



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

**PROVENIENCIA SEDIMENTARIA Y AMBIENTE  
DEPOSICIONAL DE UNIDADES ATRIBUÍDAS A  
LOS COMPLEJOS DUQUE DE YORK Y DENARO,  
PATAGONIA XII REGIÓN, CHILE**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**ANDRÉS ALBERTO QUEZADA JARA**

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

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:**  
**Jacobus Le Roux**  
**Luisa Pinto Lincoñir**

**Santiago de Chile**  
**2010**

## RESUMEN

Se caracterizó petrográfica y geoquímicamente las muestras de rocas asignadas al Complejo Duque de York (CDY) y Complejo Denaro (CD). La asignación ha sido hecha en base a características texturales, litológicas, relaciones de contacto y deformación de las rocas que allí se presentan; pero no se habían hecho estudios petrográficos y geoquímicos para confirmar tales asignaciones.

El CDY y el CD forman parte de los Complejos Acrecionarios Costeros. El CDY es una sucesión metasedimentaria que aflora en el margen occidental de la Patagonia con una extensión latitudinal de más de 400 km desde isla Mornington hasta isla Desolación. Está constituido por sucesiones turbidíticas con la presencia de lentes tectónicas de chert. El CD está formado por una sucesión que de base a techo incluye basaltos, 3 niveles de chert y calcarenitas. Asimismo en la Península Antártica afloran rocas consistentes en metaturbiditas similares a las del CDY en el bajo grado metamórfico y en edad de depósito, ubicándose en el rango entre el Pérmico Temprano y el Jurásico Temprano.

Las muestras analizadas incluyen areniscas, argilitas y chert que cubren latitudinalmente casi toda el área de la Patagonia donde afloran el CDY y CD. Para las dos primeras litologías se determinó fuente y régimen tectónico de la cuenca de depósito y para el tercero su ambiente deposicional. En total se realizaron análisis químicos a 36 muestras de los 3 tipos litológicos nombrados.

Las características petrográficas de las areniscas y argilitas estudiadas aquí se asocian a una proveniencia que es congruente con sedimentos generados a partir de la erosión de raíces plutónicas de un arco magmático ubicado en un margen continental. En cuanto a la geoquímica de estas rocas estas evidenciarían una fuente ígnea común, de composición intermedia a ácida y depósito en una cuenca en un margen continental activo.

Se pudo establecer que hay muestras de chert de los tres tipos de ambientes distinguibles es decir ridge, pelágico y margen continental. Esto es evidencia de la presencia de un margen continental activo a lo largo de toda la Patagonia entre las latitudes donde aflora el CDY.

Se compararon los resultados de este trabajo con los de estudios anteriores en rocas del CDY en la Patagonia y del Grupo Península Trinidad de la Península Antártica confirmándose las similitudes reportadas en trabajos anteriores.

## **AGRADECIMIENTOS**

Primero que todo, aclaro que el orden no implica mayor o menor aprecio. Paula Castillo, J.P. Lacassie, Constantino Mpodozis, Reynaldo Charrier, Richard Murray, Atsushi Takemura, Sergio Calderón, Mauricio Calderón, Fernando Sepúlveda, Hernán Bobadilla, Susana Henríquez, Esteban Leiva, Joaquín Bastías, Alida, Verónica, Cristina, María Rosa, Juan Vargas, Jaime Martínez, Julio Díaz, Carlos Alvarado, Carlos Gómez, Quilo, Rosa Flores, Feña López, Vale Ramírez, Cata Ramírez, Francisco Hervé, Teresa Torres, Jacobus Le Roux, Luis Aguirre, Luisa Pinto, Francisco Delgado, Hernán Rivas. A todos los memoristas, practicantes y proyectistas que trabajaron en la oficina de memoristas, a todos los que trabajan en el Laboratorio de Paleomagnetismo. Conrado Álvarez y Cony Álvarez que nos transportaron por los canales del sur en su yate Foam. Programa Anillo de Ciencia Antártica ARTG-04 del Programa Bicentenario de Ciencia Antártica de CONICYT – INACH – Banco Mundial que financia este estudio. A mi familia por apoyarme en todo momento.

# TABLA DE CONTENIDOS

<b>I</b>	<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
I.1	Exposición del Problema y Fundamentación .....	1
I.2	Objetivos Generales .....	2
I.3	Objetivos Específicos .....	3
I.4	Hipótesis.....	3
I.5	Metodología.....	5
I.5.1	Campaña de terreno.....	7
I.5.2	Selección de muestras .....	9
I.5.2.1	Grupo 1: Muestras de archipiélago Madre de Dios, campañas 1997, 1998 Y 2004.....	9
I.5.2.2	Grupo 2: Muestras de isla Ramírez, campaña 2000 .....	12
I.5.2.2	Figura I.8: Mapa esquemático de la isla Ramírez e isla Contreras, con ubicación y códigos de las muestras de arenisca obtenidas en Caleta Torres (Grupo 2). Modificado de Sernageomin (2003).....	13
I.5.2.3	Grupo 3: Muestras de isla Duque de York, campaña 1999 .....	13
I.5.2.4	Grupo 4: Muestras de isla Diego de Almagro, campaña 1998.....	14
I.5.2.5	Grupo 5: Muestras de isla Desolación, campañas 2002 y 2009 .....	16
I.5.3	Preparación de muestras.....	19
I.5.4	Laboratorio y gabinete .....	20
I.5.5	Redes neuronales artificiales.....	21
<b>II</b>	<b>MARCO GEOLÓGICO.....</b>	<b>23</b>
II.1	Complejo Duque de York.....	23
II.2	Complejo Denaro.....	24
<b>III</b>	<b>MARCO TEÓRICO .....</b>	<b>27</b>
III.1	Análisis de Proveniencia Sedimentaria .....	27
III.1.1	Análisis Petrográfico .....	27
III.1.1.1	Conteos modales.....	27
III.1.1.2	Clasificación de ambientes tectónicos.....	29
III.1.2	Análisis geoquímicos.....	31
III.1.2.1	Discriminación de ambientes tectónicos .....	31
III.1.2.2	Elementos Mayores .....	33
III.1.2.3	Elementos Traza.....	36
III.2	Determinación de ambiente deposicional de chert.....	37
III.2.1	Marco teórico.....	37

III.2.2	Análisis geoquímicos en chert .....	39
III.2.2.1	Elementos mayores .....	39
III.2.2.2	Elementos traza y tierras raras .....	42
III.3	Redes Neuronales Artificiales (RNA) .....	43
<b>IV</b>	<b>RESULTADOS .....</b>	<b>47</b>
IV.1	Petrografía.....	47
IV.1.1	Areniscas.....	47
IV.1.1.1	Isla Madre de Dios.....	47
IV.1.1.2	Isla Desolación .....	48
IV.1.1.3	Isla Ramírez.....	49
IV.1.1.4	Isla Duque de York .....	50
IV.1.2	Chert .....	50
IV.1.2.1	Archipiélago Madre de Dios (Isla Hijita de Dios e Isla Denaro) .....	50
IV.1.2.2	Isla Diego de Almagro.....	53
IV.1.2.3	Isla Duque de York .....	53
IV.1.2.4	Isla Desolación .....	54
IV.2	Conteos Modales.....	55
IV.3	Geoquímica .....	59
IV.3.1	Geoquímica en arenisca y argilitas.....	59
IV.3.1.1	Elementos mayores .....	59
IV.3.1.2	Elementos traza y tierras raras .....	64
IV.3.2	Geoquímica en chert .....	70
IV.3.2.3	Elementos Mayores .....	70
IV.3.2.4	Elementos Traza.....	77
IV.4	Redes Neuronales Artificiales.....	78
IV.4.1	Elementos Mayores.....	79
IV.4.2	Elementos Traza .....	83
IV.5	Paleontología.....	87
<b>V</b>	<b>DISCUSIONES .....</b>	<b>89</b>
V.1	Areniscas y Argilitas del CDY .....	89
V.1.1	Petrografía y composición modal de areniscas.....	89
V.1.2	Geoquímica .....	90
V.1.3	Caracterización de la fuente y régimen tectónico de depósito .....	95
V.2	Comparación entre muestras del CDY y del CDY con el GPT .....	96
V.2.1	Petrografía y Geoquímica.....	96
V.2.2	Redes neuronales artificiales.....	108
V.2.2.1	Elementos mayores .....	108

V.2.2.2	Elementos traza.....	109
V.3	Cherts asignados al CD y al CDY .....	111
V.3.1	Petrografía de chert.....	111
V.3.1.3	Archipiélago Madre de Dios (isla Hijita de Dios e isla Denaro).....	111
V.3.1.4	Isla Diego de Almagro.....	112
V.3.1.5	Isla Duque de York .....	113
V.3.1.6	Isla Desolación .....	113
V.3.2	Geoquímica de chert .....	114
V.4	Paleontología.....	118
V.5	Consideraciones Finales.....	119
<b>VI</b>	<b>CONCLUSIONES .....</b>	<b>122</b>
	<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>126</b>
	<b>ANEXOS .....</b>	<b>131</b>

## Índice de Figuras

Figura I.1: Mapa de la costa oeste de América del Sur. Se muestran las islas de donde se obtuvieron muestras estudiadas en este trabajo y el contexto geológico. En los cuadros azules se indican los grupos que se han designado a el área que encierra cada uno (ver sección I.5.1.1) y el número de figura del capítulo I correspondiente (separados por coma), respectivamente. Modificado de Hervé et al. (2006). ....	6
Figura I.2: Mapa esquemático de la isla Desolación con las zonas de muestreo y códigos de las muestras obtenidas en cada una de estas zonas: en azul muestras de arenisca, en rojo chert, en negro argilitas, en naranja intrusivos. Modificado de Quezada et al. (2009). ....	7
Figura I.3: Columna esquemática de isla Desolación en la zona de la zona de donde se obtienen las muestras DSOL-06 a DSOL-10 (Figura I.2). Fuente: J.P. Lacassie....	8
Figura I.4: (A) Mapa geológico esquemático de la zona del Canal Oeste y alrededores (Grupo 1). En los recuadros se pueden observar las áreas de muestreo y los códigos de muestras (en negro arenisca y en rojo chert) en islas Madre de Dios (B), Denaro e isla Hija de Dios (C) modificado de Forsythe y Mpodozis (1983)....	10
Figura I.5: Esquema en planta de cómo se disponen las rocas en la isla Hija de Dios; las líneas indican de donde se sacó cada muestra y las etiquetas corresponden al código de la misma seguida del tipo de roca al que corresponde (Fuente: Francisco Hervé).....	11
Figura I.6: Esquema en planta de cómo se disponen las rocas en la punta NW de la isla Denaro en el lugar de muestreo; de izquierda a derecha se presentan basaltos almohadillados (1) sobre los que se disponen capas de chert (2) y, sobre estos, calizas (3). En el recuadro de la derecha se muestra una columna esquemática de la sucesión (Fuente: Francisco Hervé).....	11
Figura I.7: Columna esquemática de la Madre de Dios en el lugar de muestreo (Fuente: Francisco Hervé).....	12
Figura I.8: Mapa esquemático de la isla Ramírez e isla Contreras, con ubicación y códigos de las muestras de arenisca obtenidas en Galeta Torres (Grupo 2). Modificado de Sernageomin (2003). ....	13
Figura I.9: Mapa de la isla Duque de York (A) y zoom (B) con ubicación y códigos de las muestras de las cuales se seleccionaron las que se estudian en este trabajo (Grupo 3). En negro lutita, en azul claro arenisca y en rojo chert. Modificado de Forsythe y Mpodozis (1983) y de Faúndez (2000). ....	14
Figura I.10: Mapa esquemático de la isla Diego de Almagro con ubicación de la zona de muestreo y código de las muestras de chert usadas en este estudio (Grupo 4). Modificado de Sernageomin (2003). ....	15
Figura I.11: Esquema que muestra el contexto en el que se encuentran las muestras en un islote a la entrada del Seno Pelantaro, en la isla Diego de Almagro. Las capas de chert y caliza son de 30 cm y se encuentran plegadas (Fuente: Francisco Hervé).....	16



Figura I.12: Mapa esquemático de isla Desolación con ubicación de muestras usadas en este trabajo y sus nombres (Grupo 5). En azul muestras de arenisca, en rojo de chert, y en azul de lutita. Modificado de Quezada et al. (2009). .....	17
Figura I.13: (A) Esquema E-W de afloramientos de isla Desolación, al fondo de Bahía Vio, (B) Foto del afloramiento esquematizado en (A), y (C) perfil esquemático N-S según la traza que aparece en (A). En el recuadro se muestra el contexto de donde se obtuvieron las muestras FO0203G, FO0203F. Fuente: Francisco Hervé. ....	18
Figura II.1: Intercalaciones de arenisca y lutita en la costa NW de isla Desolación. En (A) se observa la sucesión de areniscas (con un color verdoso) y lutitas (negras). En (B) se muestra un detalle de la lutita.....	24
Figura II.2: Nivel de chert radiolarítico rojo de la isla Desolación con deformación, comparable texturalmente con los reportados para el Complejo Denaro en el AMD. A la izquierda la foto y a la derecha se delinear algunos de los pliegues que se observan en el chert.....	25
Figura II.3: Columnas estratigráficas del Complejo Denaro (afloramientos a lo largo del Canal Oeste). Modificado de Forsythe y Mpodozis (1979). ....	26
Figura III.1: Diagramas triangulares de Dickinson et al. (1983) para discriminar ambiente tectónico de proveniencia de sedimentos terrígeno-clásticos. ....	31
Figura III.2: Diagrama químico bivalente $\text{SiO}_2$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ de Roser y Korsch (1986). PM: margen pasivo; ACM: margen continental activo; ARC: arco oceánico de islas.....	34
Figura III.3: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada.....	35
Figura III.4. Progresión diagenética de fases de $\text{SiO}_2$ sedimentario, y sus relaciones con la litología de depósitos silicios (Pisciotta, 1981; en Murray et al., 1992b). Se observa traslape de zonas mineralógicas y que el chert no necesariamente contiene cuarzo. (XRD= difracción de rayos X).....	37
Figura III.5: Esquema que muestra un perfil de la corteza terrestre entre un ridge y margen continental. Modificado de Mpodozis y Forsythe (1983). ....	38
Figura III.6: Diagrama esquemático de fraccionamientos químicos que ocurren potencialmente durante la formación de chert (Murray, 1994).....	40
Figura III.7: Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$ discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Resultados de graficar los datos geoquímicos de las muestras estudiadas.....	40
Figura III.8: Diagrama $100 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ vs. $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Resultados de graficar los datos geoquímicos de las muestras estudiadas.....	41
Figura III.9: Diagrama discriminante $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ de ambiente deposicional de chert (Boström, 1970; Modificado por Murray, 1994).....	41
Figura III.10: Diagrama $\text{La}_n/\text{Ce}_n$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ discriminante de ambiente deposicional de chert. Modificado de Murray (1994). ....	43
Figura III.11: Proceso de crecimiento de una red GCS. Se tiene una estructura inicial (izquierda) con unidades correspondientes a los vértices del triángulo. Luego de un número $\lambda$ constante de iteraciones la estructura se reorganiza con o sin inserción de una nueva unidad (circulo negro), la que se conecta localmente a las unidades presentes en su vecindad (Lacassie 2003). ....	44

Figura IV.1: Vista al NW de la isla Desolación en el lugar donde se obtuvieron las muestras DSOL-06 A DSOL-10 (Figura I.2, Figura I.3 y Figura I.12). Destaca nivel de chert rojo desde donde se obtuvo la muestra DSOL-07. ....	55
Figura IV.2: Resultados de conteos modales graficados en el diagrama QFL. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983). ....	57
Figura IV.3: Resultados de conteos modales graficados en el triángulo QmFLt. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983). Símbolos como en la Figura IV.2. ....	58
Figura IV.4: Diagrama SiO <sub>2</sub> vs. Índice de Alteración Química (CIA) de Nesbitt y Young (1982). CIA = (A/A+CN+K)*100. A = (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /101,96). CN = ((CaO/56,08)-(P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /141,948)*3,333)+ Na <sub>2</sub> O/61,9796). K = K <sub>2</sub> O/94,08.....	60
Figura IV.5: Diagrama en proporciones moleculares A-CN-K de Nesbitt y Young (1984, 1989), (proporciones moleculares). A = Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ; CN = CaO*+Na <sub>2</sub> O, donde CaO* = (CaO)-(P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )*3,333; K = K <sub>2</sub> O. WL = Línea de alteración de los feldespatos (Nesbitt y Young, 1984). Se han proyectado promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Grt, granito; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; Gab, gabro. Notar que en la parte baja del diagrama no aparecen los valores de A < 40. Símbolos como en la Figura IV.4. ....	61
Figura IV.6: Diagrama discriminante de Roser y Korsch (1986). PM, margen pasivo; ACM, margen continental activo; ARC, arco oceánico de islas. Cuadrado blanco: composición promedio de granodioritas del Batolito de Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979); cuadrado negro: composición promedio de granodioritas del Batolito Patagónico (Lacassie, 2003). Símbolos como en la Figura IV.4.....	62
Figura IV.7: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada. Se han proyectado algunos promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Rh, riolita; Rd, riolacita; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; And, andesita. Símbolos como en la Figura IV.4. ....	63
Figura IV.8: Diagrama discriminante Hf vs. La/Th modificado por Gu et al. (2002) a partir del diagrama de Floyd y Leveridge (1987). Los cuadrados blancos son promedios de corteza continental inferior (CCI) y corteza continental superior (CCS). Símbolos como en la Figura IV.4.....	65
Figura IV.9: Diagrama Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -TiO <sub>2</sub> -Hf, modificado por Lacassie (2003) de García et al. (1994). Símbolos como en la Figura IV.4. ....	66
Figura IV.10: Diagrama discriminante Co/Th vs. La/Sc (Floyd y Leveridge, 1987). Además se proyectaron las composiciones promedio de basaltos, andesitas, rocas volcánicas félsicas (FV), granitos, granodioritas del Batolito Sierra Nevada (Gd1) y granodioritas del Batolito Patagónico (Gd2). Símbolos como en la Figura IV.4. ....	67
Figura IV.11: Diagrama discriminante TiO <sub>2</sub> vs. Ni. Campos de sedimentos maduros y fuentes ácidas y básicas según Floyd et al. (1989). Los cuadrados corresponden a las proyecciones de la composición promedio de granodioritas: cuadrado negro, Batolito Patagónico (Lacassie, 2003) y cuadrado blanco a Batolito Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979). Símbolos como en la Figura IV.4.....	68
Figura IV.12: Diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Se proyectaron promedios de rocas ígneas, según Le Maitre (1976): And, andesita; Dac, dacita; Rh, riolita. CCS: área de proyección general de rocas de composición similar a la corteza continental superior; CMP, trayectoria de concentración de minerales pesados por procesos sedimentarios. Símbolos como en la Figura IV.4.....	69

