y Hoskin, P.W.O., editores). *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 277-303.

Feng, F. y 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.

Flowerdew, M.J., Millar, I.L., Vaughan, A.P.M., Horstwood, M.S.A. y Fanning, C.M. 2006. The source of granitic gneisses and migmatites in the Antarctic Peninsula: a combined U-Pb SHRIMP and laser ablation Hf isotope study of complex zircons. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151 (6): 751-768.

Floyd, P.A., Winchester, J.A. y 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. y 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.

Folk, R.L. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*, Austin, Texas, Hemphill, 159 p

Forsythe, R.D. y 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.

Ghidella M.E., Yáñez G. y LaBrecque J.L. 2002. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the Western Weddell sea. *Tectonophysics*, 347, Issue 1-3, 65-86.

González, C.R. 1990. Development of the Late Paleozoic glaciations of the South American Gondwana in western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79: 275-287.

Gorobets, B.S., Gaft, M.L. y Podolskiy, A.M. 1989. *Luminescence of minerals and ores*. Ministry of Geology, Moscow, 53 p.

Götze, J., Plötze, M. y Habermann, D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz: a review. *Mineralogy and Petrology*, 71: 225-250.

- Götze, J. y Zimmerle, W. 2000. Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. *Contributions to Sedimentary Geology*, 21, 91 p.
- Grunow, A.M. 1993. New Paleomagnetic data from the Antarctica Peninsula and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*. 98: 13815-13833.
- Gu, X.X., Liu, J.M., Zheng, M.H., Tang, J.X. y 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.
- Hamilton, W. y Krinsley, D. 1967. Upper Paleozoic glacial deposits of South Africa and Southern Australia. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 783-800.
- Hanchar, J.M. y Hoskin, P.W.O. 2003. Zircon, Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53. 500p.
- Harrison, C.G.A., Barron, E.J. y Hay, W.W. 1979. Mesozoic evolution of the Antarctic Peninsula and the southern Andes. *Geology*, 7: 374-378.
- 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. y Haughton, P.D.W. editores). Geological Society Special Publication, 57: 1-12.
- Henry, D.J. y Guidotti, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 70: 1-15.
- Herron, M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 820-829.
- Hervé, F., Fanning, M., Bradshaw, J., Bradshaw, M. y Lacassie, J. P. 1999. 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. 4th International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, Extended abstracts volume: 327-328.
- Hervé, F., Fanning, C.M. y Pankhurst, R.J. 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 107-123.
- Hervé, F., 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. y Tessensohn F. editores.). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 217-228.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Kraus, S. y Pankhurst, R.J. 2010. SHRIMP chronology of the Magallanes Basin basement, Tierra del Fuego: Cambrian plutonism and Permian high-grade metamorphism. *Andean Geology*, 37(2): 253-275.

Holdsworth, B.K. y Nell, P.A.R. 1992. Mesozoic radiolarian faunas from the Antarctic Peninsula: age, tectonic and paleogeographic significance. *Journal of the Geological Society of London*, 149: 1003-1020.

Hoskin, P.W.O y Schaltegger, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. En *Zircon* (Hanchar, J.M. y Hoskin, P.W.O., editores). Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 27-62.

Hyden, G. y 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. y 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.

IUGS-ICS. 2009. The geological time-scale. <http://www.stratigraphy.org>.

Kelm, U. y 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.

Kempe, U., Götze, J., Dandar, S. y Habermann, D. 1999. Magmatic and metasomatic processes during formation of the Nb-Zr-REE deposits Khaldzan Buregte and Tsakhir (Mongolian Altai): Indications from a combined CL-SEM study. *Mineralogical Magazine*, 63: 165-177.

König, M. y Jokat, W. 2006. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, 111: 1-28.

Korsch, R.J. y Wellman, H.W., 1988. The geological evolution of New Zealand and the New Zealand region. En *The Oceanic Basins and Margins: The Pacific Ocean*, (Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. y Uyeda, S., editores). Plenum Press, New York, 7B: 411-482.

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*, 85.

Lacassie, J.P., Roser, B. y 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.

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.

Lawver, L.A., Dalziel, I.W.D. y 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.

Le Maitre, R.W. 1976. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications, *Contributions of Mineralogy and Petrology* 56 (1): 181-189.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193p.

Leat, P.T., Scarrow, J.H. y Millar, I.L. 1995. On the Antarctic Peninsula batholith. *Geological Magazine*, 132(4): 399-412.

Limarino, C.O. y Spalletti, L.A. 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 134-155.

Ling, H.Y., Forsythe, R.D. y Douglass, C.R. 1985. Late Paleozoic microfaunas from Southernmost Chile and their relation to Gondwanaland forearc development. *Geology*, 13: 357-360.

Locock, A.J. 2008. An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets. *Computers and Geosciences*. 34, Issue 12, 1769-1780.

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. y 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. y Miller, H. 1991b. Rb-Sr and U-Pb geochronology of basement xenoliths at Cape Dubouzet, Antarctic Peninsula. En 6th Internacional Symposium on Antarctic Herat Sciences: Japan, National Institute of Polar Research, Resúmenes, 374-379.

Ludwig, K.R. 1999. Isoplot/Ex2 version 2.06: Berkeley Geochronology Center, Special Pulication 1a.

MacKinnon, T.C. 1983. Origin of the Torlesse terrane and coeval rocks, South Island, new Zealand. *Geological Society of America Bulletin*. 93: 625-634.

Matsch, C.L. y Ojakangas, R.W. 1992. Stratigraphy and sedimentology of the Whiteout Conglomerate; an upper Paleozoic glaciogenic unit, Ellsworth Mountains, West Antarctica. *Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica, Memoir. Geological Society of America*, 170: 37-62.

Matter A. y Ramseyer K. 1985. Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones. En *Provenance of arenites* (Zuffa G.G. editor). Dordrecht Reidel, 191-212.

McLennan, S.M., McCulloch, M.T., Taylor, S.R. y 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. y Maynard, J.B. 1990. Geochemical an Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonics associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015-2050.

McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. y Hanson, G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. En *Processes controlling the composition of clastic sediments* (Johnson, M.J. y Basu, A. editores.). *Geological Society of America Special Papers*, 285: 21-40.

- McLennan, S.M. y Taylor, S. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*, 99: 1-21.
- McLennan, S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy*, 21: 169-200.
- McLennan, S.M. 1993. Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, 101: 295-303.
- Millar, I.L., Willan, R.C.R., Wareham, C.D. y Boyce, A.J. 2001. The role of crustal and mantle sources in the genesis of granitoids of the Antarctic Peninsula and adjacent crustal blocks. *Journal of the Geological Society, London*, 158: 855–867.
- Millar, I.L., Pankhurst, R.J. y 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. 2007. History of views on the relative positions of Antarctica and South America: a 100-year tango between Patagonia and the Antarctic Peninsula. En *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES* (Cooper, A.K. y Raymond, C.R. et al. editores). USGS Open-File Report, Short Research Paper 041, 4 p.
- Milne, A.J. y Millar, I.L. 1989. The significance of mid-Palaeozoic basement in eastern Graham Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society, London*, 146: 207-210.
- Miyashiro, A. 1953. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 4: 179-208.
- Miyashiro, A. 1955. Pyrospite garnets in volcanic rocks. *Journal of the Geological Society of Japan*, 61: 463-470.
- Montes, M., Martín-Serrano, A., Nozal, F. y del Valle, R. 2005. Geología de la Costa austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). *Geogaceta*, 38: 91-94.
- Morton A.C. y Hallsworth C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124: 3–29.
- Morton A.C. 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. En *Developments in sedimentary provenance studies* (Morton, A.C., Todd, S.P. y Haughton, P.D.W. editores). Geological Society of London, Special Publication, 57: 31-46.
- 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.
- Mukasa, S. y Dalziel, I. 2000. Marie Byrd Land, West Antarctica: Evolution of Gondwana's Pacific margin constrained by zircon U-Pb geochronology and feldspar common-Pb isotopic compositions. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 611-627.
- Nesbitt, H.W. y Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 199: 715-717.

- Nesbitt, H.W. y Young, G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1523-1534.
- Neuser, R.D., Richter, D.K. y Vollbrecht, A. 1989. Natural quartz with brown/violet cathodoluminescence-Genetic aspects evident from special analysis. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I* 1988, Heft 7/8, 919–930.
- Neuser, R.D., Bruhn, F., Götze, J., Habermann, D. y Richter, D.K. 1996. Cathodolumineszenz: Methodik und Anwendung. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I* 1985, Heft 1/2, 287–306.
- Oliver, R. L. 1956. The origin of garnets in the Borrowdale Volcanic Series and associated rocks, English Lake District. *Geological Magazine*, 93: 121-139.
- Paciullo, F.V., Ribeiro, A., Andreis, R.R. y 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., Grunow, A.M., Storey, B.C. 1993. The Pre-Cenozoic magmatism history of the Thurston Island Crustal Block, west Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 98: 11835-11849.
- Pankhurst, R.J., Weaver, S. D., Bradshaw, J. D., Storey, B. C., y Ireland, T. R. 1998. Geochronology and geochemistry of pre-Jurassic superterranes in Marie Byrd Land, Antarctica: *Journal of Geophysical Research*, 103: 2529–2547.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S.P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctica Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*. 41(5): 605-625.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Fanning, C.M. y Márquez, M., 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 27–44.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide Continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.
- Pettijohn, F.J. Potter, P.E. y Siever, R. 1972. *Sand and Sandstones*. Springer- Verlag, Nueva York. 618 p.
- Pickard, A.L., Adams, C.J. y Barley, M.E. 2000. Provenance of New Zealand Late Permian to Cretaceous depocentres at the Australian margin of Gondwanaland: evidence from detrital zircon SHRIMP dating. *Australian Journal of Earth Sciences* 47: 987-1007.
- Pinto, L., Hérail, G., Moine, B., Montan, F., Charrier, R. y Dupré, B. 2004. Using geochemistry to establish the igneous provenances of the Neogene continental sedimentary rocks in the Central Depression and Altiplano, Central Andes. *Sedimentary Geology*, 166, Issues 1-2, 157-183.
- Poblete, F., Arriagada, C., Roperch, P., Astudillo, N., Hervé, F., Kraus, S. y Le Roux, J.P. 2011. Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*. 302, Issues 3-4. 299-313.

Pott, G.T. y McNicol, B.D. 1971. Spectroscopic study of the coordination and valence of Fe and Mn ions in and on the surface of aluminas and silicas. *Discussions of the Faraday Society*, 52: 121-131.

Quezada, A. 2010. Proveniencia sedimentaria y ambiente deposicional de unidades atribuidas a los complejos Duque de York y Denaro, Patagonia, XII Región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 162 p.

Ramseyer, K., Baumann, J., Matter, A. y Mullis, J. 1988. Cathodoluminescence colours of α -quartz. *Mineralogical Magazine* 52: 669–677.

Randall, D.E. y Niocaill, C.M. 2004. Cambrian palaeomagnetic data confirm a Natal Embayment location for the Ellsworth-Whitmore Mountains, Antarctica, in Gondwana reconstructions. *Geophysical Journal International*, 157, Issue 1, 105-116.

Rapalini, A., Hervé, F., Ramos, V. y 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.

Riley, T.R., Flowerdew, M.J., Hunter, M.A. y Whitehouse, M.J. 2010. Middle Jurassic rhyolite volcanism of eastern Graham Land, Antarctic Peninsula: age correlations and stratigraphic relationships. *Geological Magazine*, 147(4):581–595.

Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, Laura E., Varela, R., Llambias, E., Canile, F.M. y da Rosa, O.C.R. 2010, En prensa. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*.

Roser, B.P. y Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstones-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio. *Journal of Geology*, 94(5): 635-650.

Roser, B.P. y Korsch, R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119-139.

Roser, B.P. 2000. Whole-rock geochemical studies of clastic sedimentary suites. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, 57: 73-89.

Rubatto, D. 2003. Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184:123-138.

Sepúlveda, F.A., Hervé, F., Calderón, M. y 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.

Sepúlveda, F.A., Palma-Heldt, S., Hervé, F. y Fanning, C.M. 2010. Constraints for the depositional age of the Duque de York Complex in the allochthonous Madre de Dios Terrane, southern Chile: first palynological record and palaeoclimatic implications. *Andean Geology*, 37(2): 375-397.

Smellie, J.L. y Millar, I.L. 1995. New K-Ar isotopic ages of schists from Nordenskjold Coast, Antarctic Peninsula: oldest part of the Trinity Peninsula Group? *Antarctic Science*, 7: 191-96.

- 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. y Thomson, J.W. editores). Cambridge University Press. 411-417.
- Smellie, J.L., Roberts, B. y 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.
- Sobolev, V. S., Spitkovskaya, S.M. y Epstein, R.Y. 1955. Grenat magmatique primaire (almandin) dans les dacites. *Mineral. Sb. Lvov Geol. Soc.* 9, 316-319.
- Steiger, R.H. y Jäger, E. 1977. Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3): 359-362.
- Stevens, G., Villaros, A. y Moyen, J.F. 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology*, 35: 9-12.
- Storey, B.C., Hole, M.J., Pankhurst, R.J., Millar, I.L. y Vennum, W. 1988. Middle Jurassic within-plate granites in west Antarctica and their bearing on the break-up of Gondwanaland. *Journal of the Geological Society, London*, 145: 997-1007.
- Storey, B.C. y Garrett, S.W. 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension. *Geological Magazine*, 122(1): 5-14.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic Rock its proper name. *Earth Science Review*, 12: 1-33.
- Suarez, M. 1976. Plate tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to southern Andes. *Geology*, 4: 211-214.
- Takeuchi, M., Kawai, M. y Matsuzawa, N. 2008. Detrital garnet and chromian spinel chemistry of Permian clastics in the Renge area, central Japan: Implications for the paleogeography of the East Asian continental margin. *Sedimentary Geology*, 212, Issues 1-4, 25-39.
- Tangeman, J.A., Mukasa S.B. y Grunow A.M. 1996. Zircon U-Pb geochronology of plutonic rocks from the Antarctic Peninsula: confirmation of the presence of unexposed Paleozoic crust. *Tectonics*, 15: 1309- 1324.
- Tera, F., Wasserburg, G. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14: 281-304.
- 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. y Jago, J.B. editores). Australian Academy of Science, Canberra, 289-294.

Thomson, M.R.A. y Tranter, T.H. 1986. Early Jurassic fossils from central Alexander Island and their geological setting. *British Antarctic Survey, Bulletin* 70: 23-39.

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.

Torsvik, T. H., Gaina, C. y Redfield T. F. 2008. Antarctica and global Paleogeography: From Rodinia, Through Gondwanaland and Pangea, to the Birth of the Southern Ocean and the Opening of gateways. En *Antarctica: A Keystone in a Changing World* (Cooper, A.K., Barrett P.J., Stagg, H., Storey, B., Stump, E., Wise, W., y el equipo de editores del 10th ISAES). *Proceedings of the 10th international Symposium on Antarctic Earth Sciences*. Washington, DC. The National Academies Press. 125-140.

Trouw, R.A.J., Pankhurst, R.J. y 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.

Vaughan, A.P.M., Kelley, S.P. y 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. y 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.

Vaughan, A.P.M. y Pankhurst, R.J. 2008. Tectonic overview of the West Gondwana margin. *Gondwana Research*, 13: 150-162.

Vaughan, A.P.M. y 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.

Villaras, A., Stevens, G., Moyen, J.F. y Buick, I.S. 2009. The trace element compositions of S-type granites: evidence for disequilibrium melting and accessory phase entrainment in the source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158: 543-561.

Wandres, A.M.C., Bradshaw, J.D., Weaver, S.D., Maas, R., Ireland, T.R. y Eby, G.N. 2004a. Provenance analysis using conglomerate clast lithologies: a case study from the Pahau Terrane of New Zealand. *Sedimentary Geology*, 167: 57-89.

Wandres, A.M.C., Bradshaw, J.D., Weaver, S.D., Maas, R., Ireland, T.R. y Eby, G.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.

Wendt, A.S., Vaughan, A.P.M., y Tate, A. 2008. Metamorphic rocks in the Antarctic Peninsula region. *Geological Magazine*, 145: 655-676.

West, S. M. 1974. The Geology of the Danco Coast, Graham Land. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 84, 58p.

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.

Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. En *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (McKibben, M.A.; Shanks, W.C.; editores). *Reviews in Economic Geology*, 7: 1-35.

Willner, A.P., Sepúlveda, F.A., Hervé, F., Massonne, H-J., Sudo, M. 2009. Conditions and timing of pumpellyite-actinolite-facies metamorphism in the Early Mesozoic frontal accretionary prism of the Madre de Dios Archipelago (Latitude 50°20'S; Southern Chile). *Journal of Petrology*, 50(11): 2127-2155.

Wilson, K.M., Rosol, M.J., Hay, W.W. y Harrison, C.G. 1989. New model for the tectonic history of West Antarctica: a reappraisal of the fit of Antarctica in Gondwana, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 82: 1-35.

Zinkernagel, U. 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentology*, 8: 1-69.

X. Anexos

Anexo 1: Ubicación de muestras y análisis realizados.

Muestra	Ubicación	Unidad	Litología	ANÁLISIS						
				Crt.	C.M.	Gq.	Circ.	Cat.	Isot.	Gr.
BR829	Isla Joinville	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X	X ^A		X	X	X
PANTI-10	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X					X
PANTI-11	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Lutita			+Ch				
PANTI-08	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Lutita	+		+Ch				
PANTI-06	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X	+Ch	X	X	X	
PANTI-05	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Lutita			+Ch				
PANTI-04	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X	+Ch		X	X	
PANTI-03	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X	+Ch		X		X
HB-07	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X	X ^A				
HB-06	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X	X ^A				
HB-05	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X	X ^A				
HB-04	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X					
HB-03	Bahía Esperanza	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X	X ^A				
PANTI-18	Cabo Legoupil	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X	+Ch	X	X	X	
IR-04	Cabo Legoupil	Grupo Península Trinidad	Lutitas	X		X ^A				
PANTI-16	Cabo Legoupil	Grupo Península Trinidad	Lutita			+Ch				
IR-03A	Cabo Legoupil	Grupo Península Trinidad	Lutita	X		X ^A				
IR-03B	Cabo Legoupil	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X	X ^A				
PANTI-15	Cabo Legoupil	Grupo Península Trinidad	Lutita			+Ch				
PANTI-14	Cabo Legoupil	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X	+Ch		X		X
IR-01A	Cabo Legoupil	Grupo Península Trinidad	Lutita	X		X ^A				
IR-01B	Cabo Legoupil	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X	X ^A		X	X	X
VP-01	View Point	Grupo Península Trinidad	Conglomerado	X		X ^{Ch}			X	
VP-04A	View Point	Grupo Península Trinidad	Conglomerado	X		X ^{Ch}			X	
VP-04B	View Point	Grupo Península Trinidad	Conglomerado	X		X ^{Ch}			X	
VP-05A	View Point	Grupo Península Trinidad	Conglomerado	X		X ^{Ch}			X	
VP-05B	View Point	Grupo Península Trinidad	Conglomerado	X		X ^{Ch}			X	
PANTI-2-01	Bahía Bone	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X	X ^A		X	X	X
PANTI-2-02	Bahía Bone	Grupo Península Trinidad	Lutita			X ^A				
PANTI-24	Punta Spring	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X					X
PANTI-26	Punta Spring	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X			X		X
PANTI-25	Punta Spring	Grupo Península Trinidad	Lutita			+Ch				
PANTI-28	Punta Spring	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X					
PANTI-27	Punta Spring	Grupo Península Trinidad	Lutita			X ^{Ch}				
AA0842	Bahía Wilhelmina	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X	X ^A	X	X	X	
AA0843	Bahía Wilhelmina	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X	X ^{Ch}		X	X	X
PB-02	Bahía Paraíso	Grupo Península Trinidad	Lutita	X		X ^A				
PANTI-22	Bahía Paraíso	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X	+Ch		X	X	X
PANTI-29	Bahía Paraíso	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X					
PANTI-20	Bahía Paraíso	Grupo Península Trinidad	Arenisca	+	X	+Ch	X	X	X	X

PB-08A	Bahía Paraíso	Grupo Península Trinidad	Arenisca	X	X				
PANTI-19	Bahía Paraíso	Grupo Península Trinidad	Lutita			+ ^{Ch}			
PB-07	Bahía Paraíso	Grupo Península Trinidad	Limolita	X		X ^A			
PB-06	Bahía Paraíso	Grupo Península Trinidad	Limolita	X		X ^A			
PB-03	Bahía Paraíso	Grupo Península Trinidad	Lutita	X		X ^A			
DSOL-20	Isla Desolación	Complejo Duque de York	Arenisca	Q	Q	Q ^A			X
DSOL-16	Isla Desolación	Complejo Duque de York	Arenisca	Q	Q	Q ^A	X		
FO0204	Isla Desolación	Complejo Duque de York	Arenisca	Q	Q	Q ^A			X
DY998	Isla Duque de York	Complejo Duque de York	Arenisca	Q	Q	Q ^A			X
DY9910-A	Isla Duque de York	Complejo Duque de York	Arenisca	Q	Q	Q ^A			X
FO0074	Isla Ramírez	Complejo Duque de York	Arenisca	Q	Q	Q ^A			X
FO0422	Isla Madre de Dios	Complejo Duque de York	Arenisca	Q	Q	Q ^A			X

Crt: cortes transparentes, **C.M:** conteos modales, **Gq:** geoquímica de elementos mayores y trazas, **Circ:** dataciones U-Pb en circones detríticos, **Cat:** catodoluminiscencia de cuarzos detríticos, **Isot:** isotopía Sm-Nd y Rb-Sr, **Grt:** geoquímica de granates detríticos. Las **X** negras simbolizan los análisis realizados en este estudio, las **+** verdes fueron extraídas de Castillo (2008) y las **Q** rojas de Quezada (2010). Para la geoquímica, ^A simboliza las muestras enviadas al laboratorio ACME en Canadá y ^{Ch}, son las muestras enviadas al Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Anexo 2: Descripción de muestras.

Clastos de Conglomerado

<p>Muestra: VP-01</p>	<p>Tonalita</p>
	<p>Textura: Holocristalina, equigranular, fanerítica, de grano medio a grueso. Hipidiomórfica, con plagioclasas subhedrales y cuarzos anhedrales.</p>
	<p>Composición: Cuarzo (42%): 3 a 5 mm, anhedrales, extinción ondulosa. Plagioclasa (40%): 2 a 5 mm, subhedrales, tabulares, con macla polisintética. Biotita (10%): 1 a 4 mm, subhedrales. Feldespato potásico (5%): 2 a 5 mm, subhedrales. Anfíbola (2%): 2 a 4 mm, subhedrales. Otros (<1%): Circón, titanita.</p>
	<p>Minerales secundarios: Sericita, alterando a los feldespatos; Clorita, muy poco, alterando a las biotitas.</p>
<p>Muestra: VP-04A (grano fino)</p>	<p>Tonalita</p>
	<p>Textura: Holocristalina, equigranular, fanerítica, de grano fino, aplítica. Hipidiomórfica con plagioclasas subhedrales y cuarzos anhedrales.</p>
	<p>Composición: Cuarzo (43%): 1 a 2,5 mm. Anhedrales, algunos con extinción ondulosa. Plagioclasa (42%): 0,7 a 2 mm. Subhedrales, tabulares, con macla polisintética. Biotitas (11%): 0,25 a 0,4 mm. Subhedrales. Anfíbolos (2%): 1 mm. Subhedrales. Feldespato potásico (<2%) 0,5 a 2 mm. Anhedrales. Otros (>1%): Titanita, circón.</p>
	<p>Minerales secundarios: Sericita, alterando a los feldespatos; clorita, alterando a las biotitas y anfíbolos.</p>

Muestra: VP-04B (grano grueso)	Granodiorita
	<p>Textura: Holocristalina, equigranular, fanerítica, de grano medio a grueso, algunas aplitas. Hipidiomórfica con plagioclasas subhedrales y cuarzos anhedrales.</p> <p>Composición Cuarzo (35%): 2 a 6 mm. Anhedrales, con extinción ondulosa. Plagioclasa (35%): 2 a 6 mm de largo. Subhedrales, tabulares, con macla polintética. Feldespatos potásicos (15%): 2 a 5 mm. Anhedrales a subhedrales. Biotitas alteradas a clorita (12%): 1,5 a 5 mm. Subhedrales. Anfíbola(2%): 1 a 3 mm. Subhedrales. Otros (>1%): Minerales opacos cúbicos, circón.</p> <p>Minerales secundarios: Sericita, alterando a feldespatos; clorita, alterando a anfíbolos y a biotitas.</p>
Muestra: VP-05	Tonalita
	<p>Textura: Holocristalina, equigranular, fanerítica, de grano fino. Hipidiomórfica con cristales de plagioclasas subhedrales y cuarzos anhedrales. Aplítico.</p> <p>Composición: Plagioclasa (44%): 0,5 a 1,5 mm. Subhedrales, tabulares, con macla polisintética. Cuarzo (40%): 0,5 a 1,5 mm. Anhedrales, algunos con extinción ondulosa. Biotitas (11%): 0,25 a 0,4 mm. Subhedrales. Anfíbolos (2%): 1 mm. Subhedrales. Feldespato potásico (<2%) 0,5 a 2 mm. Anhedrales. Otros (>1%): Apatito.</p> <p>Minerales secundarios: Sericita, alterando feldespatos; clorita, alterando biotitas y anfíbolos.</p>

Muestra: VP-05B	Tonalita
	<p>Textura: Holocristalina, equigranular, fanerítica, de grano medio. Hipidiomórfica, con cristales de plagioclasa subhedrales y cuarzos anhedrales. Aplítico.</p>
	<p>Composición:</p> <p>Cuarzo (44%): 1 a 5 mm. Anhedral con extinción angulosa.</p> <p>Plagioclasa (39%): 1 a 5 mm, subhedrales con macla Inintética.</p> <p>Micas blancas (7%) 0,25 mm. Subhedrales.</p> <p>Granate (5%): 0,5 a 2 mm. Anhedrales, en cúmulos, asociado a micas blancas.</p> <p>Anfíbolos (2%): 2 mm. Subhedrales.</p> <p>Feldespato potásico (2%): 3 mm. Anhedrales a subhedrales.</p> <p>Otros (>1%): Apatito, titanita, circón.</p>
	<p>Minerales secundarios:</p> <p>Sericita, alterando a feldespatos y asociada con granates. Clorita, alterando micas, granates y anfíbolos.</p>

Anexo 3: Resultados U-Pb SHRIMP.