Figura IV.13: Diagrama $100 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ vs. $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Resultados de graficar los datos geoquímicos de las muestras estudiadas.....	71
Figura IV.14: Diagrama $100 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ vs. $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Se proyectan los resultados de los análisis geoquímicos de Forsythe y Mpodozis (1983). Rectángulos azules en la simbología encierran a muestras del nivel I; rojo, nivel 2; verde, nivel 3; lila, nivel 4. ....	72
Figura IV.15: Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$ discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Resultados de graficar los datos geoquímicos de las muestras de este estudio. Símbolos como en la Figura IV.13 .....	73
Figura IV.16: Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$ discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Se proyectan los resultados de los análisis geoquímicos de Forsythe y Mpodozis (1983). Símbolos como en la Figura IV.14. ....	74
Figura IV.17: Diagrama discriminante de ambiente deposicional de chert $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ . Modificado por Murray (1994) de Boström (1970). Se proyectan los resultados de los análisis geoquímicos de este trabajo. Símbolos como en la Figura IV.13 .....	75
Figura IV.18: Diagrama discriminante $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ de ambiente deposicional de chert. Modificado por Murray (1994) de Boström (1970). Se proyectan los resultados de los análisis geoquímicos de Forsythe y Mpodozis (1983). Símbolos como en la Figura IV.14. ....	77
Figura IV.19: Diagrama $\text{La}_n/\text{Ce}_n$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ discriminante de ambiente deposicional de chert. Modificado de Murray (1994). Símbolos como en la Figura IV.13 .....	78
Figura IV.20: Resultados del análisis GCS del subset de datos de elementos mayores. La red GCS consta de 8 nodos (nombrados de la A a la H), a cada uno se le asigna un tipo específico de proveniencia sedimentaria (P1 a P4, dentro de los nodos del mapa) de acuerdo a la de proveniencia sedimentaria de las muestras presentes en la base de datos que se ubican en ese nodo. La escala a la derecha de las distribuciones de elementos mayores indica las concentraciones en wt%. 82	
Figura IV.21: Resultados del análisis GCS del subset de datos de elementos traza. La red GCS consta de 8 nodos (nombrados de la A a la H), a cada uno se le asigna un tipo específico de proveniencia sedimentaria (P1 a P4, dentro de los nodos del mapa), de acuerdo a la de proveniencia sedimentaria de las muestras presentes en la base de datos que se ubican en ese nodo. La escala a la derecha de las distribuciones de elementos mayores indica las concentraciones en ppm. ....	86
Figura V.1: Resultados de la sobreposición de conteos modales de Faúndez (2002), Lacassie (2003), Castillo (2008) y este trabajo en el diagrama QFL. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983). Símbolos que no se explican son como los de la Figura IV.2. Modificado de Castillo (2008).....	97
Figura V.2: Diagrama en proporciones moleculares A-CN-K de Nesbitt y Young (1984, 1989), (proporciones moleculares). A = $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; CN = $\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}$ , donde $\text{CaO}^* = (\text{CaO})-(\text{P}_2\text{O}_5)*3,333$ ; K = $\text{K}_2\text{O}$ . WL = Línea de alteración de los feldespatos (Nesbitt y Young, 1984). Se han proyectado las muestras de Faúndez, 2002 y Lacassie et al., 2006; así como los promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Grt, granito;	

Grd, granodiorita; Ton, tonalita; Gab, gabro. Notar que en la parte baja del diagrama no aparecen los valores de $A < 40$ .	100
Figura V.3: Diagrama discriminante de Roser y Korsch (1986). PM, margen pasivo; ACM, margen continental activo; ARC, arco oceánico de islas. Se han proyectado resultados de los trabajos de Faúndez et al. (2002) y Lacassie et al. (2006). Cuadrado blanco: composición promedio de granodioritas del Batolito de Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979); cuadrado negro: composición promedio de granodioritas del Batolito Patagónico (Lacassie, 2003). Símbolos como en la Figura V.2.	101
Figura V.4: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada. Se han proyectado algunos promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Rh, riolita; Rd, riodacita; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; And, andesita. Símbolos como en la Figura V.2.	102
Figura V.5: Diagrama discriminante La/Th vs. Hf modificado por Gu et al. (2002) a partir del diagrama de Floyd y Leveridge (1987). Los cuadrados blancos son promedios de corteza continental inferior (CCI) y corteza continental superior (CCS). Se proyectan las muestras de los trabajos de Faúndez et al. (2002); Lacassie et al. (2006); y Castillo (2008). Símbolos como en la Figura V.2.	103
Figura V.6: Diagrama $Al_2O_3$ - $TiO_2$ -Hf, modificado por Lacassie (2003) de García et al. (1994). Se proyectan tanto las muestras de este estudio como las de los trabajos de Faúndez et al. (2002); Lacassie et al. (2006); y Castillo (2008). Símbolos como en la Figura V.2.	104
Figura V.7: Diagrama discriminante Co/Th vs. La/Sc (Floyd y Leveridge, 1987). Además se proyectaron las composiciones promedio de basaltos, andesitas, rocas volcánicas félsicas (FV), granitos, granodioritas del Batolito Sierra Nevada (Gd1) y granodioritas del Batolito Patagónico (Gd2). Símbolos como en la Figura IV.2.	105
Figura V.8: Diagrama discriminante $TiO_2$ vs. Ni. Campos de sedimentos maduros y fuentes ácidas y básicas según Floyd et al. (1989). Los cuadrados corresponden a las proyecciones de la composición promedio de granodioritas: cuadrado negro, Batolito Patagónico (Lacassie, 2003) y cuadrado blanco a Batolito Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979). Símbolos como en la Figura V.2.	106
Figura V.9: Diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Se proyectaron promedios de rocas ígneas, según Le Maitre (1976): And, andesita; Dac, dacita; Rh, riolita. CCS: área de proyección general de rocas de composición similar a la corteza continental superior; CMP, trayectoria de concentración de minerales pesados por procesos sedimentarios. Símbolos como en la Figura IV.2.	107
Figura V.10: Esquemas $Fe_2O_3/TiO_2$ vs. $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ puestos en paralelo para compararlos. (A): Muestras de este trabajo; (B): muestras de Mpodozis y Forsythe (1983). Modificado por Murray (1994) de Boström (1970). Símbolos de (A) como en la Figura IV.13 y los de (B) como en la Figura IV.14.	116

## Índice de Tablas

Tabla I.1: Muestras seleccionadas para análisis geoquímicos según grupo. Los grupos corresponden a los definidos en la sección "Selección de campañas anteriores".	21
Tabla III.1: Coeficientes de las funciones discriminantes de ambiente tectónicos de Roser y Korsch (1988).	35
Tabla IV.1: Resultados de conteos modales, se presentan los porcentajes asociados a cada tipo de grano, estos valores serán utilizados para realizar la proyección en los triángulos QFL y QmFLt. Se toman los promedios para cada zona separando solamente las de isla Desolación en dos zonas (la noroeste y noreste) además de hacer su promedio total.	56
Tabla A.1: Análisis realizados a cada muestra.	131
Tabla B.1: Resultados de geoquímica de arenisca	133
Tabla B.2: Resultados de geoquímica de argilitas.	136
Tabla B.3: Tabla de promedios de resultados geoquímicos en areniscas y argilitas.	138
Tabla B.4: Resultados de geoquímica de chert.	140
Tabla F.1: Correlación de areniscas y lutitas.	160
Tabla F.2: Correlaciones solo areniscas.	161
Tabla F.3: Correlaciones solo argilitas.	162

# I INTRODUCCIÓN

## I.1 Exposición del Problema y Fundamentación

Mucho se ha discutido respecto a las posiciones relativas de la Antártica y Sudamérica previo al desmembramiento del Supercontinente Gondwana, tal como lo resume Miller, (2007). Trabajos recientes refuerzan la teoría de que la Península Antártica (PA) habría estado en contacto y continuidad geográfica con la Patagonia (PT) (Lawver et al. 1998; Jokat et al., 2003; Hervé y Fanning 2003; Hervé et al., 2006). En vista de esto, se hacen necesarios estudios que apunten a encontrar evidencia que refute; avale este modelo o proponga uno nuevo. En este contexto los estudios de proveniencia son útiles, al permitir comparar fuentes de sedimentos así como régimen tectónico de depósito (Sánchez y Centeno 2000).

Estudios de proveniencia sedimentaria se han realizado en el mundo a partir de los trabajos de Dickinson y Suzeck (1979), Dickinson et al. (1983), Ingersoll et al. (1984), Bathia (1985), Bathia y Crook (1986) y Roser y Korsch (1988), por nombrar algunos. A los criterios establecidos por estos autores se les suma recientemente el uso de redes neuronales auto organizadas para descubrir patrones geoquímicos (Lacassie et al., 2004).

En Chile los estudios de Mpodozis y Forsythe (1983), Faúndez (2000), Faúndez et al. (2002), Lacassie (2003), Lacassie et al. (2006) y Castillo (2008), han aportado nuevos datos sobre unidades que juegan un papel protagónico en la configuración paleogeográfica previa al Jurásico Tardío de la PT con respecto a la PA. Algunas de estas unidades son el Complejo Duque de York (CDY) que aflora en la PT y el Grupo Península Trinidad (GPT) que aflora en la PA.

Este tipo de trabajos junto con dataciones realizadas (Fanning et al., 2006; Thomson y Hervé, 2002), han generado evidencia con respecto a que rocas pertenecientes al GPT y al CDY presentan una proveniencia, y patrones de edad de U-Pb de zircones detríticos comparables, lo que se suma a similitudes en la litología turbidítica y el bajo grado metamórfico que presentan las rocas pertenecientes a estas unidades (Hervé et al., 2006; Castillo 2008).

En la isla Desolación (ID) afloran rocas asignadas al CDY. Esta asignación se basa en similitudes en los tipos de rocas presentes y de edad. Con respecto a los primeros, corresponden principalmente a rocas sedimentarias afectadas por metamorfismo de bajo grado, que comprenden arenisca y argilitas con lentes de chert, comparables a las rocas del CDY encontradas en islas de la Patagonia entre los 50 y 52° L.S. En cuanto a la edad de las rocas de la ID, se ha determinado en base a dataciones de U-Pb de circones detríticos en el rango del Pérmico Temprano tardío (274 Ma); edad que es muy similar a la de otros afloramientos del CDY (Hervé et al., 2006). Además se han estimado edades de deposición del Pérmico temprano a partir de cherts radiolaríticos, equivalentes a las encontradas en el archipiélago Madre de Dios (AMD) por Ling et al. (1985) y; en la isla Madre de Dios (IMD) e isla Recalada por Ling y Forsythe (1987).

De este modo, los análisis de proveniencia y de ambiente deposicional de muestras de la ID (y de afloramientos del CDY al norte de esta), generarán datos respecto de un área muy poco estudiada, que se espera, permitan establecer nuevas relaciones entre las unidades que allí afloran y las que aparecen más al norte en la PT, así como con las que afloran en la PA, las que pueden tener consecuencias sobre la configuración geográfica de Gondwana previo a su rompimiento.

## **I.2 Objetivos Generales**

Determinar proveniencia sedimentaria y ambiente deposicional de unidades metasedimentarias atribuidas al Complejo Duque de York y Complejo Denaro que

afloran en islas de la Patagonia entre los 50°20' y los 53°34' Lat.S., en cuanto a la fuente y régimen tectónico de la cuenca de depósito, y en cuanto a la cercanía relativa a una zona de expansión o al margen continental durante el depósito, respectivamente. A partir de esto establecer sus relaciones con las unidades del CDY que afloran en la Patagonia y del GPT que afloran en la Antártica.

### **I.3 Objetivos Específicos**

- Obtener características petrográficas cualitativas (cuales son los minerales y cuales fragmentos líticos; fósiles y estructuras que se observan y como estas se presentan) y cuantitativas (abundancia relativa de los minerales y fragmentos líticos) de las rocas que forman parte de unidades asignadas al CDY y CD.
- Generar un control geográfico y geológico de las muestras analizadas.
- Caracterizar geoquímicamente unidades atribuidas al CDY y CD presentes en la Patagonia entre los 50°20' y los 53°34' Lat. S.
- Discriminar con criterios petrográficos y geoquímicos la proveniencia y/o ambiente de depósito de las rocas estudiadas.
- Contrastar los resultados obtenidos con los de estudios similares realizados en rocas de la Patagonia, pertenecientes al CDY y la Antártica, pertenecientes al GPT.

### **I.4 Hipótesis**

Las hipótesis de trabajo bajo las cuales se trabajará son las siguientes:



- Las unidades que afloran al sur del archipiélago Madre de Dios y la isla Duque de York tienen un origen común con las del CDY, CD y GPT y se depositaron en los mismos rangos de tiempo.
- Este origen común se traduce en similitudes geoquímicas y mineralógicas y fosilíferas de las unidades asignadas al CDY y CD y GPT que afloran en las islas de las que se cuenta con muestras para ser analizadas en este estudio.
- Este origen común se explicaría por una configuración paleogeográfica en que la Patagonia y la Península Antártica habrían estado en continuidad geográfica antes del Jurásico Temprano.
- Los resultados de los análisis de las muestras de chert deberían evidenciar distintos grados de aportes terrígenos a partir de su ubicación tectono-estratigráfica y génesis propuestas por Mpodozis y Forsythe (1983) para las muestras obtenidas en el archipiélago Madre de Dios. Esto se traduce en variaciones geoquímicas que deberían evidenciarse en los diagramas de Murray (1994).
- Las variaciones geoquímicas que deberían evidenciarse en los diagramas de Murray (1994) deberían permitir determinar el ambiente deposicional del chert en cuanto a si este era un ambiente próximo al ridge, en o cercano a la zona pelágica o con mayor influencia del margen continental.
- Si el grado de recristalización en las muestras de chert lo permite, deberían presentarse restos de radiolarios a partir de los que se obtendrían edades similares a las encontradas en los otros afloramientos asignados al CDY y CD.
- Las muestras más cercanas entre ellas son las más similares entre sí y por lo tanto los mayores contrastes (mineralógicos y químicos) se deberían ver entre muestras de zonas lejanas entre sí, es decir, las islas de donde se sacaron las muestras. Sobre esta suposición se establecen los distintos grupos de muestras (ver sección 1.5.2).

- La geoquímica permite discriminar entre fuentes de sedimentos.

## **I.5 Metodología**

Se estudiaron muestras tanto recolectadas en terreno durante la campaña del mayo del año 2009 a la isla Desolación, como muestras obtenidas en campañas anteriores realizadas en la Patagonia en que participó el profesor Francisco Hervé entre los años 1997 y 2004. La ubicación de las zonas de muestreo se grafican en la Figura I.1. Las metodologías utilizadas para determinar la proveniencia sedimentaria se explicarán en el capítulo II (Marco Teórico).

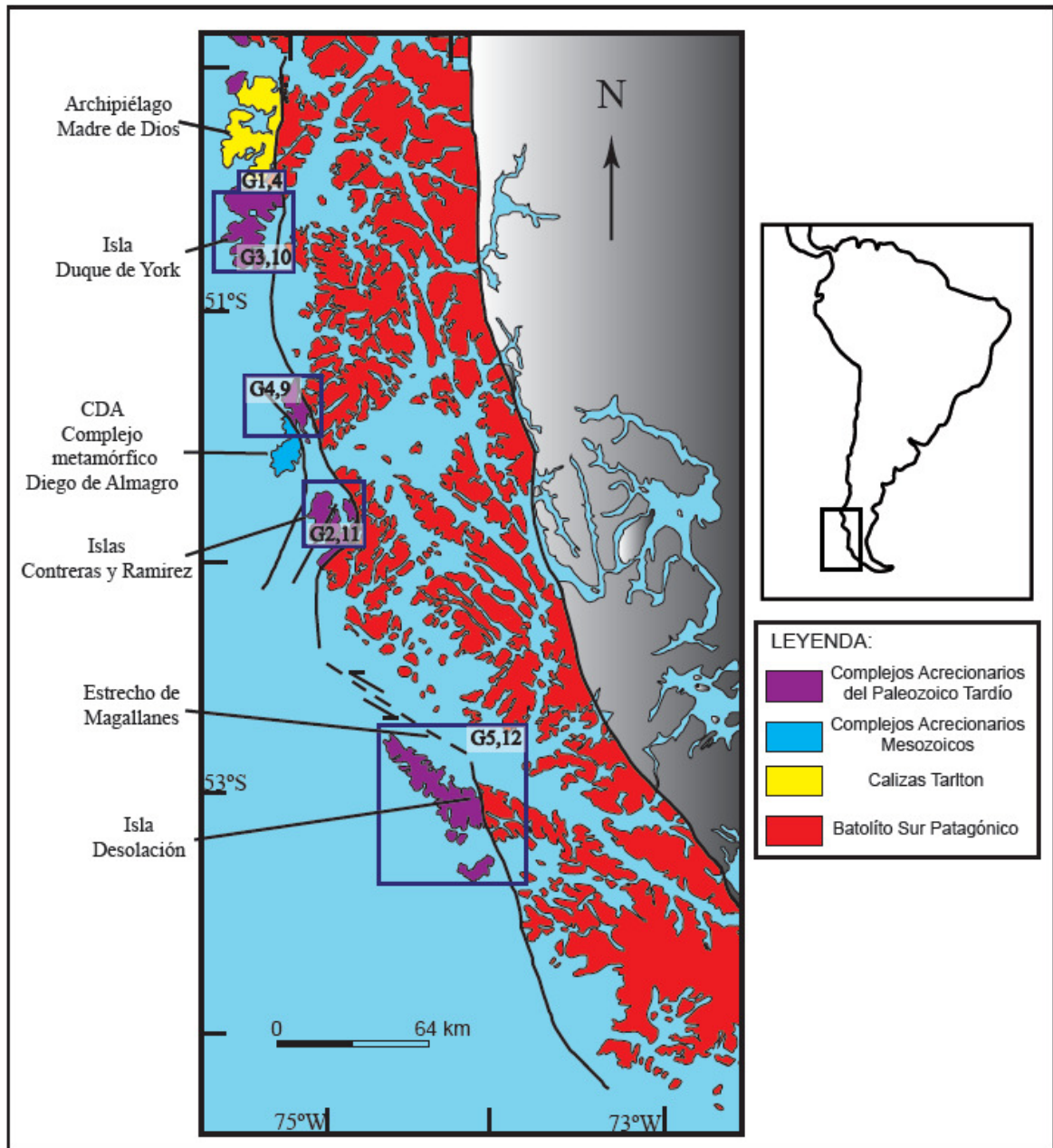


Figura I.1: Mapa de la costa oeste de América del Sur. Se muestran las islas de donde se obtuvieron muestras estudiadas en este trabajo y el contexto geológico. En los cuadros azules se indican los grupos que se han designado a el área que encierra cada uno (ver sección I.5.1.1) y el número de figura del capítulo I correspondiente (separados por coma), respectivamente. Modificado de Hervé et al. (2006).

### I.5.1 Campaña de terreno

Se realizó una campaña a isla Desolación, que consistió en la obtención de muestras del Batolito Patagónico para estudios de paleomagnetismo y muestras del Complejo Duque de York para estudios de proveniencia sedimentaria y paleomagnéticos. Ambos tipos de muestra se obtuvieron de distintas áreas de la isla (Figura I.2).

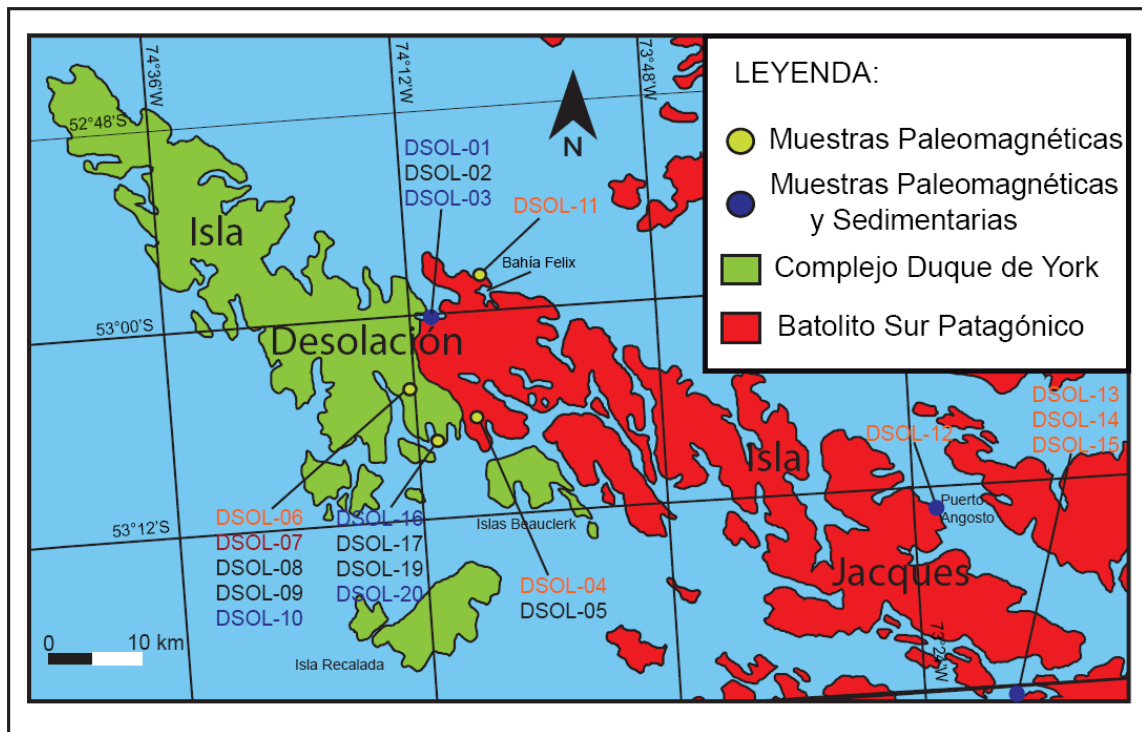


Figura I.2: Mapa esquemático de la isla Desolación con las zonas de muestreo y códigos de las muestras obtenidas en cada una de estas zonas: en azul muestras de arenisca, en rojo chert, en negro argilitas, en naranja intrusivos. Modificado de Quezada et al. (2009).