Muestra PANTI-06

Grain. spot	U ppm	Th ppm	Th/U	²⁰⁶ Pb* ppm	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Razones totales				Razones Radiogénicas				Edad (Ma)							
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	% Disc	
1,1	346	121	0,35	13	0,000195	0,12	23,544	0,29	0,0525	0,0008	0,0424	0,0005					268	3				
3,1	121	101	0,84	5	0,000458	0,05	21,756	0,33	0,0525	0,0013	0,0459	0,0007					290	4				
4,1	201	132	0,66	7	0,000080	<0.01	23,210	0,32	0,0508	0,0011	0,0431	0,0006					272	4				
5,1	236	136	0,57	9	0,000103	0,04	23,639	0,31	0,0519	0,0010	0,0423	0,0006					267	3				
6,1	695	184	0,26	26	0,000002	<0.01	23,101	0,26	0,0516	0,0006	0,0433	0,0005					273	3				
7,1	531	373	0,70	20	0,000328	0,32	22,511	0,26	0,0544	0,0007	0,0443	0,0005					279	3				
8,1	988	74	0,07	71	0,000071	0,10	12,005	0,13	0,0584	0,0004	0,0832	0,0009					515	5				
9,1	330	124	0,38	27	0,000625	1,56	10,623	0,12	0,0718	0,0010	0,0927	0,0011					571	6				
10,1	125	55	0,44	5	0,000131	0,15	23,199	0,35	0,0529	0,0013	0,0430	0,0007					272	4				
11,1	149	115	0,77	5	0,000029	0,03	24,347	0,35	0,0516	0,0013	0,0411	0,0006					259	4				
13,1	590	11	0,02	36	0,000018	0,08	14,020	0,15	0,0564	0,0005	0,0713	0,0008					444	5				
14,1	70	65	0,92	2	-	0,21	24,067	0,44	0,0532	0,0019	0,0415	0,0008					262	5				
15,1	517	464	0,90	19	0,000068	0,04	23,759	0,27	0,0518	0,0007	0,0421	0,0005					266	3				
16,1	415	97	0,23	81	-0,000006	<0.01	4,380	0,048	0,0858	0,0005	0,2283	0,0025	2,704	0,033	0,0859	0,0005	1326	13	1336	10	1	
17,1	397	46	0,12	27	0,000038	<0.01	12,853	0,15	0,0559	0,0006	0,0779	0,0009					483	5				
19,1	190	84	0,44	15	0,000092	<0.01	10,744	0,14	0,0579	0,0013	0,0932	0,0012					575	7				
20,1	43	48	1,11	3	0,001423	1,66	13,665	0,27	0,0694	0,0021	0,0720	0,0015					448	9				
21,1	453	468	1,03	23	0,000013	0,02	17,163	0,20	0,0540	0,0007	0,0583	0,0007					365	4				
22,1	622	50	0,08	23	0,000024	0,03	22,733	0,26	0,0521	0,0006	0,0440	0,0005					277	3				
23,1	159	17	0,11	10	0,000002	0,12	13,091	0,18	0,0576	0,0010	0,0763	0,0011					474	6				
24,1	55	38	0,70	3	-	0,07	15,732	0,30	0,0552	0,0018	0,0635	0,0012					397	7				
25,1	1235	128	0,10	134	0,000084	0,15	7,897	0,082	0,0672	0,0011	0,1264	0,0013	1,150	0,023	0,0660	0,0011	768	7	806	35	5	
26,1	668	437	0,65	25	0,000327	0,53	23,062	0,26	0,0559	0,0006	0,0431	0,0005					272	3				
27,1	457	73	0,16	16	0,000156	<0.01	23,838	0,28	0,0514	0,0007	0,0420	0,0005					265	3				
28,1	289	158	0,54	11	-	0,01	23,163	0,29	0,0518	0,0009	0,0432	0,0006					272	3				
29,1	116	228	1,97	17	0,000179	0,30	5,713	0,075	0,0739	0,0009	0,1745	0,0023	1,716	0,040	0,0713	0,0014	1037	13	967	39	-7	
30,1	373	135	0,36	25	0,000108	0,02	13,022	0,15	0,0568	0,0006	0,0768	0,0009					477	5				
31,1	347	178	0,51	13	-	<0.01	22,439	0,27	0,0515	0,0008	0,0446	0,0005					281	3				
32,1	224	90	0,40	13	0,000121	0,17	14,350	0,18	0,0569	0,0008	0,0696	0,0009					434	5				
33,1	478	224	0,47	18	0,000047	0,16	22,481	0,26	0,0531	0,0007	0,0444	0,0005					280	3				

43,1	560	455	0,81	20	0,000080	0,20	23,709	0,27	0,0532	0,0007	0,0421	0,0005							266	3				
44,1	742	102	0,14	54	0,000074	0,08	11,800	0,13	0,0585	0,0004	0,0847	0,0009							524	6				
45,1	179	136	0,76	14	0,000006	<0.01	10,640	0,14	0,0585	0,0009	0,0941	0,0012							580	7				
46,1	299	147	0,49	19	0,000006	0,13	13,413	0,16	0,0574	0,0008	0,0745	0,0009							463	6				
47,1	957	56	0,06	79	-	<0.01	10,469	0,11	0,0596	0,0003	0,0955	0,0010							588	6				
48,1	102	69	0,67	7	0,000183	0,02	12,670	0,19	0,0571	0,0012	0,0789	0,0012							490	7				
49,1	377	79	0,21	58	0,000019	0,03	5,543	0,062	0,0746	0,0005	0,1804	0,0020	1,849	0,025	0,074	0,001	1069	11	1052	15	-2			
50,1	100	48	0,48	4	0,001907	2,85	20,611	0,35	0,0752	0,0020	0,0471	0,0008							297	5				
51,1	164	92	0,56	6	-	0,16	23,919	0,34	0,0528	0,0012	0,0417	0,0006							264	4				
52,1	253	131	0,52	9	0,000006	-0,08	23,691	0,31	0,0510	0,0010	0,0422	0,0006							267	3				
53,1	1811	77	0,04	117	-	<0.01	13,282	0,14	0,0564	0,0003	0,0753	0,0008							468	5				
54,1	811	134	0,16	29	0,000642	1,35	24,173	0,27	0,0622	0,0015	0,0408	0,0005							258	3				
55,1	997	351	0,35	148	-	<0.01	5,765	0,060	0,0738	0,0003	0,1735	0,0018	1,765	0,020	0,074	0,000	1031	10	1036	8	0			
56,1	405	27	0,07	29	0,000209	0,24	11,922	0,14	0,0596	0,0007	0,0837	0,0010							518	6				
57,1	1034	762	0,74	43	0,000035	<0.01	20,791	0,23	0,0522	0,0005	0,0481	0,0005							303	3				
58,1	67	54	0,81	14	0,000151	0,25	4,125	0,061	0,0894	0,0011	0,2418	0,0036	2,910	0,074	0,087	0,002	1396	19	1367	40	-2			
59,1	303	207	0,68	12	-	<0.01	22,180	0,28	0,0514	0,0019	0,0451	0,0006							284	4				
60,1	310	102	0,33	78	0,000108	0,17	3,435	0,038	0,1100	0,0005	0,2906	0,0032	4,348	0,055	0,109	0,001	1644	16	1775	11	7			

Muestra PANTI-20

Grain. spot	U ppm	Th ppm	Th/U	²⁰⁶ Pb* ppm	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Razones totales				Razones Radiogénicas				Edad (Ma)									
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	% Disc							
1,1	139	111	0,79	5	-	<0.01	22,636	0,34	0,0512	0,0019	0,0442	0,0007					279	4						
2,1	240	96	0,40	10	0,000178	0,11	21,392	0,28	0,0531	0,0010	0,0467	0,0006							294	4				
3,1	498	371	0,74	20	0,000060	<0.01	21,606	0,25	0,0507	0,0006	0,0464	0,0005							292	3				
4,1	311	152	0,49	20	0,000044	0,26	13,055	0,15	0,0587	0,0007	0,0764	0,0009							475	5				
5,1	97	54	0,55	4	0,000192	<0.01	21,694	0,35	0,0519	0,0015	0,0461	0,0008							291	5				
6,1	167	299	1,80	6	0,000193	0,14	22,304	0,32	0,0531	0,0012	0,0448	0,0006							282	4				
7,1	196	109	0,56	8	0,000042	<0.01	21,761	0,29	0,0517	0,0011	0,0460	0,0006							290	4				
8,1	219	229	1,05	8	0,000043	<0.01	22,302	0,30	0,0518	0,0010	0,0448	0,0006							283	4				
9,1	354	225	0,64	13	0,000093	<0.01	22,702	0,28	0,0516	0,0008	0,0441	0,0005							278	3				
10,1	288	156	0,54	11	0,000050	<0.01	22,187	0,28	0,0504	0,0009	0,0452	0,0006							285	4				
11,1	183	84	0,46	16	0,000121	0,36	9,784	0,12	0,0636	0,0027	0,1018	0,0013							625	8				
12,1	389	385	0,99	14	0,000056	0,09	24,722	0,30	0,0520	0,0008	0,0404	0,0005							255	3				
13,1	551	248	0,45	28	0,000050	0,13	16,914	0,19	0,0550	0,0006	0,0590	0,0007							370	4				