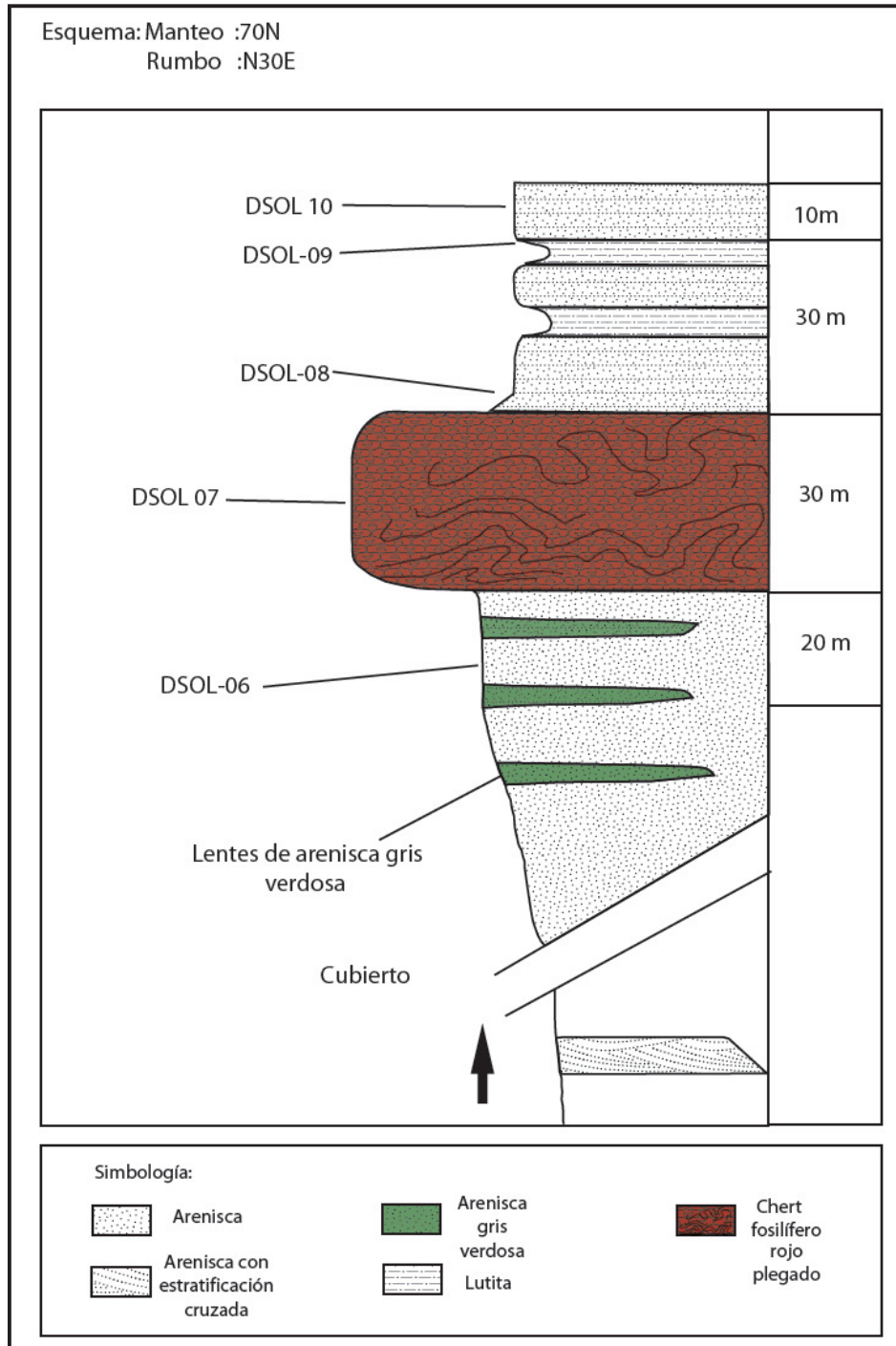


Figura I.3: Columna esquemática de isla Desolación en la zona de la zona de donde se obtienen las muestras DSOL-06 a DSOL-10 (Figura I.2). Fuente: J.P. Lacassie.

## **I.5.2 Selección de muestras**

Como resultado de la revisión de muestras recolectadas por Francisco Hervé en las campañas de terreno a la Patagonia realizadas entre los años 1997 y 2004, se obtuvo una selección de areniscas, argilitas y cherts. Se revisaron cortes transparentes para estimar cuan alteradas podrían estar las muestras a fin de descartar muestras que pudieran entregar datos poco confiables en cuanto a su geoquímica original. Por ejemplo, la presencia de vetillas, reemplazo y/o alteraciones. Así también se revisó que las muestras de arenisca cumplieran los requerimientos necesarios para la realización de los análisis (ver Capítulo II). De este modo, se estableció el conjunto final de muestras a las que se les hicieron análisis.

De esta selección final se eligieron muestras según se detalla a continuación según campaña, cantidad y tipo de muestra. Cada una de estas campañas es asociada a grupos numerados de 1 a 5 (Figura I.1), para facilitar la comparación entre las distintas zonas de muestreo. A estas se le suman las seleccionadas de la campaña a isla Desolación el año 2009, descrita anteriormente.

### **I.5.2.1 Grupo 1: Muestras de archipiélago Madre de Dios, campañas 1997, 1998 Y 2004**

Corresponden a 8 Muestras de chert y una de arenisca. De estas cuatro son de la campaña de 1997. Entre ellas está chert MD6 que se obtuvo en isla Hija de Dios (Figura I.4). El afloramiento consiste en un grueso espesor de rocas verdes con estructura de pillow solo en partes y no muy bien desarrollada. (Figura I.5). De la misma campaña son las muestras MD10 (chert rojo), MD11 (chert verde/rojo con bandas) y MD12 (chert verde), se obtuvieron desde la punta NW de la isla Denaro (Figura I.1, Figura I.4, Figura I.6). Aquí afloran en sucesión de abajo hacia arriba pillow basalts de textura porfírica donde los fenocristales son de plagioclasa en una masa fundamental grisácea sobre los cuales yacen los 3 tipos de chert antes mencionados y que a su vez son sobreyacidos por calizas (Figura I.6).

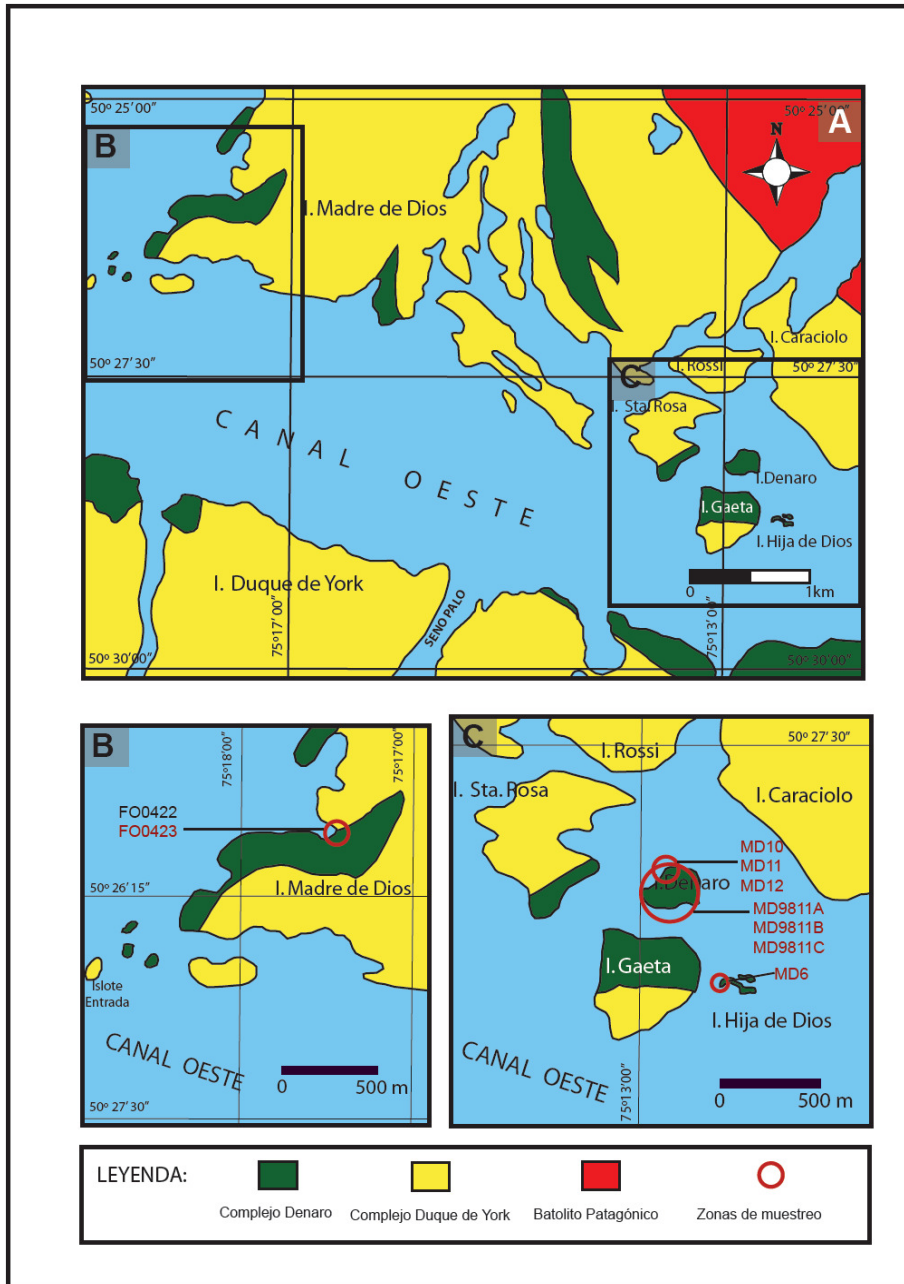
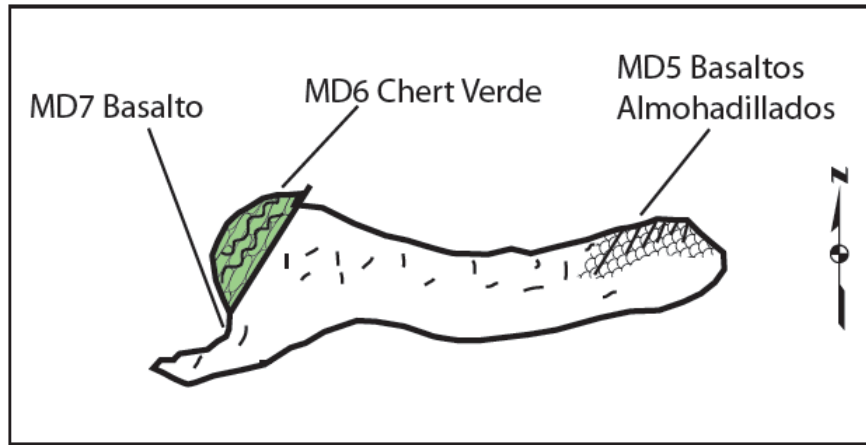
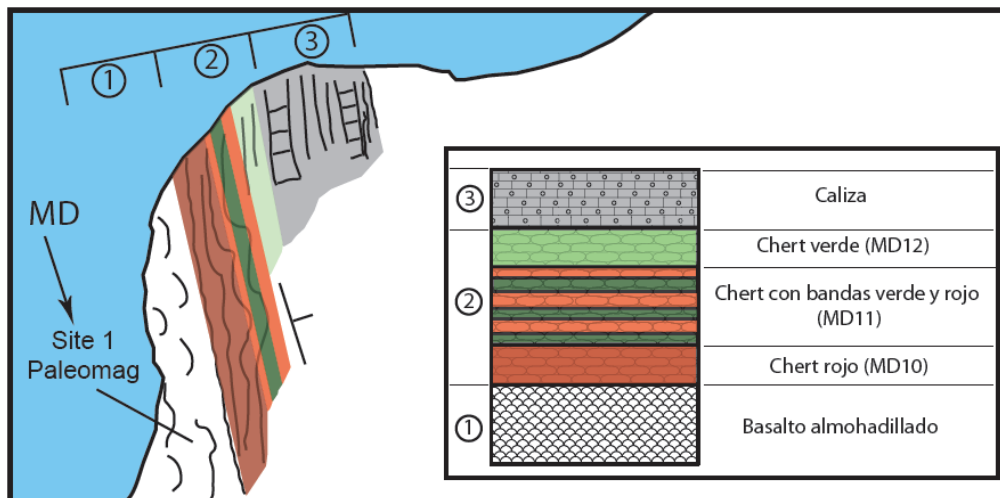


Figura I.4: (A) Mapa geológico esquemático de la zona del Canal Oeste y alrededores (Grupo 1). En los recuadros se pueden observar las áreas de muestreo y los códigos de muestras (en negro arenisca y en rojo chert) en islas Madre de Dios (B), Denaro e isla Hija de Dios (C) modificado de Forsythe y Mpodozis (1983).



**Figura I.5:** Esquema en planta de cómo se disponen las rocas en la isla Hija de Dios; las líneas indican de donde se sacó cada muestra y las etiquetas corresponden al código de la misma seguida del tipo de roca al que corresponde (Fuente: Francisco Hervé).

Las otras 3 muestras se obtuvieron de la campaña de 1998, consistentes en chert. MD9811A, MD9811B y MD9811C son códigos que corresponden a muestras obtenidas en la isla Madre de Dios (Figura I.4), cuya litología es chert blanco/gris, rojo y negro respectivamente.



**Figura I.6:** Esquema en planta de cómo se disponen las rocas en la punta NW de la isla Denaro en el lugar de muestreo; de izquierda a derecha se presentan basaltos almohadillados (1) sobre los que se disponen capas de chert (2) y, sobre estos, calizas (3). En el recuadro de la derecha se muestra una columna esquemática de la sucesión (Fuente: Francisco Hervé).



Otras 2 muestras se obtuvieron desde un afloramiento de la isla Madre de Dios al este de isla Guarello (Figura I.4). En este aparecen areniscas cuarzosas de grano medio, en barras gruesas, con pelitas intercaladas, bajo una serie de chert laminados con muchos pliegues (Figura I.7). Los códigos son FO0422 (arenisca) y FO0423 (chert).

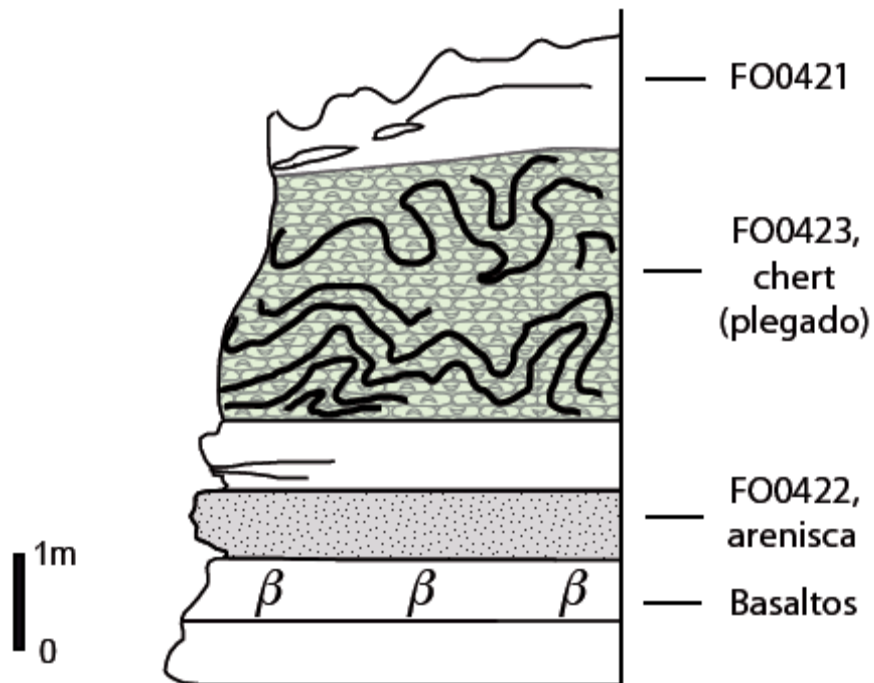


Figura I.7: Columna esquemática de la Madre de Dios en el lugar de muestreo (Fuente: Francisco Hervé).

#### I.5.2.2 Grupo 2: Muestras de isla Ramírez, campaña 2000

Las muestras de este grupo corresponden a 3 areniscas, obtenidas en Caleta Torres (Figura I.8). Se presentan en capas gruesas cuarzosas. Los códigos correspondientes son FO0074, FO0076 y FO0080A.

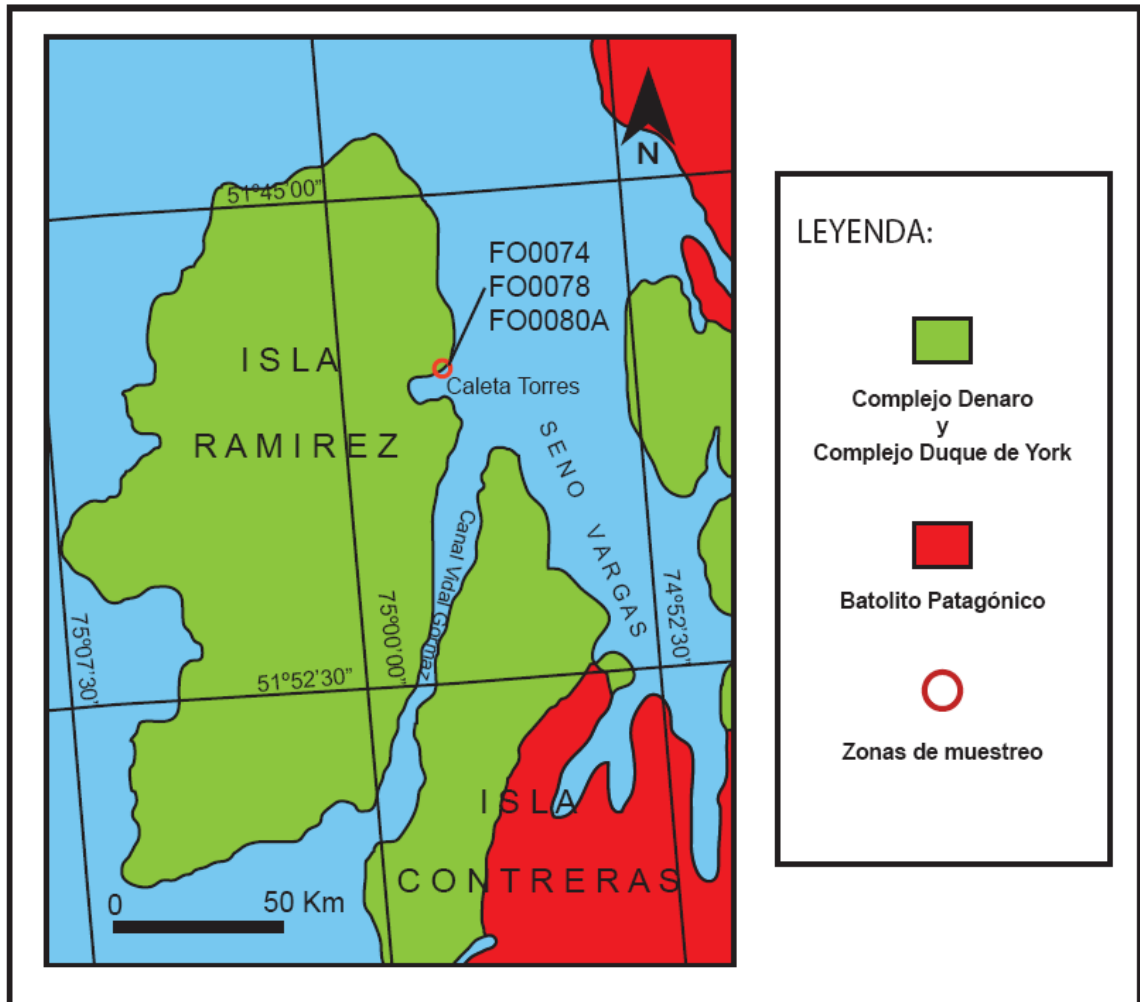


Figura I.8: Mapa esquemático de la isla Ramírez e isla Contreras, con ubicación y códigos de las muestras de arenisca obtenidas en Caleta Torres (Grupo 2). Modificado de Sernageomin (2003).

### I.5.2.3 Grupo 3: Muestras de isla Duque de York, campaña 1999

Se cuenta con 10 muestras, todas recolectadas de la zona del Seno Francisco (Figura I.9). Las muestras DY991, DY992, DY995, DY999, DY9910F, DY9911 y DY9912 corresponden a argilitas; DY998 y DY9910A a arenisca; y DY997 a chert. La descripción de los afloramientos de los que se extrajeron estas muestras se realiza en Faúndez (2000).

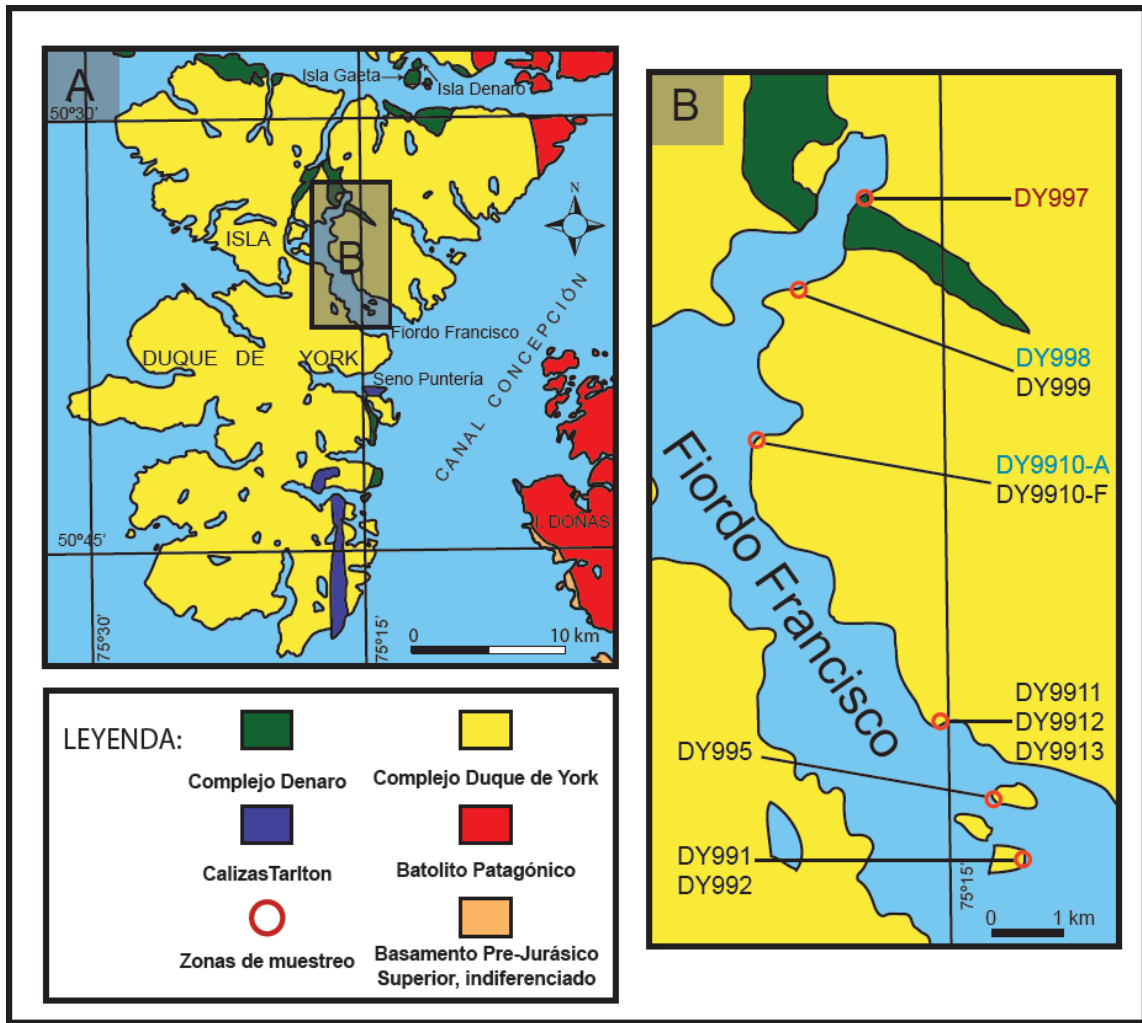


Figura I.9: Mapa de la isla Duque de York (A) y zoom (B) con ubicación y códigos de las muestras de las cuales se seleccionaron las que se estudian en este trabajo (Grupo 3). En negro lutita, en azul claro arenisca y en rojo chert. Modificado de Forsythe y Mpodozis (1983) y de Faúndez (2000).

#### I.5.2.4 Grupo 4: Muestras de isla Diego de Almagro, campaña 1998.

DA9805B y DA9805 C son muestras de cherts bandeados sacados de una isla sin nombre a la entrada de Seno Pelantaro (Figura I.10). Estos se presentan en capas de 30 cm donde los cherts se intercalan con calizas. Las capas están plegadas (Figura I.11).

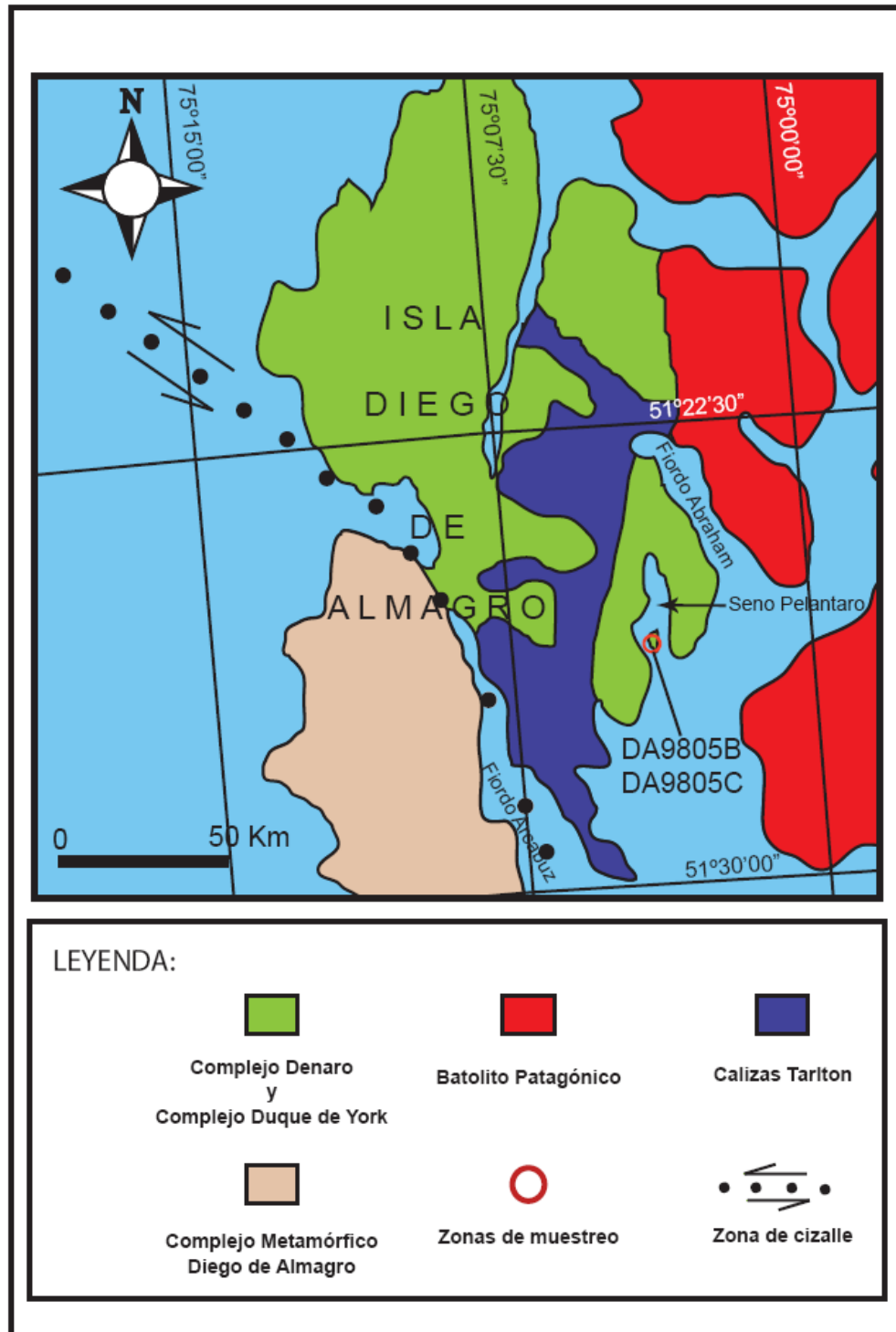
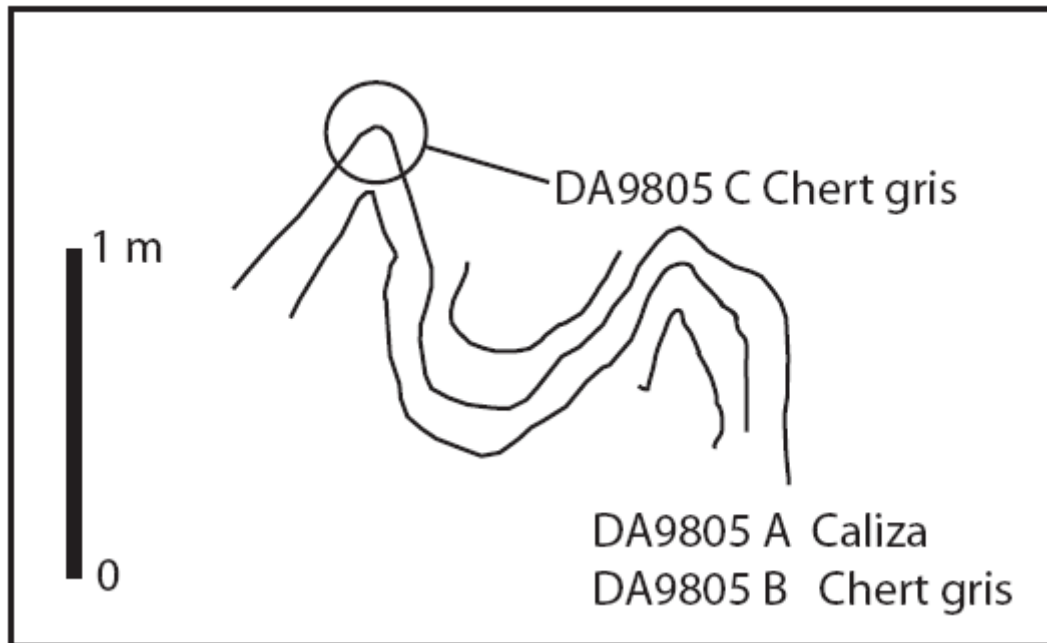


Figura I.10: Mapa esquemático de la isla Diego de Almagro con ubicación de la zona de muestreo y código de las muestras de chert usadas en este estudio (Grupo 4). Modificado de Sernageomin (2003).



**Figura I.11: Esquema que muestra el contexto en el que se encuentran las muestras en un islote a la entrada del Seno Pelantaro, en la isla Diego de Almagro. Las capas de chert y caliza son de 30 cm y se encuentran plegadas (Fuente: Francisco Hervé).**

#### **I.5.2.5 Grupo 5: Muestras de isla Desolación, campañas 2002 y 2009**

Se trabajó con 14 muestras, 7 de las cuales corresponden a la campaña del año 2002. Estas consisten en 3 areniscas (FO0203, FO0203G y FO0204) y el resto a chert (FO0203C, FO0203D, FO0203E, FO0203F). Todas ellas sacadas de una sucesión que aflora en la Bahía Vio (Figura I.12, Figura I.13).

A estas se suman 7 de las muestras recolectadas en la campaña de terreno del abril del 2009 (descrita al inicio de la sección terreno), 4 son areniscas y sus códigos son, DSOL-03, DSOL-10, DSOL-16, DSOL-20; las lutitas DSOL-17, DSOL-19; y el chert DSOL-07. La sucesión que se observa en terreno se muestra en la columna esquemática de la Figura I.3.

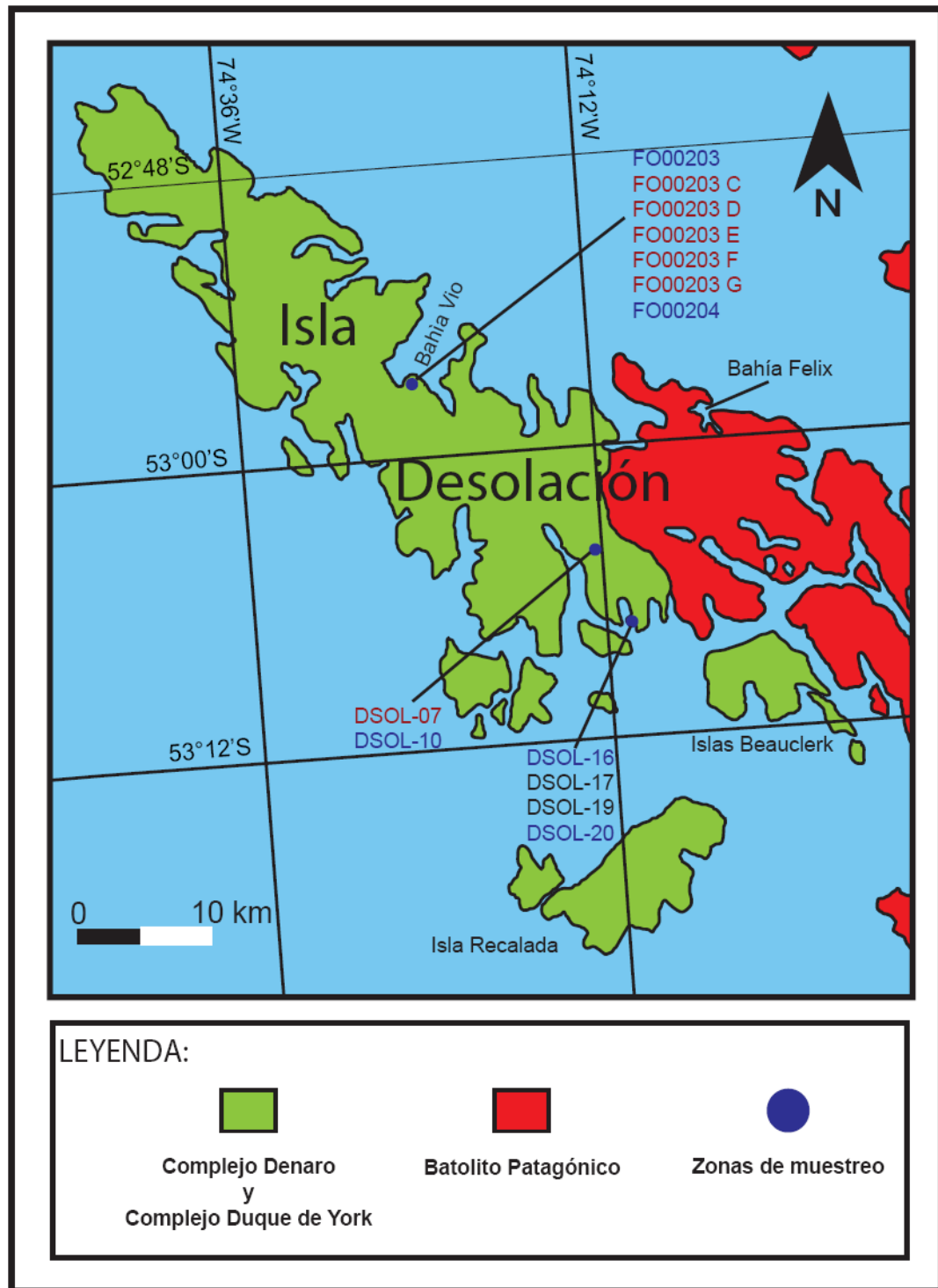
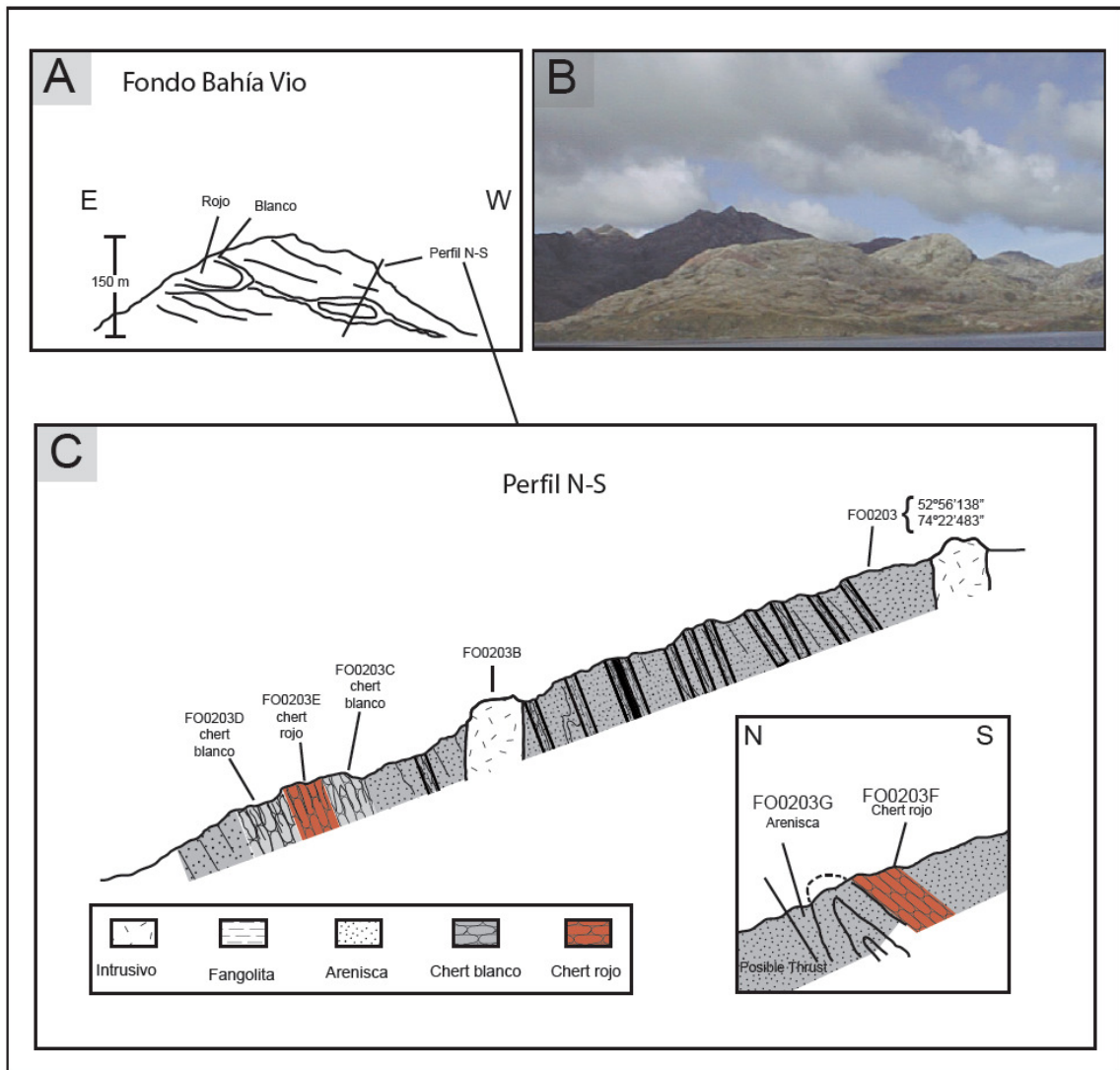


Figura I.12: Mapa esquemático de isla Desolación con ubicación de muestras usadas en este trabajo y sus nombres (Grupo 5). En azul muestras de arenisca, en rojo de chert, y en azul de lutita. Modificado de Quezada et al. (2009).