14,1	629	512	0,81	24	-	<0.01	22,855	0,26	0,0517	0,0006	0,0438	0,0005	276	3
15,1	101	66	0,65	4	0,000376	<0.01	22,031	0,36	0,0502	0,0015	0,0455	0,0007	287	5
16,1	325	163	0,50	20	-	0,03	13,743	0,16	0,0563	0,0007	0,0727	0,0009	453	5
17,1	163	156	0,96	14	0,000077	<0.01	10,335	0,13	0,0562	0,0008	0,0972	0,0013	598	7
18,1	207	122	0,59	8	-	0,19	23,402	0,31	0,0532	0,0014	0,0426	0,0006	269	4
19,1	120	65	0,54	4	0,000378	<0.01	23,359	0,36	0,0513	0,0014	0,0428	0,0007	270	4
20,1	267	70	0,26	18	0,000026	<0.01	12,976	0,16	0,0566	0,0007	0,0771	0,0009	479	6
21,1	128	21	0,16	10	0,000097	0,04	11,521	0,16	0,0585	0,0010	0,0868	0,0012	536	7
22,1	269	291	1,08	10	0,000099	<0.01	22,406	0,29	0,0515	0,0012	0,0447	0,0006	282	4
23,1	177	182	1,03	7	-	<0.01	22,420	0,31	0,0517	0,0011	0,0446	0,0006	281	4
24,1	87	54	0,63	3	0,000670	<0.01	22,564	0,39	0,0479	0,0016	0,0445	0,0008	281	5
25,1	101	49	0,48	4	-	<0.01	22,203	0,36	0,0495	0,0015	0,0452	0,0007	285	5
26,1	141	91	0,64	5	0,000393	0,46	22,653	0,34	0,0555	0,0014	0,0439	0,0007	277	4
27,1	219	120	0,55	9	0,000068	0,03	22,029	0,30	0,0523	0,0011	0,0454	0,0006	286	4
28,1	127	84	0,66	5	-	0,16	22,233	0,34	0,0532	0,0014	0,0449	0,0007	283	4
29,1	87	97	1,12	3	0,001161	<0.01	22,403	0,39	0,0513	0,0016	0,0447	0,0008	282	5
30,1	226	277	1,22	9	-	<0.01	22,449	0,30	0,0507	0,0010	0,0446	0,0006	281	4
31,1	211	183	0,87	8	-	<0.01	22,235	0,30	0,0512	0,0010	0,0450	0,0006	284	4
32,1	120	76	0,64	5	0,000316	0,19	22,552	0,36	0,0534	0,0015	0,0443	0,0007	279	4
33,1	185	191	1,03	7	0,000050	0,09	23,278	0,33	0,0524	0,0012	0,0429	0,0006	271	4
34,1	114	37	0,32	5	0,000967	1,61	20,237	0,32	0,0654	0,0016	0,0486	0,0008	306	5
35,1	466	554	1,19	17	0,000046	0,08	23,144	0,27	0,0524	0,0007	0,0432	0,0005	272	3
36,1	282	200	0,71	12	0,007051	12,89	20,699	0,26	0,1549	0,0044	0,0421	0,0006	266	4
37,1	73	55	0,75	3	-	0,14	23,774	0,45	0,0527	0,0019	0,0420	0,0008	265	5
38,1	242	90	0,37	9	0,000154	0,44	22,107	0,29	0,0555	0,0010	0,0450	0,0006	284	4
39,1	251	288	1,15	9	0,000698	1,10	23,393	0,31	0,0604	0,0011	0,0423	0,0006	267	3
40,1	284	252	0,89	11	0,002210	4,36	22,868	0,29	0,0865	0,0013	0,0418	0,0005	264	3
41,1	98	81	0,83	4	0,000047	0,12	22,248	0,37	0,0529	0,0016	0,0449	0,0008	283	5
42,1	120	78	0,65	4	0,000497	<0.01	23,386	0,37	0,0511	0,0015	0,0428	0,0007	270	4
43,1	259	188	0,73	10	-	-0,19	22,607	0,29	0,0503	0,0010	0,0443	0,0006	280	4
44,1	352	108	0,31	23	0,000114	<0.01	13,337	0,16	0,0563	0,0007	0,0750	0,0009	466	5
45,1	237	157	0,66	9	0,000050	0,18	21,785	0,29	0,0536	0,0010	0,0458	0,0006	289	4
46,1	310	146	0,47	12	-	<0.01	22,587	0,29	0,0472	0,0008	0,0445	0,0006	281	4
47,1	724	1090	1,51	27	-	<0.01	23,031	0,26	0,0517	0,0006	0,0434	0,0005	274	3
48,1	168	119	0,71	9	0,000032	<0.01	16,453	0,22	0,0539	0,0012	0,0608	0,0008	380	5
49,1	207	138	0,66	8	0,000127	0,26	23,197	0,32	0,0538	0,0016	0,0430	0,0006	271	4
50,1	230	142	0,62	9	0,000058	0,02	23,153	0,31	0,0519	0,0011	0,0432	0,0006	273	4

51,1	388	224	0,58	15	-	<0.01	22,666	0,27	0,0516	0,0008	0,0441	0,0005	278	3
52,1	375	140	0,37	32	-	1,29	10,137	0,12	0,0704	0,0027	0,0974	0,0012	599	7
53,1	159	105	0,66	6	0,000855	0,98	22,071	0,32	0,0598	0,0013	0,0449	0,0007	283	4
54,1	295	181	0,61	11	0,000022	<0.01	22,364	0,29	0,0508	0,0009	0,0448	0,0006	282	4
55,1	348	206	0,59	13	0,000136	<0.01	22,517	0,28	0,0513	0,0008	0,0444	0,0006	280	3
56,1	154	102	0,66	6	0,000166	<0.01	22,398	0,33	0,0506	0,0013	0,0447	0,0007	282	4
57,1	607	368	0,61	23	0,000116	<0.01	22,362	0,26	0,0514	0,0006	0,0447	0,0005	282	3
58,1	119	103	0,86	4	0,001910	1,66	23,652	0,37	0,0648	0,0016	0,0416	0,0007	263	4
59,1	286	315	1,10	15	0,000263	0,61	16,811	0,21	0,0589	0,0009	0,0591	0,0007	370	5
60,1	141	102	0,72	5	-	<0.01	23,404	0,35	0,0513	0,0013	0,0427	0,0006	270	4

Muestra AA0842

Grain. spot	U ppm	Th ppm	Th/U	²⁰⁶ Pb* ppm	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Razones totales				Razones Radiogénicas				Edad (Ma)						
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	% Disc
1,1	516	280	0,54	18	0,000098	0,06	25,024	0,271	0,0518	0,0006	0,0399	0,0004	252	3							
2,1	180	81	0,45	6	-	0,08	24,768	0,299	0,0519	0,0010	0,0403	0,0005	255	3							
3,1	191	155	0,81	7	-	0,07	24,202	0,301	0,0520	0,0011	0,0413	0,0005	261	3							
4,1	782	11	0,01	29	0,000053	<0.01	23,540	0,252	0,0515	0,0005	0,0425	0,0005	268	3							
5,1	388	425	1,09	14	0,000340	0,12	23,195	0,261	0,0526	0,0008	0,0431	0,0005	272	3							
6,1	194	93	0,48	7	0,000183	0,05	22,685	0,280	0,0522	0,0011	0,0441	0,0006	278	3							
7,1	184	75	0,41	7	0,000033	<0.01	23,095	0,289	0,0511	0,0011	0,0433	0,0005	273	3							
8,1	73	51	0,70	3	-	0,36	24,570	0,598	0,0542	0,0018	0,0406	0,0010	256	6							
9,1	349	92	0,26	22	0,000031	0,17	13,680	0,151	0,0575	0,0006	0,0730	0,0008	454	5							
10,1	188	169	0,90	7	-	<0.01	24,359	0,303	0,0511	0,0011	0,0411	0,0005	259	3							
11,1	253	128	0,50	16	-	<0.01	13,676	0,156	0,0554	0,0008	0,0732	0,0009	455	5							
12,1	285	97	0,34	42	0,000014	0,02	5,899	0,065	0,0723	0,0005	0,1696	0,0020	1,706	0,038	0,0730	0,0011	1010	11	1013	29	0
13,1	362	140	0,39	13	0,000060	0,06	23,995	0,273	0,0520	0,0008	0,0416	0,0005	263	3							
14,1	2445	2	0,00	86	-	0,04	24,533	0,252	0,0517	0,0003	0,0407	0,0004	257	3							
15,1	117	24	0,20	7	0,000068	0,02	14,109	0,179	0,0559	0,0011	0,0709	0,0009	441	6							
16,1	472	91	0,19	39	0,000023	0,14	10,488	0,116	0,0607	0,0005	0,0952	0,0011	586	6							
17,1	1578	34	0,02	118	-	0,18	11,460	0,118	0,0597	0,0003	0,0871	0,0009	538	5							
18,1	380	129	0,34	14	0,000093	<0.01	23,925	0,270	0,0507	0,0008	0,0418	0,0005	264	3							
19,1	264	54	0,20	35	0,000183	0,31	6,545	0,075	0,0732	0,0006	0,1523	0,0018	1,481	0,028	0,0705	0,0011	914	10	944	31	3
20,1	65	27	0,42	10	-	<0.01	5,805	0,085	0,0738	0,0011	0,1724	0,0025	1,766	0,038	0,0743	0,0012	1025	14	1050	32	2
21,1	242	141	0,58	9	0,000053	-0,03	24,240	0,306	0,0512	0,0010	0,0413	0,0005	261	3							

21,2	355	230	0,65	13	-	<0.01	23,956	0,274	0,0506	0,0008	0,0418	0,0005							264	3				
23,1	108	84	0,78	16	-	<0.01	5,719	0,075	0,0730	0,0009	0,1748	0,0023	1,760	0,032	0,0730	0,0009			1039	13	1014	25	-2	
24,1	169	100	0,59	7	0,000083	0,03	22,045	0,298	0,0523	0,0012	0,0453	0,0006							286	4				
25,1	3861	406	0,11	136	-	<0.01	24,371	0,249	0,0512	0,0003	0,0410	0,0004							259	3				
26,1	225	102	0,45	8	-	<0.01	23,263	0,282	0,0513	0,0010	0,0430	0,0005							271	3				
27,1	284	114	0,40	16	-	0,15	15,364	0,176	0,0561	0,0008	0,0650	0,0008							406	5				
28,1	259	224	0,87	10	0,000050	-0,18	23,086	0,276	0,0503	0,0009	0,0434	0,0005							274	3				
29,1	218	159	0,73	8	0,000128	0,01	24,577	0,302	0,0515	0,0011	0,0407	0,0005							257	3				
30,1	1642	329	0,20	57	-	0,04	24,821	0,258	0,0516	0,0004	0,0403	0,0004							255	3				
31,1	199	113	0,57	7	0,000116	<0.01	23,797	0,308	0,0509	0,0011	0,0421	0,0006							266	3				
32,1	339	46	0,14	12	0,000226	<0.01	23,760	0,273	0,0514	0,0008	0,0421	0,0005							266	3				
33,1	125	58	0,46	9	0,000058	<0.01	12,185	0,156	0,0574	0,0011	0,0821	0,0011							509	6				
34,1	109	59	0,55	4	0,000348	0,23	23,261	0,326	0,0535	0,0015	0,0429	0,0006							271	4				
35,1	345	162	0,47	13	0,000033	<0.01	22,265	0,257	0,0504	0,0008	0,0450	0,0005							284	3				
36,1	595	27	0,05	35	0,000011	<0.01	14,593	0,156	0,0551	0,0005	0,0686	0,0007							427	4				
37,1	105	73	0,69	4	0,000197	0,15	22,857	0,331	0,0530	0,0016	0,0437	0,0006							276	4				
38,1	143	85	0,59	5	0,000037	0,21	22,394	0,294	0,0536	0,0013	0,0446	0,0006							281	4				
39,1	210	188	0,90	8	0,000121	0,13	23,269	0,286	0,0527	0,0011	0,0429	0,0005							271	3				
40,1	373	145	0,39	14	0,000059	0,05	23,602	0,271	0,0520	0,0008	0,0423	0,0005							267	3				
41,1	154	118	0,77	5	0,000025	<0.01	25,662	0,344	0,0487	0,0013	0,0391	0,0005							247	3				
42,1	308	369	1,20	10	-	0,09	25,443	0,301	0,0519	0,0010	0,0393	0,0005							248	3				
43,1	698	370	0,53	52	0,000062	0,04	11,608	0,125	0,0584	0,0004	0,0861	0,0009							533	6				
44,1	61	50	0,81	2	0,000431	<0.01	23,963	0,400	0,0495	0,0020	0,0418	0,0007							264	4				
45,1	310	18	0,06	22	0,000008	0,37	12,249	0,293	0,0603	0,0017	0,0813	0,0020							504	12				
46,1	140	71	0,51	5	0,000266	<0.01	24,238	0,325	0,0502	0,0014	0,0413	0,0006							261	3				
47,1	272	74	0,27	10	0,000003	0,05	22,526	0,386	0,0523	0,0010	0,0444	0,0008							280	5				
48,1	1015	231	0,23	38	-	0,05	23,232	0,246	0,0521	0,0005	0,0430	0,0005							272	3				
49,1	179	89	0,50	6	0,000135	0,26	23,738	0,301	0,0536	0,0012	0,0420	0,0005							265	3				
50,1	71	47	0,67	3	0,000479	0,47	22,979	0,388	0,0555	0,0019	0,0433	0,0007							273	5				
51,1	120	94	0,78	4	0,000258	<0.01	23,857	0,326	0,0502	0,0014	0,0420	0,0006							265	4				
52,1	163	116	0,71	53	-	<0.01	2,659	0,031	0,1239	0,0007	0,3763	0,0043	6,445	0,083	0,1242	0,0007			2059	20	2018	10	-2	
53,1	130	92	0,71	5	-	<0.01	24,388	0,331	0,0504	0,0014	0,0411	0,0006							259	4				
54,1	298	207	0,69	11	-	<0.01	23,637	0,276	0,0509	0,0009	0,0423	0,0005							267	3				
55,1	115	83	0,73	4	0,000147	<0.01	24,000	0,335	0,0505	0,0015	0,0417	0,0006							263	4				
56,1	345	44	0,13	22	0,000049	0,07	13,402	0,150	0,0569	0,0007	0,0746	0,0009							464	5				
57,1	581	33	0,06	20	0,000204	0,09	25,012	0,274	0,0520	0,0007	0,0399	0,0004							252	3				
58,1	141	63	0,45	5	0,000264	<0.01	22,673	0,299	0,0512	0,0013	0,0441	0,0006							278	4				

59,1	589	156	0,26	45	-	0,16	11,364	0,122	0,0597	0,0005	0,0879	0,0010	543	6
60,1	163	73	0,45	9	0,000072	<0.01	15,856	0,195	0,0535	0,0010	0,0632	0,0008	395	5
61,1	595	272	0,46	22	0,000249	0,44	23,331	0,255	0,0552	0,0007	0,0427	0,0005	269	3
62,1	235	160	0,68	8	0,000136	<0.01	23,715	0,297	0,0509	0,0011	0,0422	0,0005	266	3
63,1	260	86	0,33	9	0,000118	0,05	25,253	0,305	0,0516	0,0010	0,0396	0,0005	250	3
64,1	125	52	0,42	8	-	<0.01	12,729	0,175	0,0569	0,0012	0,0786	0,0011	488	7
65,1	55	27	0,48	2	0,000587	0,36	23,619	0,396	0,0545	0,0021	0,0422	0,0007	266	4
66,1	383	331	0,86	14	0,000063	0,02	23,378	0,268	0,0518	0,0008	0,0428	0,0005	270	3
67,1	228	25	0,11	18	0,000198	1,22	11,007	0,138	0,0686	0,0010	0,0897	0,0012	554	7
68,1	81	70	0,86	3	0,000199	<0.01	24,266	0,378	0,0507	0,0018	0,0412	0,0007	261	4
69,1	517	100	0,19	25	0,000151	0,16	17,588	0,199	0,0550	0,0015	0,0568	0,0007	356	4
70,1	158	95	0,60	6	0,000238	0,54	23,659	0,304	0,0559	0,0013	0,0420	0,0005	265	3

Muestra DESOL-16

Grain. spot	U ppm	Th ppm	Th/U	²⁰⁶ Pb* ppm	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f ₂₀₆ %	Razones totales				Razones Radiogénicas				Edad (Ma)		
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	% Disc
1,1	369	43	0,12	24	0,000079	0,12	13,371	0,148	0,0573	0,0006	0,0747	0,0008	464	5			
2,1	115	99	0,87	4	0,000176	0,12	22,780	0,322	0,0528	0,0013	0,0438	0,0006	277	4			
3,1	459	48	0,10	46	0,000032	0,60	8,515	0,094	0,0680	0,0005	0,1167	0,0013	712	8			
4,1	344	66	0,19	23	0,000219	0,05	12,614	0,142	0,0574	0,0006	0,0792	0,0009	492	5			
5,1	146	59	0,40	6	0,000235	0,11	21,494	0,288	0,0530	0,0011	0,0465	0,0006	293	4			
6,1	719	391	0,54	47	0,000022	0,02	13,044	0,138	0,0568	0,0004	0,0766	0,0008	476	5			
7,1	123	61	0,50	5	0,000622	0,29	21,403	0,323	0,0546	0,0014	0,0466	0,0007	294	4			
8,1	280	147	0,53	12	0,000192	0,05	20,587	0,256	0,0529	0,0009	0,0485	0,0006	306	4			
9,1	235	118	0,50	16	0,000116	<0.01	12,880	0,158	0,0567	0,0008	0,0777	0,0010	482	6			
10,1	416	405	0,97	27	0,000022	0,16	13,268	0,150	0,0577	0,0006	0,0753	0,0009	468	5			
11,1	745	514	0,69	26	-	0,18	24,187	0,266	0,0529	0,0006	0,0413	0,0005	261	3			
12,1	212	55	0,26	14	0,000160	0,19	12,596	0,157	0,0585	0,0009	0,0792	0,0010	492	6			
13,1	360	168	0,47	24	0,000122	0,08	12,934	0,150	0,0573	0,0007	0,0773	0,0009	480	5			
14,1	847	513	0,61	32	0,000087	0,08	22,814	0,249	0,0524	0,0006	0,0438	0,0005	276	3			
15,1	205	81	0,40	13	0,000059	0,11	13,631	0,172	0,0570	0,0009	0,0733	0,0009	456	6			
16,1	269	67	0,25	12	0,002035	2,68	19,483	0,246	0,0742	0,0037	0,0500	0,0007	314	4			
17,1	121	41	0,34	5	0,000264	<0.01	21,270	0,326	0,0520	0,0015	0,0470	0,0007	296	5			
18,1	1345	790	0,59	53	-	0,05	21,915	0,233	0,0524	0,0005	0,0456	0,0005	288	3			
19,1	1035	60	0,06	60	-	<0.01	14,695	0,157	0,0550	0,0004	0,0681	0,0007	425	4			
20,1	232	61	0,26	14	0,000336	1,40	14,133	0,283	0,0669	0,0048	0,0698	0,0015	435	9			
21,1	565	60	0,11	90	0,000082	0,14	5,381	0,059	0,0892	0,0010	0,1856	0,0020	1097	11	1383	22	21

22,1	417	259	0,62	28	0,000068	<0.01	12,912	0,151	0,0566	0,0007	0,0775	0,0009											481	5
23,1	111	158	1,43	4	0,000639	0,22	21,741	0,361	0,0538	0,0017	0,0459	0,0008											289	5
24,1	499	356	0,71	19	0,000062	0,24	22,766	0,266	0,0537	0,0008	0,0438	0,0005											276	3
24,2	2362	392	0,17	89	-	0,01	22,878	0,237	0,0519	0,0004	0,0437	0,0005											276	3
25,1	147	113	0,77	62	0,000034	0,05	2,056	0,026	0,1754	0,0008	0,4862	0,0062	11,730	0,1598	0,1750	0,0009	2554	27	2606	8	2			
26,1	215	49	0,23	14	0,000132	<0.01	13,233	0,168	0,0559	0,0009	0,0756	0,0010											470	6
27,1	63	33	0,52	13	0,000138	0,23	4,211	0,067	0,0902	0,0012	0,2369	0,0038	2,8821	0,0715	0,0882	0,0017	1371	20	1387	37	1			
28,1	289	155	0,54	11	0,000052	0,12	23,215	0,295	0,0526	0,0010	0,0430	0,0006											272	3
29,1	270	84	0,31	17	0,000039	0,09	13,432	0,166	0,0570	0,0008	0,0744	0,0009											463	6
30,1	192	40	0,21	13	0,000146	0,34	13,091	0,173	0,0592	0,0010	0,0761	0,0010											473	6
31,1	191	95	0,50	11	0,000044	0,15	15,605	0,210	0,0559	0,0011	0,0640	0,0009											400	5
32,1	787	417	0,53	52	0,000062	0,12	13,013	0,141	0,0576	0,0005	0,0768	0,0008											477	5
33,1	187	87	0,47	7	0,001896	0,27	22,080	0,314	0,0541	0,0013	0,0452	0,0007											285	4
34,1	286	207	0,72	11	0,000160	<0.01	22,332	0,286	0,0510	0,0010	0,0448	0,0006											283	4
35,1	336	226	0,67	22	-	0,12	13,170	0,163	0,0574	0,0008	0,0758	0,0010											471	6
36,1	153	84	0,55	11	0,000022	<0.01	12,194	0,170	0,0562	0,0019	0,0821	0,0012											509	7
37,1	366	39	0,11	23	0,000101	0,11	13,419	0,157	0,0572	0,0007	0,0744	0,0009											463	5
38,1	135	66	0,49	5	0,000341	0,14	24,309	0,373	0,0525	0,0015	0,0411	0,0006											260	4
39,1	722	275	0,38	38	0,000058	0,02	16,262	0,179	0,0545	0,0006	0,0615	0,0007											385	4
40,1	167	119	0,72	6	0,000048	0,16	23,623	0,344	0,0529	0,0014	0,0423	0,0006											267	4
41,1	2506	2961	1,18	90	0,000012	0,12	24,023	0,249	0,0524	0,0004	0,0416	0,0004											263	3
42,1	344	86	0,25	14	0,000224	<0.01	20,491	0,251	0,0523	0,0009	0,0488	0,0006											307	4
43,1	1182	229	0,19	103	0,000020	0,07	9,905	0,104	0,0610	0,0004	0,1009	0,0011											620	6
44,1	908	32	0,04	65	0,000353	0,12	11,982	0,129	0,0586	0,0005	0,0834	0,0009											516	5
45,1	120	120	1,00	17	0,000227	0,39	6,076	0,087	0,0751	0,0011	0,1639	0,0024	1,6242	0,0436	0,0719	0,0016	979	13	982	46	0			
46,1	260	151	0,58	13	0,000117	0,01	17,602	0,226	0,0537	0,0010	0,0568	0,0007											356	5
47,1	864	461	0,53	32	0,000055	0,12	23,213	0,256	0,0527	0,0006	0,0430	0,0005											272	3
48,1	505	371	0,73	19	0,000256	0,06	22,258	0,261	0,0524	0,0008	0,0449	0,0005											283	3
49,1	203	75	0,37	14	0,000124	0,01	12,528	0,164	0,0572	0,0010	0,0798	0,0011											495	6
50,1	262	74	0,28	17	0,000164	0,18	13,521	0,168	0,0576	0,0008	0,0738	0,0009											459	6
51,1	236	55	0,23	17	0,000043	0,36	11,639	0,146	0,0609	0,0009	0,0856	0,0011											530	6
52,1	4346	2889	0,66	151	0,000026	0,14	24,787	0,253	0,0524	0,0003	0,0403	0,0004											255	3
53,1	293	294	1,00	10	0,000047	0,21	25,387	0,325	0,0529	0,0010	0,0393	0,0005											249	3
54,1	301	121	0,40	18	0,000351	0,01	14,359	0,178	0,0556	0,0009	0,0696	0,0009											434	5
55,1	150	93	0,62	5	0,000122	0,76	25,765	0,394	0,0572	0,0016	0,0385	0,0006											244	4
56,1	219	142	0,65	15	0,000896	<0.01	12,938	0,169	0,0564	0,0010	0,0773	0,0010											480	6
57,1	241	293	1,22	9	0,003805	0,08	23,108	0,321	0,0523	0,0012	0,0432	0,0006											273	4
58,1	148	95	0,64	5	0,000163	0,44	24,064	0,368	0,0550	0,0015	0,0414	0,0006											261	4
59,1	100	49	0,49	8	0,000803	0,27	11,315	0,177	0,0606	0,0014	0,0881	0,0014											545	8
60,1	333	120	0,36	20	0,000025	0,15	14,614	0,176	0,0566	0,0008	0,0683	0,0008											426	5
60,2	321	135	0,42	21	0,000054	0,18	13,271	0,161	0,0578	0,0008	0,0752	0,0009											468	6

61,1	120	121	1,01	6	0,000276	<0.01	16,144	0,246	0,0544	0,0021	0,0619	0,0010									387	6
62,1	108	62	0,57	5	0,000221	0,12	18,862	0,301	0,0540	0,0015	0,0530	0,0009									333	5
63,1	651	284	0,44	24	0,000005	0,16	23,040	0,262	0,0530	0,0007	0,0433	0,0005									273	3
64,1	265	81	0,30	43	0,000118	0,20	5,304	0,063	0,0751	0,0007	0,1882	0,0023	1,9036	0,0353	0,0734	0,0010	1111	12	1024	29	-9	
65,1	286	167	0,58	10	0,000153	0,14	24,249	0,312	0,0525	0,0010	0,0412	0,0005									260	3
66,1	155	31	0,20	10	0,000177	<0.01	12,767	0,175	0,0561	0,0011	0,0784	0,0011									487	7
67,1	203	92	0,45	13	0,000128	0,40	13,485	0,177	0,0595	0,0010	0,0739	0,0010									459	6
68,1	211	136	0,64	7	0,000234	0,26	24,305	0,337	0,0535	0,0012	0,0410	0,0006									259	4
69,1	341	86	0,25	13	0,000064	0,01	22,485	0,279	0,0520	0,0009	0,0445	0,0006									280	3
70,1	93	55	0,60	4	0,000001	<0.01	21,938	0,375	0,0492	0,0017	0,0457	0,0008									288	5

Notas:

- Errores están en 1σ .
- Error en la calibración del circón de referencia Temora fue de 0,76% y 0,32% (**PANTI-06**), 0,32% (**PANTI-18**), 0,76% (**PANTI-20**), 0,60% (**AA0842**) y 0,56 (**DSOL-16**) para las sesiones analíticas.
- F206% indica el porcentaje de ^{206}Pb que es Pb común.
- Para áreas más antiguas que ~800 Ma, la corrección por Pb común fue hecha usando la razón medida $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Para áreas más jóvenes que ~800 Ma, la corrección por Pb común fue hecha utilizando las razones medida $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Siguiendo a Tera y Wasserburg (1972), como se indica en Williams (1998).
- Para %Disc. 0% indica un análisis concordante.
- En rojo se indican las edades preferidas.

Anexo 4: Geoquímica, elementos mayores y trazas.