**Figura I.13: (A) Esquema E-W de afloramientos de isla Desolación, al fondo de Bahía Vio, (B) Foto del afloramiento esquematizado en (A), y (C) perfil esquemático N-S según la traza que aparece en (A). En el recuadro se muestra el contexto de donde se obtuvieron las muestras FO0203G, FO0203F. Fuente: Francisco Hervé.**

### **I.5.3 Preparación de muestras**

Se realizaron cortes transparentes representativos de las muestras con las que se contó para este trabajo para los casos en que estos no se encontraban ya hechos. Estos fueron realizados en el laboratorio de corte de la Universidad de Chile por el Sr. Julio Díaz.

Se prepararon muestras para análisis geoquímicos en el laboratorio de preparación de muestras de la Universidad de Chile, por el Sr. Juan Vargas. Estos análisis consisten en establecer concentraciones de elementos mayores, es decir,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ; tierras raras, o sea, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Th, Y, Sc, Hf; y trazas, Zn, Co, Ni, Ba, Cr, V, Cu, Nb, Sr y Zr; se determinaron por Fusión de Metaborato / Tetraborato de Litio – ICP de roca total e ICP/MS (Plasma por Acoplamiento Inductivo - de Masa) con un equipo Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000 ICP/MS, perteneciente al Laboratorio ACTLABS. Para las areniscas y argilitas se usó el paquete de análisis geoquímicos 4 litho, mientras que para las muestras de chert se analizaron según el paquete 4 litho research que tiene mejores límites de detección en especial para algunos elementos traza.

Se prepararon muestras de chert y lutitas para la separación de radiolarios y posterior análisis paleontológico. El trabajo fue realizado en la Hyogo University of Teacher Education de Japón, por el Dr. Atsushi Takemura, profesor asociado de esta institución. La extracción de los radiolarios se hace usando HF, HC u otros químicos, para luego tomar cada resto de radiolario y observarlo usando un microscopio electrónico de barrido SEM (Takemura, comunicación personal).



#### **I.5.4 Laboratorio y gabinete**

Se realizó la descripción de cortes transparentes representativos de las rocas que forman parte de las unidades asignadas al CDY, que afloran en las distintas áreas de donde se obtuvieron las muestras con que se cuenta para este estudio. Esto, con el fin de obtener las características petrográficas cualitativas de las láminas delgadas correspondientes a areniscas y chert (que minerales y líticos están presentes, con que textura, presencia de restos fósiles, tamaño de granos y cristales); y a partir de estas, las características cuantitativas de los mismos (e.g. abundancia relativa de minerales y líticos). Adicionalmente en el caso de las areniscas se hicieron conteos modales de minerales indicativos de procedencia, según el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984).

Se establecieron criterios de selección de muestras, teniendo en cuenta que estudios se les iba a realizar según su litología y características establecidas en la descripción de cortes transparentes; se realizó dicha selección y se generó una tabla con muestras y los respectivos análisis a los que se les someterían (Anexo A), así como mapas con la ubicación de estas (Figura I.1, Figura I.4, Figura I.8, Figura I.9, Figura I.10, Figura I.12).

Se hicieron análisis geoquímicos a un total de 36 muestras 15 de las cuales corresponden a chert, 12 a areniscas y 9 a argilitas. Los resultados de areniscas se proyectarán en distintos diagramas de discriminación de proveniencia sedimentaria. Los resultados del chert fueron proyectados en diagramas discriminadores de ambiente de depósito de sedimentos que posteriormente habrían dado origen al chert por procesos diagenéticos. Las concentraciones resultantes de los análisis geoquímicos de los óxidos mayores fueron normalizadas al 100% libre de volátiles antes de trabajar con ellos.

Grupo	Total Muestras del Grupo	Areniscas	Argillitas	Chert
TOTAL Grupo 1:	8	1	-	7
TOTAL Grupo 2:	3	3	-	-
TOTAL Grupo 3:	10	2	7	1
TOTAL Grupo 4:	2	-	-	2
TOTAL Grupo 5:	13	6	2	5
Total	36	12	9	15

**Tabla I.1: Muestras seleccionadas para análisis geoquímicos según grupo. Los grupos corresponden a los definidos en la sección “Selección de campañas anteriores”.**

### I.5.5 Redes neuronales artificiales

Con el fin de establecer similitudes geoquímicas entre las rocas del presente estudio, las del estudio de Lacassie (2003) en la PT, de los trabajos de Castillo (2008 y 2010) en la PA y otras sucesiones cuya proveniencia sedimentaria ya ha sido determinada, se empleó el set de datos de Castillo (2008), donde las areniscas fueron clasificadas en uno de los cuatro tipos de proveniencia sedimentaria definidos por Roser y Korsh (1988): P1 (proveniencia ígnea máfica), P2 (proveniencia ígnea intermedia), P3 (proveniencia ígnea félsica) y P4 (proveniencia ígnea reciclada).

Los datos se dividieron en dos subsets correspondientes a:

- Elementos mayores: Subset de 902 muestras de areniscas cada una con información de 10 elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) con datos de 30 sucesiones.
- Elementos traza: Subset de 685 muestras de areniscas las cuales tienen información de elementos (La, Ce, Y, Sc, Zn, Ni, Ba, Cr, V, Sr, Zr, Th y Nb), con datos de 13 sucesiones.

Aunque las bases de datos están construídas exclusivamente por arenisca a las muestras de este trabajo, a las de trabajos anteriores en el CDY (Lacassie, 2003) y las del GPT se le agregan las argilitas que se asocian a estas en las mismas unidades respectivas.

Tal como se hizo en Castillo (2008) se agregan también datos geoquímicos de las muestras de arenisca de la PA obtenidos de Willan (2003).

Los subsets fueron analizados por separado siguiendo la metodología establecida en Lacassie et al. (2004).

Estos análisis sirvieron de complemento a los realizados a partir de los diagramas de discriminación geoquímica, ya que permiten comparar gran cantidad de datos, estableciendo nexos geoquímicos a partir de los que se puede deducir un tipo de proveniencia para los datos de este trabajo y, de este modo, comparar con los trabajos anteriores en el CDY y GPT.

## II MARCO GEOLÓGICO

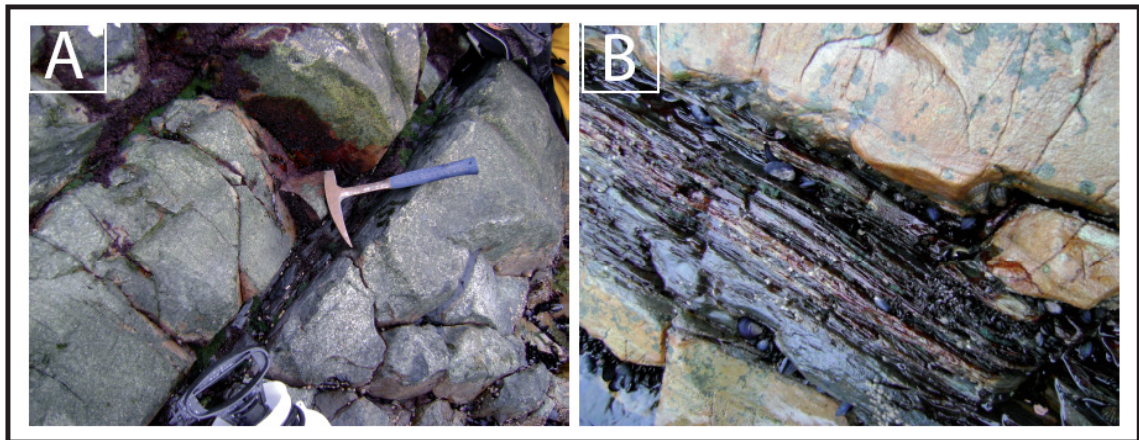
Se denomina Patagonia a la región más austral de Sudamérica, que para este estudio se considerará como el área al sur de los 44°S. Está conformada por dos segmentos de los Andes en el lado pacífico: el patagónico y el fueguino. Por el lado atlántico consiste en una plataforma llamada Patagonia extra andina. En esta plataforma, dos áreas de afloramientos principales de rocas pre-rompimiento de Gondwana que son llamadas el Masivo Nor-Patagónico al norte y el Macizo el Deseado en el sureste (Hervé, 2006).

En tanto, los Andes Patagónicos están conformados por el Complejo Metamórfico de los Andes del Este; el Complejo Igneo y Metamórfico Puerto Edén y los Complejos Acrecionarios Costeros. Este último comprende de norte a sur el Complejo Metamórfico Chonos (CMC), el Complejo Acrecionario Madre de Dios (CAMD) y el Complejo Metamórfico Diego de Almagro (CMDA), los que afloran al oeste del batolito patagónico (BP). Las muestras de rocas estudiadas en este trabajo pertenecen al CAMD y al CMDA (Hervé et al., 2007). El CMDA está compuesto por tres unidades litoestratigráficas intercaladas tectónicamente, el Complejo Duque de York (CDY), el Complejo Denaro (CD) y Calizas de Tarlton (CT) (Forsythe y Mpodozis, 1983).

### II.1 Complejo Duque de York

Desde isla Madre de Dios por el norte, hasta isla Desolación por el sur afloran rocas que corresponden a sucesiones turbidíticas (Figura II.1), que fueron depositadas discordantemente sobre las CT y el CD, cuando estas alcanzaron la vecindad de un margen continental (Forsythe y Mpodozis, 1983; en Hervé et al., 2007).

El CDY aparece imbricado, de una manera complicada, por lo que no se puede deducir mucho sobre su estratigrafía original y relaciones de contacto con el CD y CT. Las sedimentitas del CDY corresponden a una sucesión monótona, donde alternan niveles de lutitas, areniscas y conglomerados donde se conservan algunas estructuras sedimentarias originales (Forsythe y Mpodozis, 1983). También se encuentran clastos de calizas y chert similares a las de CD y CT intercalados en la sucesión (Forsythe y Mpodozis, 1983) y en isla Desolación aparecen cherts con radiolarios que forman macroboudins (Hervé et al., 2002). Los fósiles de los clastos relacionados con CD y CT indicarían una edad post-pérmica temprana (Forsythe y Mpodozis, 1983). Los cherts indican una edad de deposición pérmica temprana y circones detríticos entregan una edad pérmica temprana (Hervé et al., 2007). La edad más joven del CDY está dada por su edad de metamorfismo previa al Jurásico Temprano (Thompson y Hervé, 2002).



**Figura II.1: Intercalaciones de arenisca y lutita en la costa NW de isla Desolación. En (A) se observa la sucesión de areniscas (con un color verdoso) y lutitas (negras). En (B) se muestra un detalle de la lutita.**

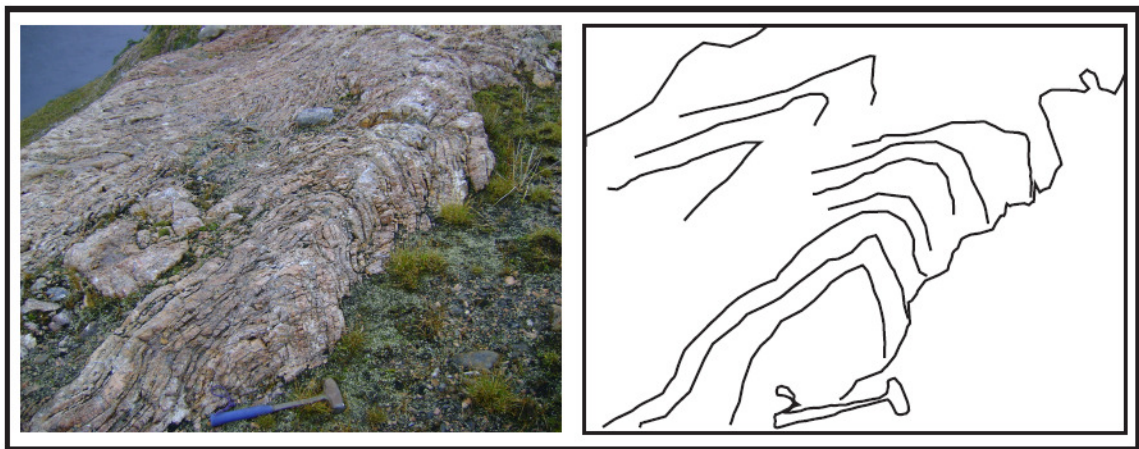
## **II.2 Complejo Denaro**

A pesar de la intensa deformación que ha sufrido esta unidad ha sido posible reconstruir su estratigrafía. Es una asociación que ha sido separada en 4 unidades que de base a techo son: basaltos (I) cherts (II y III) y calizas (IV), (Figura II.3). Ambos niveles de chert (Figura II.2) contienen esqueletos de radiolarios en una matriz de

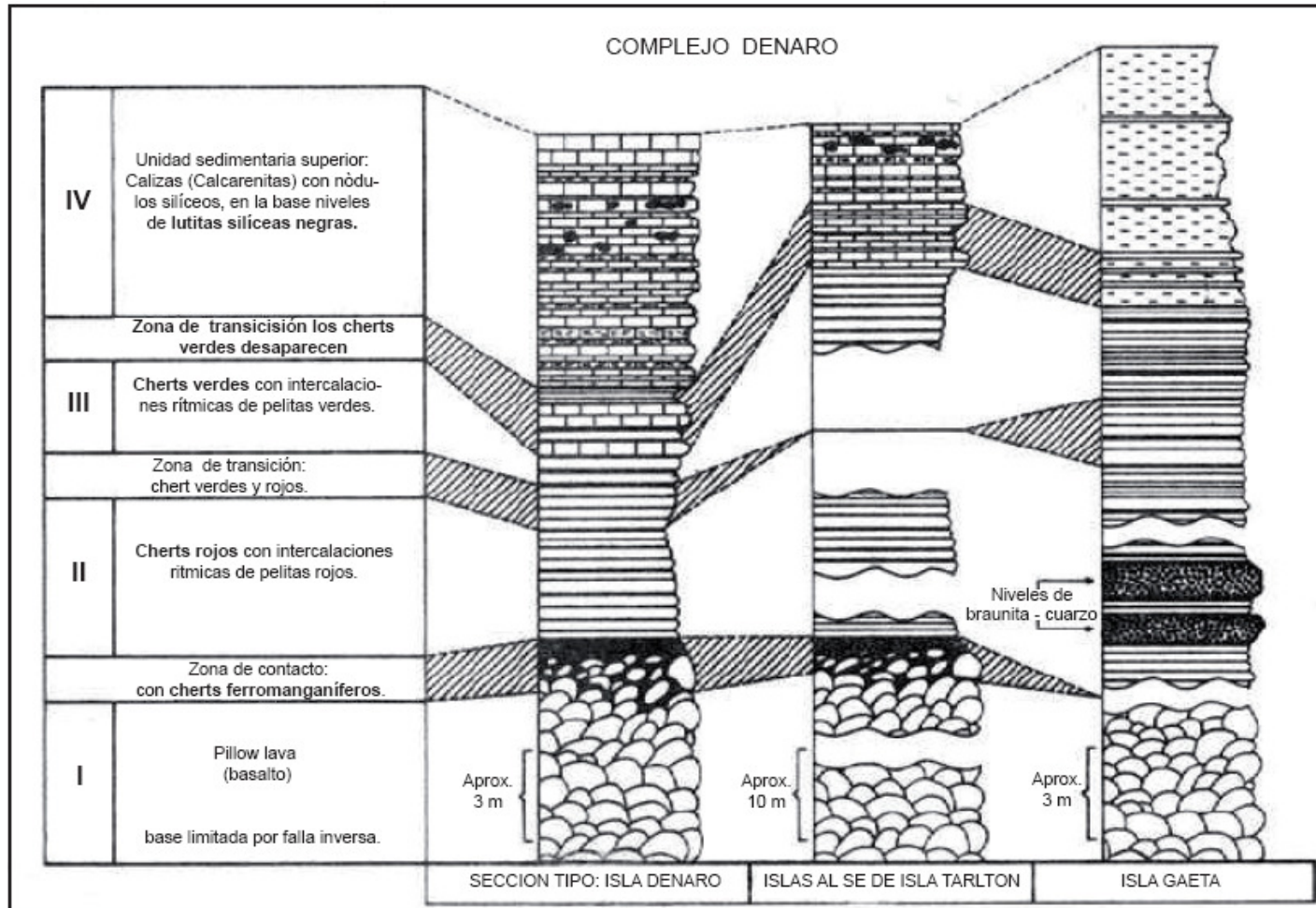
hematita y argilita, bien conservados en el nivel II, mientras que en el nivel III, los cherts presentan recristalización diagénética y solo son apreciables fantasmas de radiolarios (Mpodosis and Forsythe, 1983). Se han realizado dataciones en radiolarios del CD en el archipiélago Madre de Dios los que han entregado edades de depósito carbonífera tardía a pérmica temprana (Ling et al., 1985).

Forsythe y Mpodosis (1983) infirieron que los niveles superiores del CD se formaron probablemente a partir del depósito de material detrítico producto de erosión submarina de una plataforma carbonatada, intraoceánica, correspondiente a las CT.

A partir del mapeo realizado de las unidades del CAMD Forsythe y Mpodosis (1983) plantean un modelo tectono-estratigráfico que las relaciona. Este consiste en una zona de divergencia y un margen activo, entre las cuales hay un monte submarino. Entre la zona de divergencia y el monte submarino, y entre el monte y la fosa hay depósitos pelágicos e hidrotermales correspondientes al CD, la parte superior del monte submarino está formada por las CT y en la zona de la fosa se habrían depositado detritos volcánoclasticos correspondientes al CDY.



**Figura II.2: Nivel de chert radiolarítico rojo de la isla Desolación con deformación, comparable texturalmente con los reportados para el Complejo Denaro en el AMD. A la izquierda la foto y a la derecha se delinean algunos de los pliegues que se observan en el chert.**



**Figura II.3: Columnas estratigráficas del Complejo Denaro (afloramientos a lo largo del Canal Oeste). Modificado de Forsythe y Mpodozis (1979).**

## **III MARCO TEÓRICO**

### **III.1 Análisis de Proveniencia Sedimentaria**

El principio según el que se trabaja en los análisis de proveniencia sedimentaria es que los sedimentos detríticos o terrígenos son controlados por la interacción de varios factores que se pueden resumir en 4: proveniencia, transporte, ambiente deposicional y diagénesis (Suttner, 1974, citado en Ingersoll et al., 1984; Bathia, 1983; Dickinson y Suckzek, 1979). A partir de esto se tendrán distintos tipos de fragmentos conformando una arenisca para cada combinación de factores involucrados en la génesis del depósito del que derivan. Entonces se tendrá que areniscas provenientes de distintas fuentes, distancias de transporte, ambiente deposicional y diagénesis tendrán distintas composiciones modales y geoquímicas. Se han generado diversos métodos para discriminar entre areniscas basados en las características antes nombradas (composición modal y geoquímica) que se detallan a continuación.

#### **III.1.1 Análisis Petrográfico**

##### **III.1.1.1 Conteos modales**

Para determinar la abundancia relativa de tipos de fragmentos en areniscas se realizan conteos modales en cortes transparentes. Estos consisten en contar granos minerales así como líticos de distinto tipo abarcando todo el corte estudiado y, donde cada punto contado, debe estar a una distancia mayor o igual al tamaño del mayor grano presente en la muestra. Para que el porcentaje de granos de un mineral



determinado a partir de los conteos y el que efectivamente presenta la muestra difieran en no más de un 5%, se deben contar al menos 400 puntos por muestra (Van der Plas y Tobi, 1965). Además estos análisis suelen hacerse entre dos personas para así descartar la subjetividad que se pueda dar en la identificación de tipos de grano.