	ARENISCAS											
	BR829	PANTI-06	PANTI-04	PANTI-03	HB-07	HB-06	HB-05	HB-03	PANTI-14	PANTI-18	IR-03B	IR-01B
SiO ₂	68,38	67,80	66,90	67,30	68,43	67,58	64,06	66,50	73,20	73,00	72,70	71,91
TiO ₂	0,54	0,60	0,55	0,52	0,56	0,66	0,67	0,64	0,47	0,37	0,44	0,42
Al ₂ O ₃	15,21	14,50	15,20	15,50	14,76	14,33	15,35	15,15	13,30	13,20	14,14	13,78
Fe ₂ O _{3(T)}	4,03	4,06	3,85	3,49	4,18	4,75	5,95	5,20	2,77	2,50	2,85	3,32
MnO	0,04	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,07	0,04	0,04	0,04	0,05
MgO	1,73	2,80	2,45	2,22	2,45	3,09	2,19	2,39	1,24	1,02	1,05	1,12
CaO	0,43	1,23	1,90	2,00	1,02	0,58	2,90	1,29	0,91	1,46	1,48	1,75
Na ₂ O	3,39	3,78	4,21	4,22	3,45	3,33	3,55	3,91	3,50	4,23	3,80	4,01
K ₂ O	3,59	2,90	2,79	2,70	2,99	2,64	2,67	2,88	2,43	2,38	2,31	2,25
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,15	0,14	0,10	0,12	0,13	0,12	0,15	0,15	0,12	0,11
PPC	2,12	1,73	1,49	1,53	1,42	1,49	0,75	0,80	1,67	1,23	0,91	0,94
TOTAL	99,58	99,60	99,55	99,68	99,42	98,63	98,30	98,95	99,68	99,58	99,83	99,66
CIA	59,75	55,57	53,15	53,45	57,82	60,41	52,29	56,02	56,98	51,99	55,27	53,01
Sc	9	10	10	10	10	11	12	11	7,7	6,7	7	8
V	76	85	83	73	92	103	121	106	57	50	58	68
Ba	659	741	638	684	831	887	693	679	712	673	603	648
Sr	245	344	353	388	283	244	392	308	347	444	381	405
Y	17	20	18	15	17	19	20	19	23	20	18	19
Zr	187	234	173	167	163	207	226	216	230	187	144	187
Cr	30	15	15	12	40	40	50	50	10	8	30	40
Co	8	9	12	6	13	11	15	11	6	7	8	8
Ni	< 20	15	16	16	< 20	< 20	< 20	< 20	11	9	< 20	< 20
Cu	< 10	8	15	10	20	20	10	10	5	8	10	10
Zn	50	58	56	55	70	60	80	70	65	29	50	< 30
Nb	10	10,9	8,8	8,06	11	10	10	11	9,55	8,11	9	8
La	30	41	31	30	36,5	45,2	39,7	36,2	41	31	30,4	33,4
Ce	56,1	86	64	61	68,8	83,1	75,1	68,7	85	68	59,9	64,7
Nd	22,1	36	29	26	26,3	31,2	28,3	26,6	38	29	24	25,6
Sm	4,1	5,47	4,4	3,99	4,9	5,6	5,2	4,9	6,32	5,25	4,7	4,9
Eu	0,98	1,3	1,18	1,02	1,18	1,06	1,1	1,08	1,33	1,27	1,04	1,02
Gd	3,3	4,46	3,54	3,06	3,8	4,3	4	3,9	4,86	4,17	3,8	4
Dy	3,1	3,81	3,33	2,71	3,3	3,7	3,6	3,5	4,26	3,99	3,4	3,7
Ho	0,6	0,68	0,68	0,52	0,6	0,7	0,7	0,7	0,84	0,73	0,6	0,7
Er	1,8	1,87	1,69	1,35	1,8	2,1	2,1	2	2,03	2	1,9	2,1
Yb	1,9	1,78	1,56	1,3	2	2,3	2,2	2,1	1,92	1,95	1,9	2,2
Lu	0,36	0,3	0,3	0,2	0,4	0,4	0,4	0,37	0,31	0,31	0,32	0,37
Hf	4,9	4,80	3,90	4,30	4,40	5,40	5,70	5,8	4,5	4,8	3,9	4,8
Th	12,1	13,7	10,2	9,0	12,8	14,6	15,0	13,3	9,91	8,94	10,1	10,8

Notas:

Óxidos en %, los otros elementos en ppm. CIA: Índice de alteración química en proporciones molares $(Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) * 100)$.

Métodos de análisis: en negro FUS-ICP, en verde FUS-MS. El laboratorio donde se enviaron las muestras se indica en el Anexo 1.

Continuación tabla: Elementos mayores y trazas.

	ARENISCAS					LUTITAS						
	PANTI-2-01	AA0842	AA 0843	PANTI-22	PANTI-20	PANTI-11	PANTI-08	PANTI-05	IR-04	PANTI-16	IR-03A	PANTI-15
SiO ₂	69,53	68,9	68,90	68,80	73,70	59,50	62,60	61,70	62,51	60,00	70,91	65,80
TiO ₂	0,57	0,60	0,60	0,52	0,39	0,90	0,86	0,86	0,83	0,90	0,58	0,70
Al ₂ O ₃	14,28	14,2	14,22	15,40	12,70	18,60	18,00	17,20	17,35	17,50	13,88	16,30
Fe ₂ O _{3(T)}	4,34	4,62	3,69	3,34	2,26	6,18	5,26	4,80	6,39	6,48	4,30	4,46
MnO	0,05	0,07	0,07	0,06	0,07	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,05	0,06
MgO	1,52	1,79	1,73	1,74	1,33	3,40	2,88	3,57	2,50	2,94	1,51	1,70
CaO	2,94	2,86	2,18	2,36	1,46	1,14	0,97	0,68	2,36	1,87	1,69	1,96
Na ₂ O	3,45	3,10	3,33	2,91	3,95	2,16	1,94	2,24	2,26	2,19	2,80	3,13
K ₂ O	1,87	2,51	2,05	2,52	2,26	4,01	4,04	4,85	4,24	4,54	2,23	3,33
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,26	0,21	0,16	0,21	0,19	0,21	0,19	0,22	0,16	0,26
PPC	1,41	1,74	2,81	1,79	1,28	3,26	2,89	3,41	1,77	2,75	1,49	2,08
TOTAL	100,08	100,56	99,84	99,65	99,56	99,44	99,69	99,59	100,48	99,46	99,60	99,78
CIA	52,26	53,67	54,94	56,61	52,27	65,11	65,87	62,84	54,80	57,90	57,93	56,96
Sc	10	10	11	9,8	6,7	17	16	17	16	18	9	13
V	93	100	103	66	54	145	129	127	136	143	67	93
Ba	488	693	410	901	651	810	529	1360	760	785	399	898
Sr	342	499	301	511	409	134	123	135	279	274	248	392
Y	24	25	31	24	24	32	32	26	30	32	25	33
Zr	251	244	343	228	267	164	170	160	167	129	217	226
Cr	40	60	44	13	9	38	34	23	70	40	40	20
Co	10	12	12	10	5	11	15	11	19	18	12	11
Ni	< 20	20	17	14	14	16	25	25	80	28	< 20	16
Cu	10	20	35	7	15	23	29	15	40	44	50	37
Zn	50	70		52	40	92	90	82	80	93	80	54
Nb	11	12		11,7	8,2	15,2	14,5	14	17	17,3	13	13,6
La	36,4	44,1	47	46	39	44	47	49	42,8	39	37,7	49
Ce	70,8	86,3	87	96	77	89	106	104	84	84	73,6	103
Nd	28,2	35,5	34	40	34	43	48	46	34	37	30,4	44
Sm	5,5	6,7	7,14	6,98	5,99	7,89	8,43	8,05	6,7	7,33	6	8,34
Eu	1,13	1,37	1,39	1,42	1,39	1,36	1,58	1,43	1,4	1,44	1,31	1,65
Gd	4,6	5,4	6,22	4,83	3,8	5,64	5,78	6,29	5,7	5,38	5	6,46
Dy	4,2	4,6	5,81	4,39	3,76	5,95	5,5	5,23	5,4	5,53	4,6	5,67
Ho	0,8	0,9	1,15	0,86	0,74	1,2	1,12	1,02	1,1	1	0,9	1,13
Er	2,4	2,5	2,96	2,08	1,97	3,33	2,93	2,91	3,1	2,69	2,6	2,91
Yb	2,5	2,5	2,94	2,02	1,86	3,17	2,94	2,94	3,1	2,55	2,7	2,94
Lu	0,44	0,43	0,45	0,36	0,32	0,47	0,45	0,43	0,53	0,39	0,46	0,47
Hf	6,5	6,6	7,6	4,9	4,7	4,7	4,4	4,8	4,6	4,6	6	6,3
Th	12,8	14,8		12,7	10,6	16,7	16,7	15,6	15,60	14	12,8	14

Notas:

Óxidos en %, los otros elementos en ppm. CIA: Índice de alteración química en proporciones molares (Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)*100).

Métodos de análisis: en negro FUS-ICP, en verde FUS-MS. El laboratorio donde se enviaron las muestras se indica en el Anexo 1.

Continuación tabla: Elementos mayores y trazas.

	LUTITAS									CLASTOS		
	IR-01A	PANTI-2-02	PANTI-25	PANTI-27	PB-02	PANTI-19	PB-07	PB-06	PB-03	VP 01	VP 04 A	VP 04 B
SiO ₂	62,81	58,20	57,50	62,30	56,32	58,10	56,60	61,16	59,55	74,5	75,40	77,50
TiO ₂	0,66	0,94	0,94	0,81	1,00	0,97	1,04	0,89	0,95	0,27	0,17	0,23
Al ₂ O ₃	15,99	18,99	18,40	16,80	18,62	18,00	18,49	17,98	18,00	13,6	13,30	12,16
Fe ₂ O _{3(T)}	6,23	7,55	6,60	5,26	7,36	6,71	7,45	6,39	7,40	2,4099	1,71	1,68
MnO	0,07	0,10	0,11	0,07	0,10	0,09	0,17	0,13	0,10	0,07	0,06	0,04
MgO	2,60	2,79	3,07	2,53	4,05	3,67	3,57	2,75	2,79	0,68	0,48	0,39
CaO	2,71	3,00	2,37	2,23	1,38	1,07	2,73	2,48	1,78	0,28	0,50	0,18
Na ₂ O	3,04	2,16	2,07	2,56	2,23	1,98	2,24	2,83	2,42	4,21	4,28	5,00
K ₂ O	3,01	3,63	3,91	3,48	4,28	4,20	4,08	3,13	4,39	2,17	2,34	1,78
P ₂ O ₅	0,24	0,18	0,22	0,20	0,19	0,28	1,00	0,18	0,18	0,08	0,07	0,09
PPC	1,58	3,16	4,31	3,52	3,37	4,54	3,43	2,47	2,11	1,35	1,22	0,70
TOTAL	98,95	100,70	99,50	99,76	98,90	99,61	100,79	100,39	99,67	99,60	99,53	99,75
CIA	59,49	59,48	60,63	58,27	63,27	64,87	58,60	58,89	60,06	58,12	55,92	53,71
Sc	13	18	19	16	19	19	20	17	18	7,9	3,4	2,1
V	109	163	158	126	160	142	167	142	156	62	60	59
Ba	714	654	791	850	674	652	862	904	604	410	550	510
Sr	334	517	391	389	161	96	214	316	218	271	200	97
Y	29	31	40	29	24	33	40	26	23	23	19	25
Zr	161	154	131	151	112	119	104	146	139	126	73	178
Cr	60	90	38	31	90	59	90	80	80	10	8	9
Co	17	16	18	13	24	16	22	20	20	3	3	3
Ni	20	30	22	22	30	36	30	30	30	2	2	2
Cu	< 10	30	43	34	40	10	40	< 10	< 10	14	19	4
Zn	50	120	128	95	90	89	130	140	110			
Nb	14	19	18,6	15,6	19	17,9	19	17	20			
La	35,3	40,6	47	40	36,7	39	46,5	38,3	36,1	39	20	42
Ce	69	81,9	100	87	75,9	80	92,8	77,3	73,6	75	38	73
Nd	28,8	34,5	44	38	31,1	39	41,1	32,5	30,3	25	12	24
Sm	5,8	7,1	7,78	6,61	6,1	5,97	8,3	6,6	6	4,72	2,40	5,01
Eu	1,23	1,4	1,69	1,47	1,2	1,14	1,45	1,25	0,88	0,78	0,52	0,70
Gd	5,2	6,1	6,31	4,91	4,9	5,14	7,7	5,5	5	3,86	2,59	3,98
Dy	4,9	5,8	5,88	4,97	4,5	5,16	6,7	5	4,4	4,05	2,98	4,04
Ho	1	1,1	1,17	1	0,9	0,95	1,3	1	0,8	0,90	0,65	0,80
Er	2,8	3,3	2,67	2,41	2,6	2,35	3,7	2,9	2,5	2,66	1,98	2,25
Yb	2,9	3,4	2,65	2,39	2,7	2,52	3,4	3	2,6	2,65	1,96	2,24
Lu	0,51	0,58	0,41	0,4	0,46	0,35	0,58	0,51	0,46	0,41	0,30	0,35
Hf	4,3	4,3	4,4	3,9	3,2	4,8	2,8	4,2	4	4,3	3,2	4,3
Th	12,5	16,1	16,6	14,5	14,7	13,7	14,5	14,1	15			

Notas:

Óxidos en %, los otros elementos en ppm. CIA: Índice de alteración química en proporciones molares (Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)*100).

Métodos de análisis: en negro FUS-ICP, en verde FUS-MS. El laboratorio donde se enviaron las muestras se indica en el Anexo 1.

Continuación tabla: Elementos mayores y trazas.

	CLASTOS	
	VP 05 A	VP 05 B
SiO₂	74,80	76,80
TiO₂	0,23	0,03
Al₂O₃	13,41	12,03
Fe₂O_{3(T)}	2,07	0,93
MnO	0,04	0,06
MgO	0,71	0,08
CaO	0,43	1,38
Na₂O	3,81	3,73
K₂O	3,02	3,24
P₂O₅	0,10	0,04
PPC	1,16	1,33
TOTAL	99,78	99,65
CIA	56,51	49,75
Sc	4,6	2,8
V	72	54
Ba	550	188
Sr	245	87
Y	15	27
Zr	113	41
Cr	9	7
Co	3	2
Ni	2	2
Cu	2	4
Zn		
Nb		
La	31	13
Ce	56	25
Nd	16	9
Sm	3,22	1,97
Eu	0,63	0,20
Gd	2,61	2,66
Dy	2,41	3,36
Ho	0,53	0,74
Er	1,57	2,24
Yb	1,56	2,20
Lu	0,24	0,35
Hf	3,6	2,6
Th		

Notas:

Óxidos en %, los otros elementos en ppm. CIA: Índice de alteración química en proporciones molares $(Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) * 100)$.

Métodos de análisis: en negro FUS-ICP, en verde FUS-MS. El laboratorio donde se enviaron las muestras se indica en el Anexo 1.

Anexo 5: Matriz de correlaciones.

ARENISCAS

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

LUTITAS

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Sc	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th		
SiO₂	1,00																																				
TiO₂	-0,93	1,00																																			
Al₂O₃	-0,92	0,93	1,00																																		
Fe₂O_{3(T)}	-0,90	0,78	0,74	1,00																																	
MnO	-0,76	0,71	0,61	0,72	1,00																																
MgO	-0,79	0,84	0,79	0,61	0,51	1,00																															
CaO	-0,20	-0,07	-0,03	0,36	0,44	-0,32	1,00																														
Na₂O	0,57	-0,73	-0,69	-0,46	-0,23	-0,66	0,33	1,00																													
K₂O	-0,64	0,74	0,69	0,41	0,19	0,74	-0,42	-0,72	1,00																												
P₂O₅	-0,38	0,35	0,19	0,30	0,68	0,28	0,28	-0,11	0,12	1,00																											
Sc	-0,95	0,98	0,93	0,78	0,70	0,82	0,01	-0,69	0,77	0,35	1,00																										
V	-0,97	0,94	0,93	0,88	0,74	0,75	0,18	-0,66	0,66	0,31	0,96	1,00																									
Ba	-0,17	0,17	0,18	-0,16	0,15	0,30	-0,12	0,06	0,42	0,16	0,27	0,14	1,00																								
Sr	0,06	-0,26	-0,14	0,02	0,05	-0,53	0,81	0,41	-0,46	-0,13	-0,17	-0,05	-0,02	1,00																							
Y	-0,33	0,30	0,33	0,17	0,38	0,15	0,29	-0,32	0,13	0,59	0,35	0,29	0,09	0,17	1,00																						
Zr	0,87	-0,86	-0,73	-0,82	-0,71	-0,83	-0,10	0,56	-0,59	-0,41	-0,88	-0,85	-0,10	0,23	-0,23	1,00																					
Cr	-0,61	0,48	0,40	0,82	0,69	0,32	0,47	-0,14	0,05	0,31	0,44	0,59	-0,28	0,07	-0,13	-0,56	1,00																				
Co	-0,66	0,57	0,44	0,79	0,68	0,42	0,38	-0,21	0,24	0,33	0,56	0,64	-0,21	-0,03	0,02	-0,72	0,81	1,00																			
Ni	-0,12	0,09	-0,02	0,23	0,03	-0,05	0,15	-0,27	0,24	-0,03	0,12	0,18	-0,13	-0,06	-0,10	-0,11	0,38	0,38	1,00																		
Cu	0,22	-0,33	-0,39	-0,03	0,04	-0,49	0,55	0,38	-0,48	0,09	-0,33	-0,20	-0,39	0,44	0,06	0,16	0,14	0,36	0,14	1,00																	
Zn	-0,58	0,66	0,58	0,56	0,79	0,33	0,32	-0,41	0,15	0,30	0,63	0,69	0,03	0,14	0,24	-0,57	0,49	0,47	0,02	0,12	1,00																
Nb	-0,85	0,82	0,72	0,92	0,73	0,52	0,32	-0,50	0,46	0,27	0,81	0,87	-0,14	0,08	0,16	-0,79	0,74	0,77	0,29	0,07	0,69	1,00															
La	0,01	0,10	0,18	-0,35	0,02	0,05	-0,21	-0,24	0,29	0,30	0,12	0,01	0,51	-0,05	0,58	0,22	-0,50	-0,40	-0,11	-0,21	0,02	-0,25	1,00														
Ce	0,02	0,13	0,22	-0,38	-0,07	0,08	-0,31	-0,30	0,36	0,18	0,16	0,02	0,47	-0,08	0,53	0,17	-0,59	-0,40	-0,22	-0,24	0,01	-0,25	0,96	1,00													
Nd	-0,05	0,22	0,31	-0,32	-0,05	0,22	-0,42	-0,40	0,40	0,21	0,24	0,08	0,44	-0,23	0,58	0,08	-0,61	-0,46	-0,30	-0,46	0,03	-0,24	0,91	0,95	1,00												
Sm	-0,10	0,18	0,28	-0,23	0,10	0,09	-0,15	-0,27	0,31	0,36	0,20	0,13	0,45	-0,03	0,60	0,13	-0,42	-0,31	-0,28	-0,09	0,13	-0,18	0,92	0,91	0,88	1,00											
Eu	0,17	-0,14	-0,02	-0,42	-0,13	-0,20	0,11	-0,07	-0,05	0,13	-0,09	-0,15	0,28	0,33	0,65	0,29	-0,56	-0,36	-0,16	0,31	-0,04	-0,35	0,77	0,79	0,70	0,76	1,00										
Gd	-0,28	0,26	0,26	0,07	0,50	0,12	0,26	-0,15	0,18	0,73	0,29	0,25	0,43	0,12	0,70	-0,07	0,02	0,02	-0,06	0,02	0,29	0,09	0,77	0,64	0,57	0,78	0,56	1,00									
Dy	-0,36	0,32	0,39	0,15	0,41	0,17	0,26	-0,34	0,20	0,64	0,36	0,34	0,28	0,14	0,88	-0,14	-0,06	-0,07	-0,07	-0,03	0,29	0,11	0,69	0,59	0,63	0,78	0,64	0,86	1,00								
Ho	-0,25	0,19	0,31	0,02	0,33	0,10	0,26	-0,22	0,08	0,56	0,22	0,23	0,29	0,15	0,83	-0,02	-0,12	-0,12	-0,05	0,01	0,20	-0,05	0,74	0,63	0,64	0,79	0,72	0,82	0,95	1,00							
Er	-0,29	0,18	0,27	0,19	0,43	0,10	0,31	-0,15	0,05	0,58	0,18	0,28	0,23	0,08	0,44	-0,01	0,27	0,05	0,09	0,03	0,24	0,05	0,47	0,30	0,27	0,59	0,32	0,77	0,77	0,79	1,00						
Yb	-0,24	0,11	0,23	0,18	0,38	0,05	0,32	-0,07	-0,05	0,43	0,09	0,22	0,17	0,13	0,28	0,08	0,36	0,04	0,15	-0,06	0,20	0,03	0,38	0,19	0,15	0,46	0,21	0,68	0,62	0,66	0,95	1,00					
Lu	-0,18	-0,03	0,04	0,28	0,42	-0,16	0,61	0,18	-0,27	0,39	-0,04	0,17	-0,03	0,35	0,06	0,07	0,60	0,29	0,24	0,28	0,22	0,15	0,04	-0,14	-0,27	0,12	0,00	0,47	0,34	0,40	0,79	0,87	1,00				
Hf	0,78	-0,71	-0,63	-0,74	-0,72	-0,67	-0,27	0,39	-0,40	-0,47	-0,71	-0,78	-0,06	0,12	-0,10	0,85	-0,65	-0,74	-0,10	-0,01	-0,54	-0,67	0,20	0,17	0,16	0,08	0,25	-0,13	-0,12	-0,11	-0,23	-0,14	-0,28	1,00			
Th	-0,41	0,50	0,66	0,20	0,13	0,35	-0,20	-0,69	0,52	-0,10	0,49	0,54	0,17	-0,07	0,28	-0,14	-0,07	-0,06	0,07	-0,26	0,38	0,26	0,56	0,59	0,58	0,58	0,36	0,32	0,43	0,46	0,36	0,33	0,08	-0,20	1,00		

Anexo 6: Geoquímica de granates detríticos.

Muestra N° ANALISIS	BR829 #16	BR829 #22	BR829 #24	BR829 #32	BR829 #36	BR829 #37	BR829 #39	BR829 #40	BR829 #46	BR829 #53	BR829 #54	PANTI-10 #27	PANTI-10 #28	PANTI-10 #32	PANTI-10 #45	PANTI-10 #58	PANTI-10 #62
SiO ₂	38,39	40,55	36,08	38,99	37,36	36,03	39,38	38,14	38,25	38,49	38,37	37,45	37,72	35,85	35,66	34,65	36,78
TiO ₂	0,06	0,06	0,11	0,06	0,05	0,00	0,04	0,04	0,07	0,04	0,10	0,10	0,10	0,02	0,13	0,22	0,06
Al ₂ O ₃	22,17	21,14	20,87	22,63	20,46	20,75	22,85	21,88	22,31	22,33	22,10	22,20	22,54	21,35	21,20	20,55	22,03
Cr ₂ O ₃	0,06	0,03	0,03	0,07	0,00	0,00	0,05	0,16	0,03	0,07	0,09	0,06	0,07	0,02	0,01	0,00	0,03
FeO	30,10	31,00	30,05	28,66	27,36	29,94	25,76	23,38	27,65	28,12	27,52	27,28	27,37	34,54	35,83	23,24	31,00
MnO	0,21	0,50	0,62	0,40	8,93	11,15	0,27	0,33	0,54	0,70	0,76	0,39	0,41	1,38	3,66	19,03	0,71
MgO	7,00	6,04	8,20	9,38	1,73	1,56	10,45	10,96	8,27	8,82	8,03	9,42	9,55	4,27	1,72	0,84	7,35
CaO	0,79	1,52	1,39	1,19	0,70	0,67	1,92	2,04	3,20	1,73	3,06	1,86	1,90	1,51	2,19	0,16	1,25
Na ₂ O	0,02	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
K ₂ O	0,01	0,03	0,04	0,02	0,15	0,01	0,03	0,11	0,03	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02
TOTAL	98,80	100,90	97,41	101,40	96,74	100,10	100,77	97,10	100,35	100,32	100,10	98,75	99,67	98,96	100,43	98,71	99,24
Componentes																	
Espersartina	0,00	0,01	0,02	0,01	0,22	0,27	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,09	0,47	0,02
Piropo	0,34	0,24	0,35	0,36	0,08	0,07	0,40	0,43	0,32	0,34	0,31	0,38	0,38	0,18	0,07	0,04	0,30
Almandino	0,63	0,70	0,63	0,60	0,68	0,66	0,55	0,51	0,58	0,60	0,59	0,57	0,56	0,75	0,78	0,49	0,65
Grosularia	0,02	0,04	0,00	0,03	0,02	0,01	0,05	0,05	0,09	0,05	0,08	0,05	0,05	0,04	0,06	0,00	0,03