Los conteos modales se realizarán según el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984). Este consiste en contar los componentes de tamaño arena (granos  $> 0,625$  mm) en un corte transparente de arenisca ignorando matriz, cemento y vetillas. Los fragmentos entre los que se debe distinguir son: cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), feldespatos (F), filosilicatos (M), minerales densos (D), fragmentos líticos (L) que a su vez se dividen en líticos volcánicos (Lv), líticos sedimentarios (Ls) y líticos metamórficos (Lm). Se debe realizar un mínimo de 400 conteos por corte transparente para lograr valores estadísticamente confiables. Este método difiere de otros en que los fragmentos grandes de roca que contienen minerales tamaño arena ( $> 0,0625$  mm) no se cuentan como líticos sino como el mineral que contiene el fragmento. Así si se tiene un lítico con un cristal de cuarzo  $> 0,0625$  mm se contará como Qm.

Usar este método genera altos porcentajes de Q, F y M y D, por lo que algunos autores consideraron su uso inadecuado (Decker y Helmold, 1985). A pesar de esto es el método más utilizado en la actualidad para discriminar proveniencia (Sánchez, 2006).

Entre los principales problemas que presenta esta metodología se cuentan los cambios en la textura de las rocas producto de procesos diagenéticos y metamórficos, limitando, por lo tanto, el estudio petrográfico en lo que respecta a la identificación y conteo de los parámetros Q, F y L (e.g. Faúndez, 2000). Otro problema es el llamado poblaciones de error. Estas representan areniscas depositadas en regímenes tectónicos de transición, los que se encuentran en configuraciones no representadas en los diagramas y sedimentos enriquecidos en cuarzo como resultado de meteorización en retrabajo deposicional (Mack, 1984; en Floyd y Leveridge, 1987).

### III.1.1.2 Clasificación de ambientes tectónicos

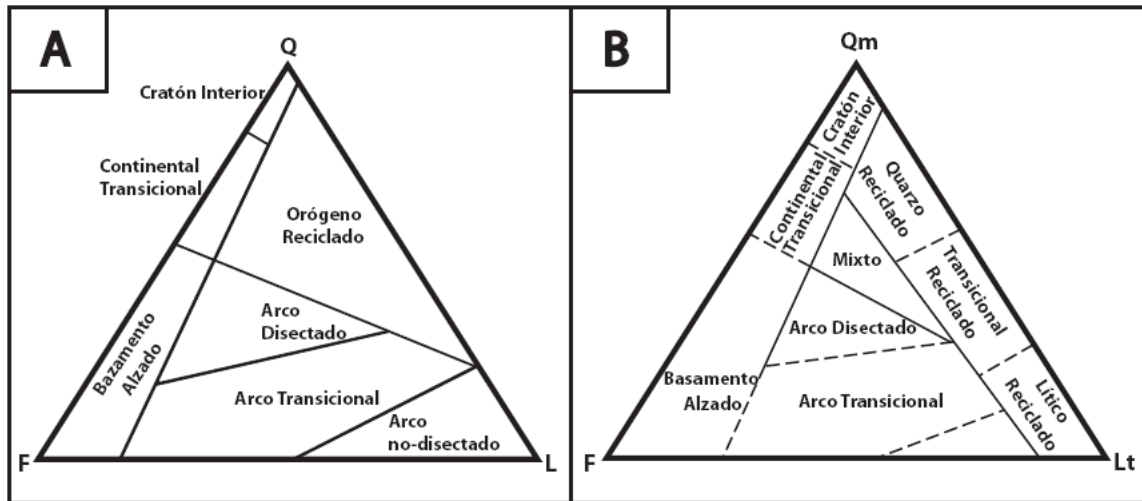
Dickinson y Suckzec (1979), proponen tipos de proveniencia para los sedimentos que forman areniscas a partir de las relaciones existentes entre la fuente de sedimentos y los contenidos relativos de minerales y líticos de las areniscas que derivan de ellos. Proponen que muchos tipos de cuencas pueden recibir sedimento desde un tipo particular de proveniencia, pero además que se pueden establecer conexiones entre proveniencia y las cuencas que se le asocian a cada una. De este modo clasifican todas las proveniencias y las areniscas derivadas en tres tipos: bloque continental, arco magmático y orógeno reciclado cada uno con subdivisiones. Estas clasificaciones y subdivisiones correspondientes definen campos en diagramas de discriminación donde las líneas divisorias son establecidas a partir del ajuste de resultados empíricos de contenidos de cuarzo, feldespato y líticos en areniscas (Dickinson y Suckzec, 1979; Dickinson et al., 1983; Figura III.1). Estos diagramas pueden resaltar características específicas, por ejemplo, en el caso del QFL las variaciones del contenido de cuarzo resalta la madurez de la arenisca, mientras que en el caso del QmFLt se resalta la fuente de aporte.

A continuación se detalla en qué consiste cada clasificación así como sus subdivisiones:

**Bloque continental:** Las fuentes de sedimento están en escudos y plataformas o bloques de basamento fallado. Se divide en cratón interior, continental transicional y basamento alzado según disminuye la proporción de cuarzo con respecto a feldespatos (Figura III.1). Las arenas que se proyectan en los campos correspondientes a estas subclasificaciones derivan de dos extremos: del interior de cratones estables con poco relieve (las mas cuarzosas) y de alzamientos de basamento donde la erosión ha expuesto zonas profundas de la corteza continental (las mas feldespáticas, Dickinson et al., 1983).

**Arco Magmático:** Las fuentes están dentro de arcos orogénicos activos, de arcos de isla o márgenes continentales activos. Se divide a partir de fuentes extremas consistentes en detritos volcanoclásticos ricos en líticos, esta subdivisión es llamada arco no-disectado; mientras que el otro extremo consiste en detritos cuarzo feldespáticos de origen plutónico mayoritariamente y se nombra como arco disectado. Los primeros derivan de tierras altas volcanogenéticas donde las cadenas de arco volcánico han sufrido erosión limitada; en cambio, los segundos derivan de arcos magmáticos más maduros y erosionados donde las raíces del arco son expuestas (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983).

**Orógeno Reciclado:** Las fuentes son sucesiones estratificadas deformadas y elevadas en zonas de subducción, a lo largo de orógenos de colisión o dentro de fajas plegadas y corridas de antepaís. Se divide en cuarzo reciclado, lítico reciclado y transicional reciclado, los que se distinguen en el triangulo QmFLt (Figura I.1, B), que diferencia el chert del cuarzo monocristalino. Las arenas derivadas de este tipo de proveniencia son generalmente bajas en feldespatos porque las rocas ígneas no son las principales fuentes. El campo cuarzo reciclado proviene de sedimentos cuya fuente final fue cratónica. Lítico reciclado se relaciona con fuentes que corresponden a terrenos oceánicos elevados de cinturones eugeosinclinales donde aparecen cherts radiolaríticos.



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

### III.1.2 Análisis geoquímicos

Se han generado diagramas de discriminación geoquímica de fuente y de régimen tectónico de la cuenca de depósito (e.g. Bathia, 1983, Roser y Korsch 1988), a partir de que ambos, junto con los procesos de meteorización, de transporte y diagenéticos son factores que determinarían la composición final de las rocas terrígenas.

Algunos de estos diagramas permiten usar areniscas y lutitas para la discriminación lo que es de gran utilidad cuando se estudian sucesiones turbidíticas (e.g. Roser y Korsch, 1986; Roser y Korsch, 1988) lo que no es posible a partir de los análisis petrográficos presentados antes.

#### III.1.2.1 Discriminación de ambientes tectónicos

Se han establecido categorías de ambientes tectónicos en los que se habrían depositado sedimentos, para ser usadas en estudios de proveniencia, específicamente en diagramas geoquímicos, a continuación se presentan las propuestas por Bathia

(1983), complementadas por las de Roser y Korsch, (1986), los que destacan que muchas configuraciones deposicionales son posibles para cada una de estas divisiones.

**Margen pasivo PM:** Comprende márgenes continentales del tipo Atlántico desarrollados a lo largo de los márgenes de los continentes, cuencas oceánicas remanentes adyacentes a orógenos de colisión y márgenes convergentes extintos o inactivos. Los sedimentos asociados son mineralógicamente maduros (ricos en cuarzo).

**Margen Continental Activo ACM:** Incluye cuencas sedimentarias de márgenes continentales gruesos de tipo andino y cuencas asociadas a sistemas transcurrentes (pull-apart). Estas cuencas se desarrollan en las cercanías de una corteza gruesa continental compuesta de rocas de antiguas fajas plegadas. Los sedimentos asociados tienen contenidos intermedios de cuarzo.

**Arco de isla Oceánico OIA:** Corresponde a cuencas sedimentarias adyacentes a arcos de isla oceánicos (e.g., Marianas) o arco de islas parcialmente formadas sobre una corteza continental delgada (e.g., Aleutianas). En este régimen tectónico los arcos volcánicos separan el ante arco de una cuenca oceánica de tras arco. Los sedimentos son volcanogénicos pobres en cuarzo.

**Arco de isla Continental CIA:** Corresponde a cuencas adyacentes a arcos de isla formados en una corteza continental bien desarrollada (e.g., Cuenca Lau, Mar de Japón) o en márgenes continentales delgados. Los sedimentos asociados a este ambiente son despositados en cuencas de interarco, trasarco y antearco y derivan principalmente de rocas volcánicas félsicas.

En el diagrama de Roser y Korsch (1986, Figura III.2) aparecen fusionados los campos OIA y CIA con la sigla ARC.

Por otro lado Roser y Korsch (1988) usan la siguiente clasificación de ambientes tectónicos:

**P1:** Proveniencia ígnea máfica, en menor medida intermedia

**P2:** Proveniencia ígnea intermedia.

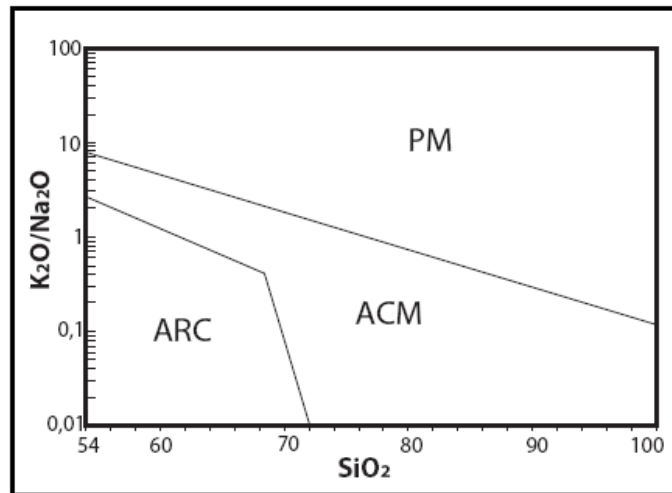
**P3:** Proveniencia ígnea félsica (plutónica-metamórfica y volcánica)

**P4:** Proveniencia reciclada (continental madura)

### **III.1.2.2 Elementos Mayores**

El índice químico de alteración o CIA (por sus siglas en inglés), se usa para medir el grado de meteorización que han sufrido sedimentos, basado en la resistencia a esta del aluminio con respecto a los álcalis (K y Na) y al calcio presentes en los feldespatos. Este índice entrega un valor entre 50 y 100 según aumenta el grado de alteración desde aluminosilicatos inalterados a minerales de arcilla. Así a partir del índice es posible establecer si una roca ha sufrido meteorización química intensa como, por ejemplo, ocurre en ambientes tropicales o muy poca meteorización química como ocurre en condiciones glaciales (Nesbitt y Young, 1982). Lo que se pretende obtener con el CIA es información acerca de la meteorización de los sedimentos previo a su depósito (McLenann, 1993).

En 1986, Roser y Korsch, reexaminan el significado de las razones de  $K_2O/Na_2O$  con respecto a  $SiO_2$ , ya estudiadas en areniscas de distintos ambientes tectónicos (e.g., Bathia, 1983) y extiende su aplicación a los miembros de grano fino de las sucesiones turbidíticas (Figura III.2).



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

Roser y Korsch (1988) a través de análisis de funciones discriminantes (multiple discriminant analysis) aplicado a geoquímica de rocas de Nueva Zelanda logran establecer un diagrama con una buena separación entre grupos con distinto origen en cuanto a su geoquímica. Este análisis es un método estadístico que permite clasificar muestras individuales en grupos predefinidos sobre la base de múltiples variables. Esto significa que se depende de información previa de las agrupaciones y no distingue grupos “naturales” (Le Maitre, 1982). El objetivo de este análisis es generar 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  $X_1, X_2, X_3, \dots, X_p$  son  $p$  variables discriminantes;  $a_i, b_i, c_i, \dots, p_i$  son los coeficientes de las funciones discriminantes;  $D_i$  es el “puntaje” de discriminación y  $C$  es una constante de discriminación de forma que las poblaciones pre-definidas tengan máxima separación a lo largo de la función. La magnitud de los coeficientes discriminantes estandarizados asociados con variables muestran la relativa importancia de las variables en separar los grupos a lo largo de funciones discriminantes (Bathia, 1983). En términos prácticos el resultado de multiplicar cada muestra por los coeficientes de cada función ( $D_1, D_2, \dots, D_n$ ), genera un punto en un  $R^n$  (siendo  $n$  el número de funciones que representen un buen porcentaje de la variabilidad de los datos) que será el que esté más lejos de los puntos obtenidos de la misma manera con las otras muestras, minimizando así los traslapes al momento de discriminar entre estas. Si bien Bathia (1983) generó

coeficientes para discriminar ambiente tectónicos, su aplicabilidad global ha sido discutida y por eso no se usarán en este trabajo. Los coeficientes obtenidos por Roser y Korsh se muestran en la Tabla III.1:

Roser y Korsch, 1988		
	F1	F2
TiO <sub>2</sub>	-1,773	0,445
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,607	0,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	0,76	-0,25
MgO	-1,5	-1,142
CaO	0,616	0,438
Na <sub>2</sub> O	0,509	1,475
K <sub>2</sub> O	-1,224	1,426
Const.	-9,09	-6,861

Tabla III.1: Coeficientes de las funciones discriminantes de ambiente tectónicos de Roser y Korsch (1988).

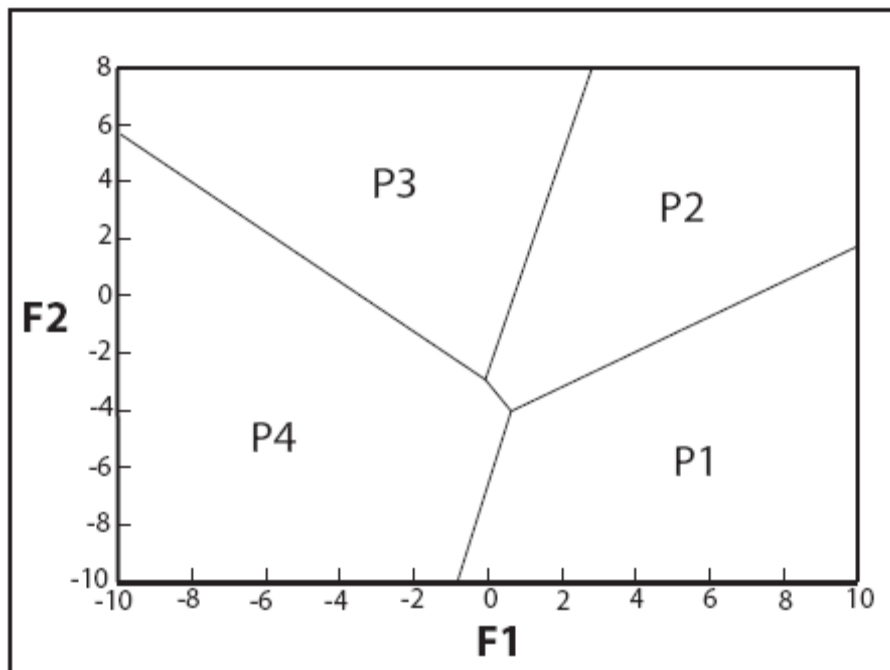


Figura III.3: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada.



### III.1.2.3 Elementos Traza

En su trabajo de 1986, Roser y Korsch hacen mención que a pesar que los resultados de sus estudios indicaban que los procesos post deposicionales no afectaban fuertemente las razones  $K_2O/Na_2O$ , en el largo plazo sería preferible basar los discriminadores geoquímicos para sedimentos en elementos inmóviles en procesos secundarios (e.g. Ti, P, Nb, Y, Zr), como se usa en diagramas de discriminación de metabasitas. Bathia y Crook (1986) establecen a partir de la generación de diagramas bivariantes y triangulares de elementos traza los que discriminan mejor distintos ambientes tectónicos. Entre estos destacan La, Th, Zr, Nb, Y, Sc, Co y Ti y sus diagramas asociados.

En 1990 McLennan et al. estudian sucesiones turbidíticas de océano profundo y establecen que en las turbiditas modernas se pueden relacionar las variaciones que presentan en cuanto a petrografía, concentraciones de elementos mayores, traza y composiciones de Nd-Sr con asociaciones de placas tectónicas. Concluyen además que los procesos asociados a placas tectónicas imparten distintas características geoquímicas e isotópicas a los sedimentos, esto como resultado de las características distintivas de cada proveniencia, resultantes de diferencias en edad, composición e historia ígnea de varios componentes y de procesos sedimentarios distintivos, a su vez, resultantes de diferencias en intensidad de meteorización e historia de reciclaje sedimentario. Es decir se puede discriminar proveniencia a partir de elementos traza.

En este trabajo se utilizarán diagramas de discriminación de ambiente tectónico bivariantes y triangulares que utilizan elementos en traza, entre ellos se cuentan los de Floyd y Leveridge (1987), que se basa en que con una disección progresiva de un arco y la erosión de sus raíces plutónicas y el basamento continental de rocas antiguas (meta) sedimentarias, el contenido de Hf crece por la liberación de circon, su principal fase huésped. También se usarán los diagramas de Floyd et al. (1989); McLennan et al. (1993); Murphy (2000); Gu et al. (2002). Estos diagramas se han usado en trabajos anteriores realizados en rocas del CDY en la Patagonia y del GPT en la Península

Antártica (e.g. Lacassie, 2003; Castillo, 2008) por lo que servirán para realizar comparaciones de este con esos trabajos.

### III.2 Determinación de ambiente deposicional de chert

#### III.2.1 Marco teórico

En general se le llama chert a las rocas consistentes en cuarzo microcristalino. Ahora, en la formación del chert por procesos diagenéticos que afectan a sedimentos de fondo oceánico, existen transiciones en cuanto al grado de cristalinidad desde el llamado fango síliceo u Opalo-A inicial, pasando por Opalo-CT que forma la roca llamada porcelanita, hasta el chert vítrico formado por cuarzo (Murray et al., 1992a; Murray et al., 1992b; ver Figura III.4). Este tipo de roca se deposita principalmente bajo la profundidad de compensación de los carbonatos (PCC). El chert se considera una buena litología para estudiar cambios químicos inducidos por diagénesis, pues el estado diagenético de la muestra puede ser monitoreado fácilmente por la fase  $\text{SiO}_2$  y la variabilidad provincial de texturas y mineralogía es minimizada (Murray, 1992b).

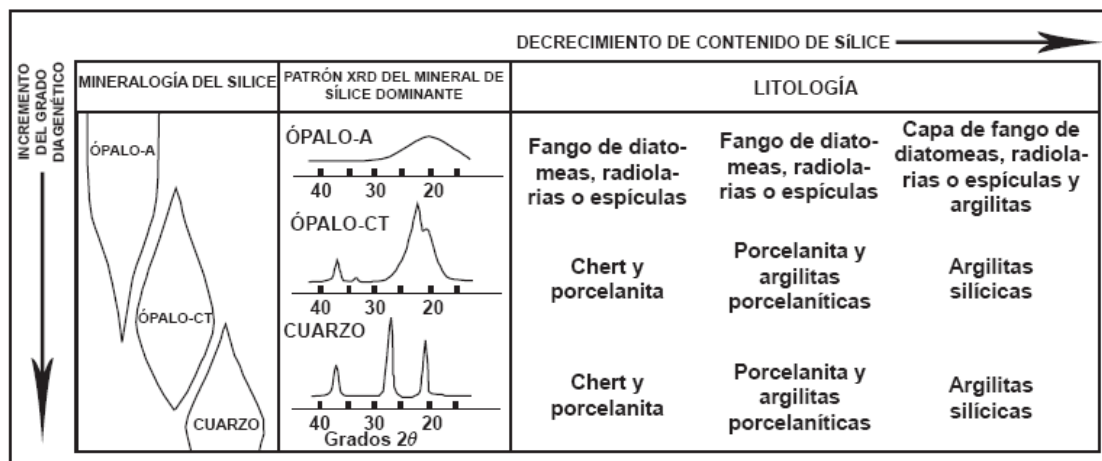


Figura III.4. Progresión diagenética de fases de  $\text{SiO}_2$  sedimentario, y sus relaciones con la litología de depósitos silíceos (Pisciotta, 1981; en Murray et al., 1992b). Se observa traslape de zonas mineralógicas y que el chert no necesariamente contiene cuarzo. (XRD= difracción de rayos X).