Muestra N° ANALISIS	PANTI-10 #71	PANTI-10 #84	IR-01B #153	IR-01B #154	IR-01B #160	IR-01B #170	IR-01B #180	IR-01B #189	IR-01B #194	IR-01B #197	IR-01B #200	IR-01B #201	PANTI-14 #206	PANTI-14 #210	PANTI-14 #216	PANTI-14 #221	PANTI-14 #251
SiO ₂	36,70	37,43	37,06	35,42	36,54	36,86	37,21	35,83	37,08	37,60	36,75	36,57	36,28	36,26	37,30	35,73	36,25
TiO ₂	0,06	0,14	0,02	0,20	0,07	0,01	0,02	0,02	0,05	0,02	0,01	0,06	0,02	0,01	0,08	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	21,79	22,34	21,79	19,26	21,47	21,77	21,68	21,04	21,35	21,73	21,50	20,83	21,60	21,83	21,71	20,84	21,37
Cr ₂ O ₃	0,05	0,08	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01
FeO	27,76	27,13	29,80	27,47	33,23	34,01	34,13	31,00	33,12	30,35	37,38	23,94	31,81	33,38	28,61	27,87	31,76
MnO	0,68	0,44	5,36	1,23	4,65	1,66	1,08	7,10	1,46	1,41	0,65	10,00	1,98	1,69	1,38	7,81	1,18
MgO	5,29	9,04	5,06	6,61	2,91	4,08	4,35	1,86	1,63	5,69	3,02	2,83	5,32	4,43	5,57	3,43	5,30
CaO	7,21	2,40	1,24	2,79	1,41	2,16	1,85	2,27	5,63	2,84	1,27	5,10	2,04	1,86	5,34	2,59	2,75
Na ₂ O	0,01	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,08	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,01	0,07	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	2,42	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
TOTAL	99,55	98,99	100,35	95,46	100,30	100,57	100,37	99,22	100,36	99,68	100,60	99,38	99,09	99,52	100,01	98,41	98,67
Componentes																	
Espersartina	0,02	0,01	0,12	0,03	0,11	0,04	0,02	0,17	0,03	0,03	0,01	0,24	0,05	0,04	0,03	0,19	0,03
Piropo	0,22	0,36	0,20	0,29	0,12	0,17	0,18	0,08	0,07	0,23	0,12	0,12	0,22	0,18	0,22	0,15	0,22
Almandino	0,57	0,57	0,64	0,64	0,73	0,73	0,75	0,68	0,74	0,66	0,83	0,51	0,68	0,72	0,60	0,60	0,68
Grosularia	0,20	0,06	0,04	0,03	0,04	0,06	0,05	0,07	0,16	0,08	0,04	0,13	0,06	0,05	0,14	0,07	0,07

Continuación tabla: Geoquímica de granates detríticos.

Muestra N° ANALISIS	PANTI-24 #82	PANTI-24 #95	PANTI-24 #97	PANTI-24 #99	PANTI-26 #11	PANTI-26 #29	PANTI-26 #31	PANTI-26 #50	PANTI-26 #53	PANTI-26 #207	PANTI-26 #211	PANTI-26 #212	PANTI-26 #316	AA0843 #84	AA0843 #102
SiO ₂	36,52	36,24	35,39	36,28	37,01	37,45	36,57	35,35	36,93	35,74	38,39	37,31	37,20	37,34	36,65
TiO ₂	0,05	0,04	0,03	0,07	0,01	0,04	0,01	0,03	0,00	0,51	0,02	0,02	0,06	0,02	0,07
Al ₂ O ₃	21,45	21,40	21,04	21,48	21,70	22,17	21,71	21,34	21,70	19,15	22,28	21,88	21,81	21,47	21,39
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	0,01	0,00
FeO	34,71	34,19	25,76	21,14	30,88	29,85	33,92	32,68	33,60	13,40	29,70	34,14	26,09	29,06	28,66
MnO	2,03	2,07	16,68	13,97	0,42	0,85	1,49	7,50	0,92	23,74	0,93	1,38	0,70	6,20	8,71
MgO	4,05	4,40	0,79	2,01	7,13	6,36	4,93	1,69	5,05	0,86	7,23	4,84	6,15	3,76	3,44
CaO	1,58	1,53	0,65	5,44	2,29	3,64	1,45	1,24	1,73	5,68	1,99	1,14	6,47	2,43	1,28
Na ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04
TOTAL	100,41	99,87	100,38	100,45	99,51	100,38	100,11	99,87	99,94	99,14	100,60	100,74	98,52	100,31	100,25
Componentes															
Espersartina	0,05	0,05	0,40	0,33	0,01	0,02	0,03	0,18	0,02	0,62	0,02	0,03	0,02	0,14	0,20
Piropo	0,17	0,18	0,03	0,08	0,29	0,25	0,20	0,07	0,20	0,04	0,28	0,19	0,25	0,15	0,14
Almandino	0,75	0,73	0,55	0,43	0,64	0,62	0,72	0,71	0,72	0,26	0,64	0,74	0,55	0,64	0,62
Grosularia	0,04	0,04	0,02	0,16	0,06	0,10	0,04	0,04	0,05	0,09	0,05	0,03	0,18	0,07	0,04

Muestra N° ANALISIS	AA0843 #103	AA0843 #121	AA0843 #130	AA0843 #131	AA0843 #137	PANTI-20 #54	PANTI-20 #61	PANTI-20 #63	PANTI-20 #64	PANTI-20 #224	PANTI-20 #229	PANTI-20 #231	PANTI-20 #241	PANTI-20 #247	PANTI-20 #267
SiO ₂	37,50	37,35	36,53	36,63	37,77	36,04	37,62	36,76	37,00	36,41	37,25	36,91	35,89	37,06	36,80
TiO ₂	0,05	0,08	0,07	0,03	0,03	0,06	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,04	0,01	0,04	0,04
Al ₂ O ₃	22,44	21,71	21,38	21,39	21,66	21,24	21,96	21,84	21,42	21,76	22,19	21,42	21,29	22,15	22,01
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00
FeO	29,45	31,54	26,92	28,71	30,10	25,55	31,80	33,21	32,64	33,50	31,83	30,89	30,91	31,05	28,51
MnO	2,47	1,38	7,04	9,15	2,74	14,31	0,86	0,80	1,54	2,29	0,73	0,96	7,16	1,29	0,57
MgO	4,12	4,36	2,55	3,18	3,79	2,08	7,24	5,81	5,83	4,74	7,37	2,84	2,90	6,37	7,75
CaO	4,83	4,21	5,35	1,18	5,04	1,50	1,11	1,65	1,34	1,24	1,12	7,44	1,38	2,42	3,04
Na ₂ O	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,05	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,02	0,07	0,02	0,01
K ₂ O	0,20	0,02	0,03	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
TOTAL	101,07	100,66	99,92	100,30	101,19	100,85	100,65	100,16	99,85	99,97	100,53	100,53	99,63	100,42	98,73
Componentes															
Espersartina	0,06	0,03	0,16	0,21	0,06	0,34	0,02	0,02	0,04	0,05	0,02	0,02	0,17	0,03	0,01
Piropo	0,16	0,17	0,10	0,13	0,15	0,09	0,29	0,24	0,24	0,19	0,30	0,12	0,12	0,26	0,31
Almandino	0,64	0,68	0,58	0,63	0,65	0,53	0,67	0,70	0,70	0,72	0,66	0,66	0,67	0,64	0,58
Grosularia	0,14	0,12	0,15	0,03	0,14	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,21	0,04	0,07	0,09

Continuación tabla: Geoquímica de granates detríticos.

Muestra N° ANALISIS	PANTI-20 #280	PANTI-20 #291	PANTI-22 #133	PANTI-22 #148	PANTI-22 #156	PANTI-22 #159	PANTI-22 #161	PANTI-22 #167	PANTI-22 #173	PANTI-22 #175	PANTI-22 #177	PANTI-22 #192
SiO₂	36,49	36,82	36,14	37,38	37,48	35,90	37,26	36,08	37,96	36,28	35,63	38,05
TiO₂	0,04	0,03	0,02	0,04	0,02	0,01	0,06	0,03	0,00	0,03	0,02	0,03
Al₂O₃	21,93	21,98	21,65	22,33	22,41	21,10	22,16	21,26	22,59	21,87	21,29	22,27
Cr₂O₃	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,05	0,02	0,02	0,10
FeO	32,35	30,57	32,13	28,45	29,44	33,52	29,54	33,08	28,18	33,19	32,36	23,19
MnO	2,35	1,08	2,25	0,65	0,52	3,04	1,06	5,17	0,56	1,18	2,80	0,47
MgO	5,27	4,86	5,72	9,02	7,66	3,59	7,69	3,03	8,27	5,37	3,83	9,46
CaO	1,08	4,85	1,30	1,17	2,51	1,98	1,68	1,31	2,26	1,05	2,91	5,69
Na₂O	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01
K₂O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02
TOTAL	99,53	100,24	99,27	99,10	100,08	99,18	99,48	100,00	99,88	99,01	98,88	99,27
Componentes												
Espersartina	0,05	0,02	0,05	0,01	0,01	0,07	0,02	0,12	0,01	0,03	0,07	0,01
Piropo	0,22	0,20	0,24	0,36	0,30	0,15	0,31	0,13	0,33	0,22	0,16	0,37
Almandino	0,70	0,64	0,67	0,59	0,61	0,73	0,62	0,72	0,60	0,72	0,69	0,46
Grosularia	0,03	0,14	0,04	0,03	0,07	0,05	0,05	0,04	0,06	0,03	0,08	0,15

Anexo 7: Isotopía Sm-Nd y Rb-Sr

Muestra	Edad est. (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial	ϵ_{Nd}	T_{DM}
BR-829	250	4,10	22,10	0,112151	0,512365	0,512182	-2,6	1253
Panti-06	250	5,47	36,00	0,091853	0,512352	0,512201	-2,2	1223
Panti-04	250	4,40	29,00	0,091720	0,512356	0,512206	-2,2	1216
Panti-18	250	5,25	29,00	0,109437	0,512268	0,512089	-4,4	1393
IR-01b	250	4,90	25,60	0,115707	0,512276	0,512086	-4,5	1396
Panti-2-01	250	5,50	28,20	0,117901	0,512300	0,512107	-4,1	1366
AA-0842	250	6,70	35,50	0,114090	0,512270	0,512083	-4,5	1401
AA-0843	250	7,14	34,00	0,126946	0,512256	0,512049	-5,2	1451
Panti-22	250	6,98	40,00	0,105486	0,512272	0,512099	-4,2	1378
Panti-20	250	5,99	34,00	0,106500	0,512271	0,512097	-4,3	1381
VP-01	460	4,72	25,00	0,114132	0,512314	0,511970	-1,5	1310
VP-04a	460	2,40	12,00	0,120904	0,512354	0,511990	-1,1	1278
VP-04b	460	5,01	24,00	0,126196	0,512454	0,512074	0,6	1143
VP-05a	460	3,22	16,00	0,121658	0,512309	0,511943	-2,0	1352
VP-05b	460	1,97	9,00	0,132329	0,512549	0,512150	2,0	1016
DSOL-20	250	5,00	25,40	0,118997	0,512254	0,512059	-5,0	1436
FO0204	250	7,30	39,20	0,112574	0,512253	0,512069	-4,8	1421
DY998	250	7,20	41,00	0,106155	0,512197	0,512023	-5,7	1488
DY9910-A	250	4,70	25,10	0,113193	0,512218	0,512033	-5,5	1474
FO0074	250	5,10	27,30	0,112929	0,512229	0,512045	-5,3	1457
FO0422	250	5,60	30,20	0,112092	0,512210	0,512027	-5,7	1483

Muestra	Edad est.(Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial
BR-829	250	136,35	235,41	0,579	1,676544	0,712804	0,706841
Panti-06	250	99,24	331,11	0,300	0,867345	0,710054	0,706969
Panti-04	250	88,08	378,71	0,233	0,672992	0,709444	0,707051
Panti-18	250	76,89	440,36	0,175	0,505319	0,710358	0,708561
IR-01b	250	71,85	406,78	0,177	0,511199	0,710697	0,708879
Panti-2-01	250	65,98	334,72	0,197	0,570479	0,711174	0,709146
AA-0842	250	79,89	490,99	0,163	0,470893	0,710479	0,708804
AA-0843	250	89,74	310,19	0,289	0,837325	0,711763	0,708785
Panti-22	250	105,65	516,98	0,204	0,591436	0,710928	0,708824
Panti-20	250	62,80	400,10	0,157	0,454249	0,711326	0,709710
VP-01	460	53,64	279,88	0,192	0,554911	0,714617	0,710981
VP-04a	460	59,79	198,47	0,301	0,872300	0,716549	0,710832
VP-04b	460	35,34	91,96	0,384	1,112725	0,715542	0,708249
VP-05a	460	82,13	243,13	0,338	0,978349	0,717551	0,711139
VP-05b	460	147,48	84,18	1,752	5,087471	0,744841	0,711501
DSOL-20	250	38,81	302,58	0,128	0,371218	0,710514	0,709193
FO0204	250	80,58	214,23	0,376	1,088717	0,712337	0,708465
DY998	250	68,60	412,00	0,167	0,481906	0,711370	0,709656
DY9910-A	250	80,11	410,20	0,195	0,565221	0,711452	0,709442
FO0074	250	83,41	256,55	0,325	0,940927	0,711026	0,707680
FO0422	250	56,11	323,15	0,174	0,502579	0,712592	0,710805