Los análisis geoquímicos en chert están enfocados en determinar ambientes de depósito que tengan una aplicabilidad regional en vez de local (Murray, 1994). El principio en que se basan estos análisis es que la sílice actúa como diluyente del sedimento acumulado del fondo marino, es decir, durante la formación del chert aumenta la concentración de  $\text{SiO}_2$  relativa a la concentración de elementos en el sedimento. Este proceso actuaría de manera que las razones iniciales de los elementos que la sílice disuelve se mantienen. De esta forma se puede tener una idea del ambiente deposicional de los sedimentos dado que a distintas distancias de las zonas de expansión las composiciones elementales iniciales en el sedimento son también diferentes. De esta forma estos estudios apuntan a distinguir entre tres tipos de reinos de depositación de chert: 1) cercanos a la zona de expansión, 2) pelágico y 3) margen continental (Mpodozis, 1979; Murray, 1994, Figura III.5).

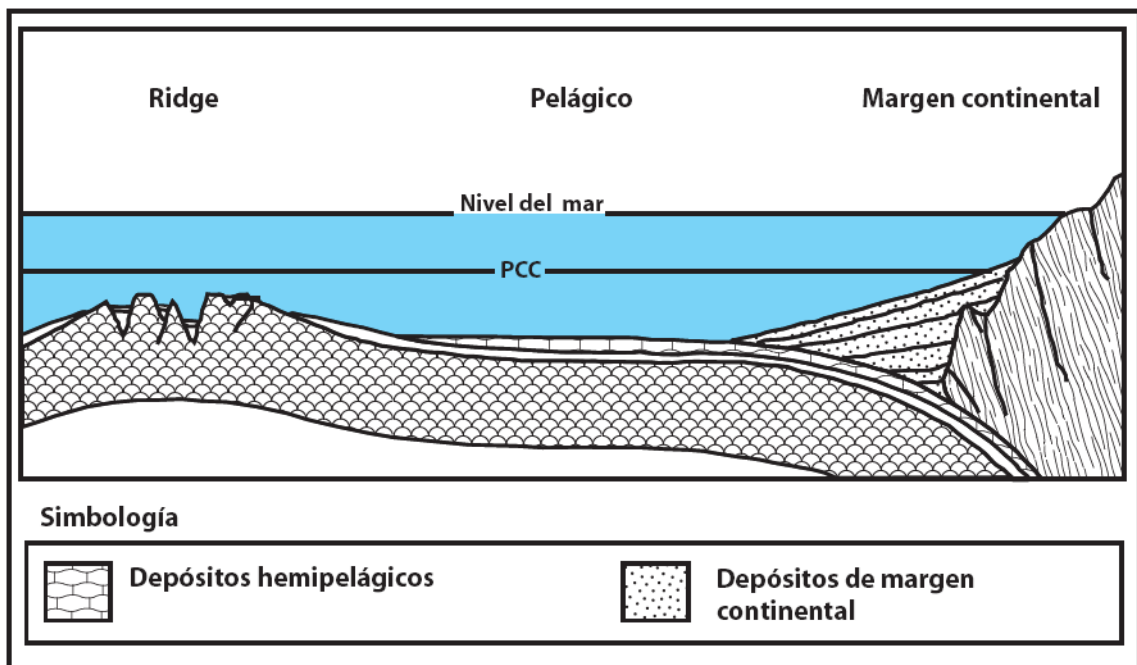


Figura III.5: Esquema que muestra un perfil de la corteza terrestre entre un ridge y margen continental. Modificado de Mpodozis y Forsythe (1983).

## III.2.2 Análisis geoquímicos en chert

### III.2.2.1 Elementos mayores

En Mpodozis (1977), se propone el estudio de elementos mayores en chert por medio de la llamada anomalía de Mn. Tal como se reporta en los trabajos donde se usa este criterio (Mpodozis, 1977; Mpodozis y Forsythe, 1983; Forsythe y Mpodozis, 1983) los resultados están sujetos a problemas de movilización de elementos por procesos diagenéticos. Esta aseveración es confirmada posteriormente por Murray (1994). Las movibilidades de los elementos son distintas como se ilustra en la Figura III.6, de la observación de ella se desprende que el Mn es un elemento muy móvil durante la diagénesis y por lo tanto, analizar el ambiente de depositación de sedimentos usando la concentración de Mn como parámetro se torna inapropiado (Murray, 1994). En Forsythe y Mpodozis (1983) además de la anomalía de Mn se usa el diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO})$  (Boström, 1970), el que Murray (1994) modifica eliminando el Mn de los cálculos, quedando un diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  (Figura III.9). Se establece además que este diagrama es el más apropiado para determinar ambiente de depósito a partir de elementos mayores, aunque con el problema que no tiene buena resolución para distinguir entre ambiente pelágico y de margen continental (Murray, 1994). Además se usarán otros dos diagramas propuestos por Murray (1994) para elementos mayores que son el diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  y el diagrama  $100 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  vs.  $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  (Figura III.7 y Figura III.8 respectivamente).

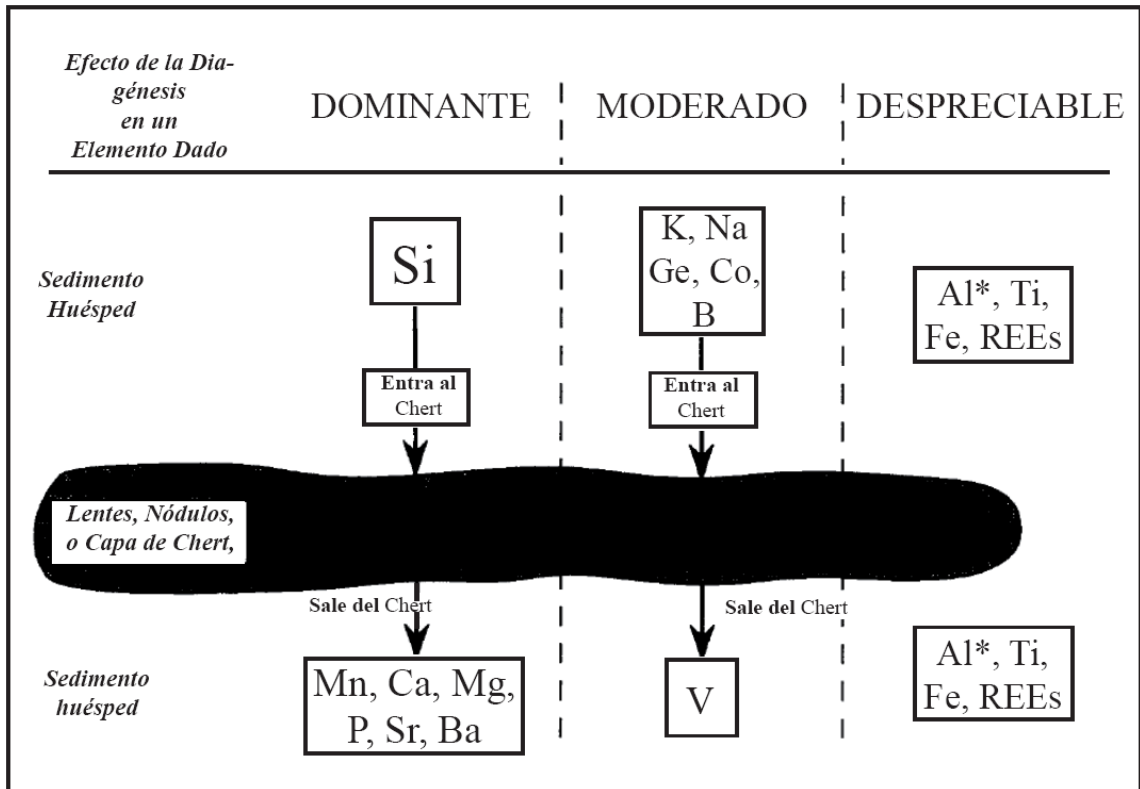


Figura III.6: Diagrama esquemático de fraccionamientos químicos que ocurren potencialmente durante la formación de chert (Murray, 1994).

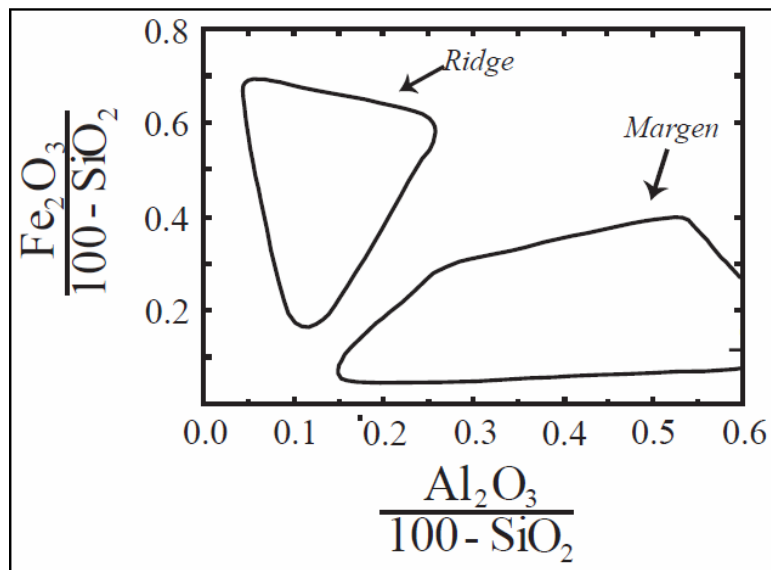


Figura III.7: Diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Resultados de graficar los datos geoquímicos de las muestras estudiadas.

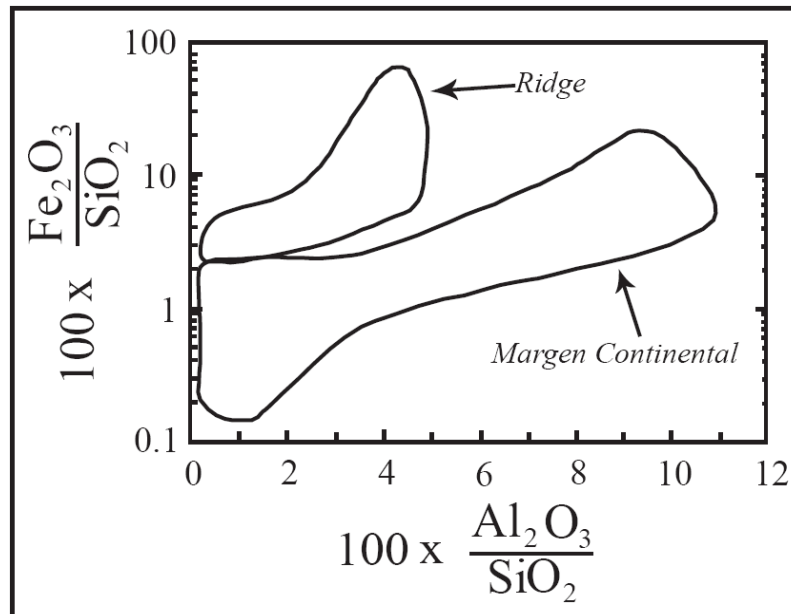


Figura III.8: Diagrama  $100 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  vs.  $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Resultados de graficar los datos geoquímicos de las muestras estudiadas.

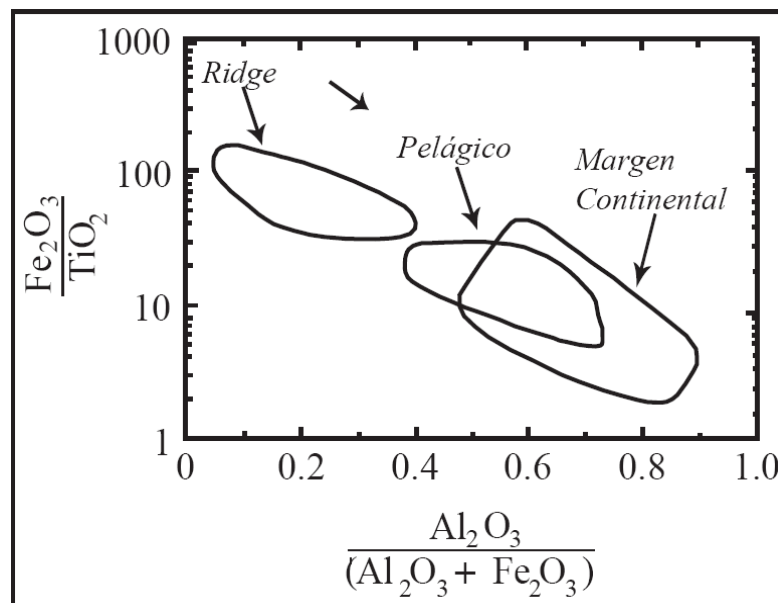


Figura III.9: Diagrama discriminante  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  de ambiente deposicional de chert (Boström, 1970; Modificado por Murray, 1994).

### III.2.2.2 Elementos traza y tierras raras

Los estudios en elementos traza en chert se han dado por descontados ante falta de datos e inconsistencia en la literatura, por lo que se considera que hace falta más investigación para generar diagramas de discriminación a partir de ellos (Murray, 1994).

A pesar de esto existen estudios acerca de indicadores ambientales en chert a partir de elementos traza que se han capitalizado en el estudio de la variación del comportamiento del Ce con respecto a de las tierras raras livianas vecinas como La, Pr y Nd (Murray, 1994). El principio consiste en determinar la posición deposicional de sedimento a partir de la determinación de la contribución de dos fuentes; una terrígena enriquecida en Ce y el agua de mar empobrecida en Ce. Así se considerará que un chert empobrecido en Ce se habrá depositado cerca de una zona de expansión y un chert enriquecido en Ce cerca del margen continental. Estas concentraciones de Ce son normalizadas con respecto a una "lutita promedio" como la PAAS (Post Archean Australian Shale de Taylor y McLennan, 1985), para facilitar la comparación con el input terrígeno promedio a las cuencas oceánicas (Murray, 1994). De esta forma con la razón  $La_n/Ce_n$  variará entonces desde la zona de expansión hacia el margen, de forma que en cherts formados cerca del ridge  $La_n/Ce_n \geq \sim 3,5$ ; en cherts pelágicos  $La_n/Ce_n \sim 2$  a 3; y cherts de margen continental  $\sim 1$  (Murray, 1994). Así se ha generado un diagrama que entrega una mejor resolución que los que usan solamente elementos mayores combinando en el eje de las ordenadas elementos traza y en el de las ordenadas las relaciones que distinguen mejor ambiente deposicional de chert, disminuyendo considerablemente la sobreposición entre los campos pelágico y margen continental (Figura III.10).

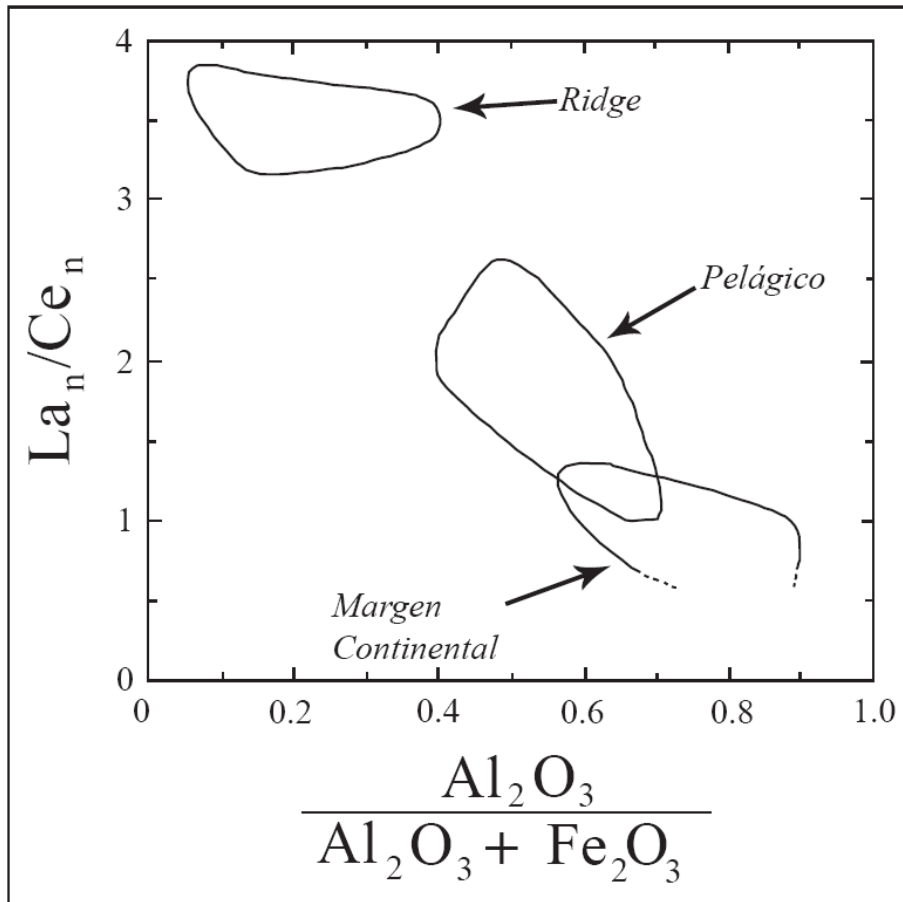


Figura III.10: Diagrama  $La_n/Ce_n$  vs.  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  discriminante de ambiente deposicional de chert. Modificado de Murray (1994).

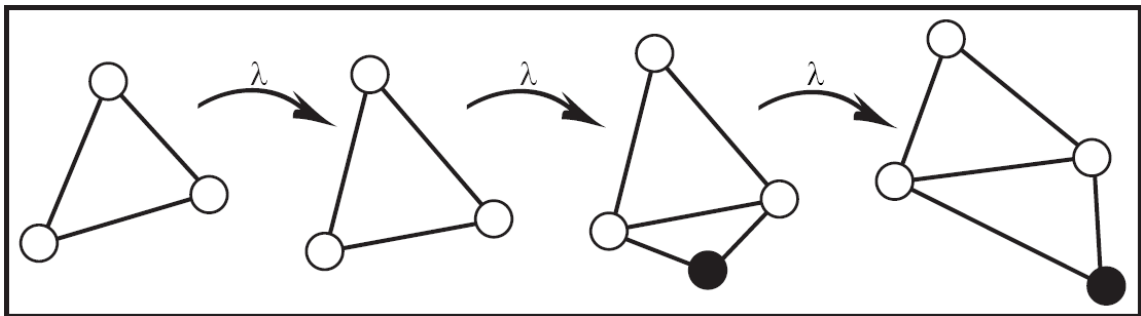
### III.3 Redes Neuronales Artificiales (RNA)

Las Redes Neuronales Artificiales (RNA) se definen, en forma general, como redes de procesadores individuales (“unidades o neuronas”) que tienen la posibilidad de almacenar una pequeña cantidad de memoria local. Estas unidades están interconectadas por canales de comunicación o “conexiones”, las cuales usualmente transportan datos numéricos (Lacassie, 2003).

Se usan RNA del tipo Growing Cell Structures (GCS; Fritzke, 1996), para visualizar diferencias geoquímicas entre las rocas estudiadas. Estas son redes auto-



organizativas que se generan gradualmente durante el proceso incremental de auto-aprendizaje y es determinada completamente por el problema en cuestión. Una red GCS típica puede ser descrita como una matriz de salida bi-dimensional, donde las unidades están organizadas formando triángulos (Figura III.11). Mediante iteraciones se produce el proceso de aprendizaje y la reorganización de la red, en la que se determina donde insertar nuevas unidades en la misma. Luego del aprendizaje, la estructura de la red GCS corresponde a un número determinado de unidades o nodos, donde cada uno de ellos se encuentra conectado con sus vecinos inmediatos a través de vértices (Figura III.11). En términos prácticos las GCS permiten proyectar grandes conjuntos de datos multidimensionales en representaciones bi-dimensionales o mapas de características donde la información más relevante para la tarea de agrupar, se puede rescatar a partir de inspección visual (Lacassie, 2004).



**Figura III.11: Proceso de crecimiento de una red GCS. Se tiene una estructura inicial (izquierda) con unidades correspondientes a los vértices del triángulo. Luego de un número  $\lambda$  constante de iteraciones la estructura se reorganiza con o sin inserción de una nueva unidad (círculo negro), la que se conecta localmente a las unidades presentes en su vecindad (Lacassie 2003).**

- Visualización y clustering

Tanto el análisis de visualización como el de clustering son del tipo “no supervisado”, es decir, se trabaja con la información proveída por los datos a analizar, minimizándose así la acción subjetiva de del experimentador.

Ahora, la etapa de visualización de los datos permite obtener una expresión gráfica bi o tri-dimensional del problema de n dimensiones de discriminación de

proveniencia sedimentaria, con  $n$  equivalente al número de variables del problema.

Cuando estas visualizaciones permiten distinguir grupos de datos interrelacionados o “clusters”, así como las interrelaciones entre las variables utilizadas se llama a esta etapa Clustering.

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

- Clasificación

En este caso el análisis es supervisado, lo que se traduce en que los algoritmos utilizan información adicional dada por el experimentador. Tal información corresponde a la clase de cada uno de los datos a analizar. Con esto se entrena una RNA con información representativa de, en este caso, cada tipo predefinido de proveniencia sedimentaria P1 a P4 (Roser y Korsch, 1988, Anexo E), para luego relacionar tal información con la del nuevo conjunto de datos de clasificación desconocida. De este modo los nuevos datos serán clasificados según estas relaciones (Lacassie, 2003).

En este trabajo, la red se entrena con dos subsets de datos que incluyen, tanto información de rocas ya clasificadas como rocas sin clasificar (las muestras de arenisca del CDY de este estudio, más las del CDY de Lacassie (2003); las del GPT de Castillo (2002) y las muestras del GPT de Castillo (2010). Posterior a esto se observa la forma en que la red GCS ordena las muestras de la base de datos.

Los 2 subsets de datos contienen información de areniscas clasificadas en cada una de los cuatro tipos de proveniencia sedimentaria (P1 a P4). No obstante, el número de muestras asignadas a cada tipo de proveniencia no es uniforme (Anexo E). En el subset de elementos mayores 14,1% de las areniscas son de la clase P1; 19% de

clase P2; 38% de clase P3; 21,9% de clase P4 y el 7% no están clasificadas. Para el subset de elementos traza 11,2 % son de clase P1; 18,1% son de clase P2; 18,1% son de clase P3; 44,9% son de clase P4; y el 15,3% no están clasificadas. Entre las rocas no clasificadas se incluyen las areniscas y argilitas de este estudio, las de Lacassie et al. (2006); Castillo (2008), Willan (2003); y Castillo (2010).

## **IV RESULTADOS**

### **IV.1 Petrografía**

Se presenta a continuación las características más importantes de los cherts y de las areniscas de cada sector. Para mayor detalle dirigirse al Anexo C: Petrografía de arenisca y al Anexo D: Petrografía de chert, respectivamente.

#### **IV.1.1 Areniscas**

La clasificación de las areniscas se hace en base de Folk (1974), aunque los fragmentos de chert se contaron como cuarzo para la clasificación; el grado de redondeamiento es con respecto a Folk (1955).

##### **IV.1.1.1 Isla Madre de Dios**

La muestra de arenisca con que se cuenta tiene grano medio a grueso. Los bordes de estos son principalmente angulosos a subangulosos.

El porcentaje de matriz es menor al 10% de la muestra. La selección es mala. Se pueden observar varios contactos lineales entre granos por lo que se deduce cierto grado de compactación, aunque no se observa que las micas estén alineadas en una dirección preferencial.

Según la clasificación de Folk (1974) la roca es una arenisca arcósica. La matriz está compuesta de mica blanca principalmente. La mayoría de los granos de cuarzo son monocristalinos y tienen extinción ondulosa. Los feldespatos están alterados a

sericita y solo es posible distinguirlos de las plagioclasas cuando hay maclas que la alteración no ha obliterado completamente. Los fragmentos líticos son escasos. Los minerales accesorios que se encuentran son circón, biotita, mica blanca, granate y minerales opacos.

#### **IV.1.1.2 Isla Desolación**

Las muestras estudiadas en esta zona son en general arenas medias a gruesas, DSOL-16, DSOL-20, FO0203, FO0204, salvo por DSOL-10 que tiene fragmentos de arena fina a gruesa donde predominan los granos más finos, además, esta es la muestra más fina y la con mayor porcentaje de matriz de todo el conjunto de muestras. Los clastos son mayormente subangulosos que subredondeados, aunque en apariencia la alteración de algunos minerales ha generado que los bordes se observen irregulares y difusos.

Los porcentajes de matriz también son variables; la selección es en general mala, salvo en la muestra DSOL-20 que presenta selección moderada a buena, con clastos. Están atravesadas por vetillas de décimas de milímetro a milimétricas; rellenas de cuarzo principalmente (en las muestras de la zona NW) y de clorita (en las muestras del) NE.

Estas muestras se clasifican como areniscas arcósicas a partir de sus porcentajes de cuarzo (50 - 72%, promedio 58%), feldespatos (26 - 48 %, promedio 38%) y fragmentos líticos (2-6%, promedio 3%). La matriz está compuesta de mica blanca que crece entre los granos, en algunas muestras aparecen algunos granos de cuarzo tamaño limo. Los cuarzos son principalmente monocristalinos y hay muestras donde predominan los granos con extinción ondulosa y otras donde esto no ocurre. Los feldespatos están alterados a sericita por lo que solo son distinguibles cuando la alteración no ha obliterado maclas polisintéticas en las plagioclasas. En varias muestras es posible distinguir macla de tartan y lamelas de exolución. Los fragmentos líticos son escasos, de tipo metamórfico principalmente y consisten en fragmentos

donde la mica blanca alcanza tamaños mayores que los de la sericita que afecta los minerales inestables. Los minerales accesorios que se encuentran son circón, mica blanca, biotita, minerales opacos.

Algunas de las muestras, tanto del lado NE de la isla como del lado NW presentan micas alineadas en una dirección preferencial lo que evidenciaría compactación.

#### **IV.1.1.3 Isla Ramírez**

Las areniscas de la isla son medias a gruesas. Los bordes son principalmente angulosos a subangulosos y a veces se ven difusos.

Los porcentajes de matriz están entre 8 y 10%. La selección varía entre mala a moderada y moderada a buena para distintas muestras. En una muestra no se observan vetillas, mientras que en otras es posible identificar vetillas de cuarzo. Dado el tipo de contacto entre granos en que se observan el grado de empaquetamiento parece aumentar desde FO0074 a FO0080A, en esta última los contactos son casi todos lineales y suturados. La FO0076 muestra alineación de biotitas y mica blanca, no así FO0080A.

Las rocas son areniscas arcósicas dados sus porcentajes de cuarzo (41 - 60%, promedio 53%), feldespatos (39 – 53 %, promedio 44%) y fragmentos líticos (1-6%, promedio 3%). La matriz está compuesta de mica blanca principalmente y se vé una pseudomatriz a nícoles cruzado producto de la alteración de minerales inestables a sericita. Los cuarzos son principalmente monocristalinos y presentan extinción ondulosa. Los feldespatos están alterados a sericita, y solo es posible la diferenciación entre plagioclasa y feldespato potásico cuando se observan maclas, por ejemplo, polisintética. No se observan feldespatos con macla de tartan ni lamelas de exolución como en algunas de las muestras de la ID. Los fragmentos líticos son escasos, principalente metamórficos. Los minerales accesorios que se encuentran son circón, mica blanca, biotita, granate, minerales opacos.

#### **IV.1.1.4 Isla Duque de York**

Las areniscas de esta isla son las que presentan el grano más grueso dentro del universo de muestras de este trabajo. Los bordes son principalmente angulosos a subangulosos aunque aparecen escasos granos subredondeados.

Las muestras de este grupo son las que tienen los menores porcentajes de matriz, estos llegan alrededor de un 5% en ambas las muestras. La selección de los clastos es en general moderada a mala. DY9910-A tiene una vetilla de calcita. El empaquetamiento es mayor en DY9910-A, que en DY998; en la primera se ven contactos suturados principalmente.

La roca es una arenisca arcósica a partir de sus porcentajes de cuarzo (53 - 56%, promedio 54%), feldespatos (39 – 53 %, promedio 44%) y fragmentos líticos (1 - 2%, promedio 1%). La matriz está compuesta de mica blanca principalmente. Los cuarzos son monocristalinos, hay con extinción ondulosa y fracturados. Los feldespatos potásicos y las plagioclasas se distinguen por la macla polísintética cuando la alteración a mica blanca no es tan fuerte y permite apreciarla. Los fragmentos líticos son escasos. Los minerales accesorios que se encuentran son circón, biotita y minerales opacos.

#### **IV.1.2 Chert**

##### **IV.1.2.1 Archipiélago Madre de Dios (Isla Hijita de Dios e Isla Denaro)**

La muestra de isla Hija de Dios es de color verde grisáceo a escala macroscópica. A escala microscópica se observa que está formada por cuarzo cripto y microcristalino. Presenta impresiones difusas de forma ovoidal que miden entre 0,1 y 0,2 mm, que

corresponderían a caparazones de radiolarios. Tiene vetillas gruesas y delgadas, es decir, entre 0,01 a 1 mm, que se cortan entre ellas en todas direcciones. Las más gruesas están rellenas solo por cuarzo en mosaico. Además están truncadas por suturas microestilolíticas con clorita. Estas últimas parecen estar dispuestas en una dirección preferencial. Presenta mica blanca diseminada por toda la muestra y pequeños cristales con forma de rombo de los que no se pudo determinar con certeza que correspondan a dolomita.

Las muestras de isla Denaro presentan diferencias entre ellas, tanto a nivel macro como microscópico. MD10 es un chert rojo que al microscopio se ve compuesto de una matriz negra a rojiza con abundantes formas circulares de 0,16 mm que presentan en algunos casos ornamentación, estas corresponderían a caparazones de radiolarios. Este es el chert más fosilífero de los 16 estudiados en este trabajo. Presenta fracturas de 1 mm, también tiene vetillas de cuarzo en todas direcciones, de centésimas de mm a 1 mm de espesor. También tienen clorita y calcita. Algunas vetillas presentan desplazamientos aparentes cuando son cortadas por otras. Con lupa de 10x se distinguen pequeños cristales (~ 0,1 mm) que se asemejan en color a pirita.

La muestra MD11, es un chert bandeado, en el que las bandas son rojas y verdes. Al microscopio se observa una matriz de cuarzo cripto a microcristalino de color gris claro. No se distingue presencia de radiolarios en esta muestra. La muestra tiene vetillas de cuarzo que miden entre 0,05 y 2 mm de ancho. Estas se cortan unas a otras siendo en general las más gruesas las que cortan a las más finas. Se observan suturas microestilolíticas con clorita. Hay sericita diseminada por todo el corte. No se observan muchos opacos.

MD12 es un chert verde. Al microscopio se observa una matriz blanca a gris claro de cuarzo micro a criptocristalino en la que aparecen formas ovoidales de color más claro. Estas miden entre 0,03 y 0,12 mm y aparentemente están alargados en una dirección preferencial. Aparecen vetillas de cuarzo de centésimas a décimas de mm de ancho y suturas microestilolíticas dispuestas en una dirección preferencial y que, además, cortan a las vetillas. En y alrededor de las vetillas se ven parches de calcita.



Los radiolarios están alargados en una dirección paralela a la de los microestilolitos. Aparece un mineral con forma de rombo de entre 0,07 mm, posiblemente dolomita. También hay sericita.

Las muestras MD9811 A, B y C fueron sacadas de otra zona de la isla Denaro. La muestra MD9811A es un chert verde grisáceo con una pátina negra. Está formada por una matriz de cuarzo cripto y microcristalino, en la que se pueden observar difusas impresiones ovoidales correspondientes a caparazones de radiolarios que miden entre 0,123 y 0,3 mm de diámetro. Se observan vetillas de cuarzo que se cortan entre si y que pueden tener clorita también. Se observan algunas fracturas de ancho  $\leq 1$  mm. Hay suturas microestilolíticas pequeñas, con clorita que no parecen seguir una dirección preferencial. Tiene sericita que en algunas zonas parecen seguir una dirección preferencial y también se observa la presencia de opacos.

MD9811B es un chert rojo formado por cuarzo microcristalino que forma parches de color blanco en una matriz roja oscura a negra. No se observan estructuras asociables a fósiles. Tiene muchas vetillas de cuarzo dispuestas en todas direcciones de entre 0,15 y 1 mm de ancho. Se observa una sutura microestilolítica que trunca las vetillas y fracturas de 1 mm de ancho. Hay presencia de opacos.

MD9811C es el único chert negro de las muestras estudiadas. Está formado por una matriz de cuarzo cripto a microcristalino que a nícoles paralelo se observa gris "sucio". Presenta fantasmas de formas ovals que miden entre 0,1 y 0,3 mm que corresponderían a caparazones de radiolarios que parecieran estar alargados en una dirección preferencial. Se observan vetillas de cuarzo que se cortan entre sí y que miden entre 0,01 y 0,03 mm de ancho, además de suturas microestilolíticas con clorita. Hay presencia de opacos de tamaño entre 0,05 y 0,1 mm, vetillas gruesas y delgadas cortan los opacos, y sericita diseminada cerca de los bordes de las vetillas.

La muestra obtenida en isla Madre de Dios es de color grisáceo a verdoso. Está formada por sílice cripto a microcristalino, se observan formas alargadas y puntiagudas que no están dispuestas en una dirección preferencial, que corresponderían a

espículas de esponja. También se observan formas ovoidales de entre 0,03 y 0,1 mm de diámetro en las que se observa a veces estructuras concéntricas que corresponderían a caparazones de radiolarios aparentemente deformadas. Presenta vetillas de cuarzo de 0,02 mm de ancho no tan numerosas como en otras muestras estudiadas, y suturas microestilolíticas en una dirección preferencial salvo por un par dispuestas casi perpendiculares conectando las anteriores, tiene también muchas fracturas de 0,2 mm. Hay sericita diseminada por todo el corte, que en algunos sectores parece estar dispuesta en una dirección preferencial. Es uno de los cortes con matriz más fina vistos en este trabajo.

#### **IV.1.2.2 Isla Diego de Almagro**

Estas muestras son las más recristalizadas de las estudiadas en este trabajo. No se observa presencia de caparazones de radiolarios seguramente por esta misma razón. Las dos muestras presentan vetillas, rellenas por calcita y cuarzo (DA9805 B y DA9805 C, respectivamente). Se observan en ambos cortes suturas microestilolíticas que truncan vetillas, observándose desplazamientos aparentes de esta última a ambos lados de la sutura. Ambas tienen pequeños cristales con forma de rombo, posiblemente dolomita.

La primera de estas muestras está afectada por carbonatos que al parecer penetran por las vetillas dada la cercanía de cristales de minerales de este tipo alrededor de éstas. Estas muestras tienen poca variación en color a nivel macroscópico, DA9805 B es gris claro mientras que DA9805 C es gris oscuro a negro. La matriz de DA9805 C es un poco más gruesa que la de DA9805 B y presenta fracturas de 0,5 cm de ancho.

#### **IV.1.2.3 Isla Duque de York**

La muestra de chert de esta zona es de color verde grisáceo. Su matriz está formada por cuarzo cripto a microcristalino y al microscopio se ve gris claro a gris

oscuro. Posee gran cantidad de formas ovales que corresponderían a caparazones de radiolarios con estructura concéntrica que miden entre 0,05 y 0,2 mm y están aparentemente deformados en una dirección preferencial. Está afectado por vetillas de cuarzo que varían entre 0,025 y 0,4 mm de grosor y que se desarrollan en todas direcciones cortándose unas a otras. Aparecen fracturas de entre 0,2 y a 1 mm de ancho. Se observan suturas microestilolíticas. Existen zonas con gran cantidad de opacos y sericita diseminada.

#### **IV.1.2.4 Isla Desolación**

Las muestras obtenidas de chert de esta isla se caracterizan por poseer abundantes formas ovoidales de entre 0,05 y 0,2 mm, algunas de las cuales presentan estructuras concéntricas y aparentemente están alargadas en una dirección preferencial, estas corresponden a restos de caparazones de radiolarios. En la muestra FO0203C también hay, pero las impresiones son más débiles. Estos cherts están atravesados por vetillas de cuarzo delgadas y gruesas, de entre 0,02 mm y 1,5 cm respectivamente; presentan fracturas de hasta 1 mm y suturas microestilolíticas. En general los opacos son escasos y aparece sericita diseminada. En el caso de FO0203E todas las estructuras se encuentran plegadas. La sericita presenta alineación en una dirección preferencial y es una de las muestras estudiadas donde los restos de radiolarios se observan más deformados. Algunas de estas muestras fueron estudiadas por el paleontólogo japonés Yoshiaki Aita, que asignó a los radiolarios una edad de depósito en el Pérmico Temprano (citado en Hervé et al., 2007; muestras FO0203C a FO0203F). A nivel macroscópico las muestras de la ID se diferencian en el color donde FO0203C y FO0203D son blanco grisáceos y las demás son rojas; aunque la muestra DSOL-07 es de un color naranja claro puesto que habían sectores donde el color del chert del afloramiento (que era principalmente rojo intenso) presentaba tonalidades más claras (Figura IV.1).



**Figura IV.1:** Vista al NW de la isla Desolación en el lugar donde se obtuvieron las muestras DSOL-06 A DSOL-10 (Figura I.2, Figura I.3 y Figura I.12). Destaca nivel de chert rojo desde donde se obtuvo la muestra DSOL-07.

## **IV.2 Conteos Modales**

Se seleccionaron 12 muestras con un contenido de matriz que en general no supera el 15% según el método Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984) para realizarles conteos modales. Se contaron 400 puntos por muestra. La Tabla IV.1 muestra los resultados obtenidos.

Ubicación	Codigo de muestra	Q	F	L	Qm	F	Lt
Isla Desolación (ID)	DSOL-10	51%	43%	6%	42%	43%	15%
	DSOL-16	60%	35%	5%	46%	35%	20%
	DSOL-20	54%	44%	2%	39%	44%	18%
	FO0203	63%	35%	2%	55%	35%	10%
	FO0203G	72%	26%	2%	63%	26%	12%
	FO0204	50%	48%	2%	44%	48%	8%
Isla Ramírez (IR)	FO0074	58%	40%	3%	48%	40%	12%
	FO0076	60%	39%	1%	52%	39%	9%
	FO0080 A	41%	53%	6%	38%	53%	9%
Isla Duque de York (IDY)	DY998	53%	46%	1%	46%	46%	8%
	DY9910	56%	42%	2%	46%	42%	12%
Isla Madre de Dios (MD)	FO0422	59%	38%	3%	52%	38%	10%
Promedio ID NW		55%	41%	4%	42%	41%	17%
Promedio ID NE		61%	36%	2%	54%	36%	10%
Promedio ID		58%	38%	3%	48%	38%	14%
Promedio IR		53%	44%	3%	46%	44%	10%
Promedio DY		54%	44%	1%	46%	44%	10%
Promedio MD		59%	38%	3%	52%	38%	10%

**Tabla IV.1: Resultados de conteos modales, se presentan los porcentajes asociados a cada tipo de grano, estos valores serán utilizados para realizar la proyección en los triángulos QFL y QmFLt. Se toman los promedios para cada zona separando solamente las de isla Desolación en dos zonas (la noroeste y noreste) además de hacer su promedio total.**

Estos resultados son graficados en los diagramas QFL y QmFLt de Dickinson et al. (1983), que se muestran en la Figura IV.2 y Figura IV.3, respectivamente.

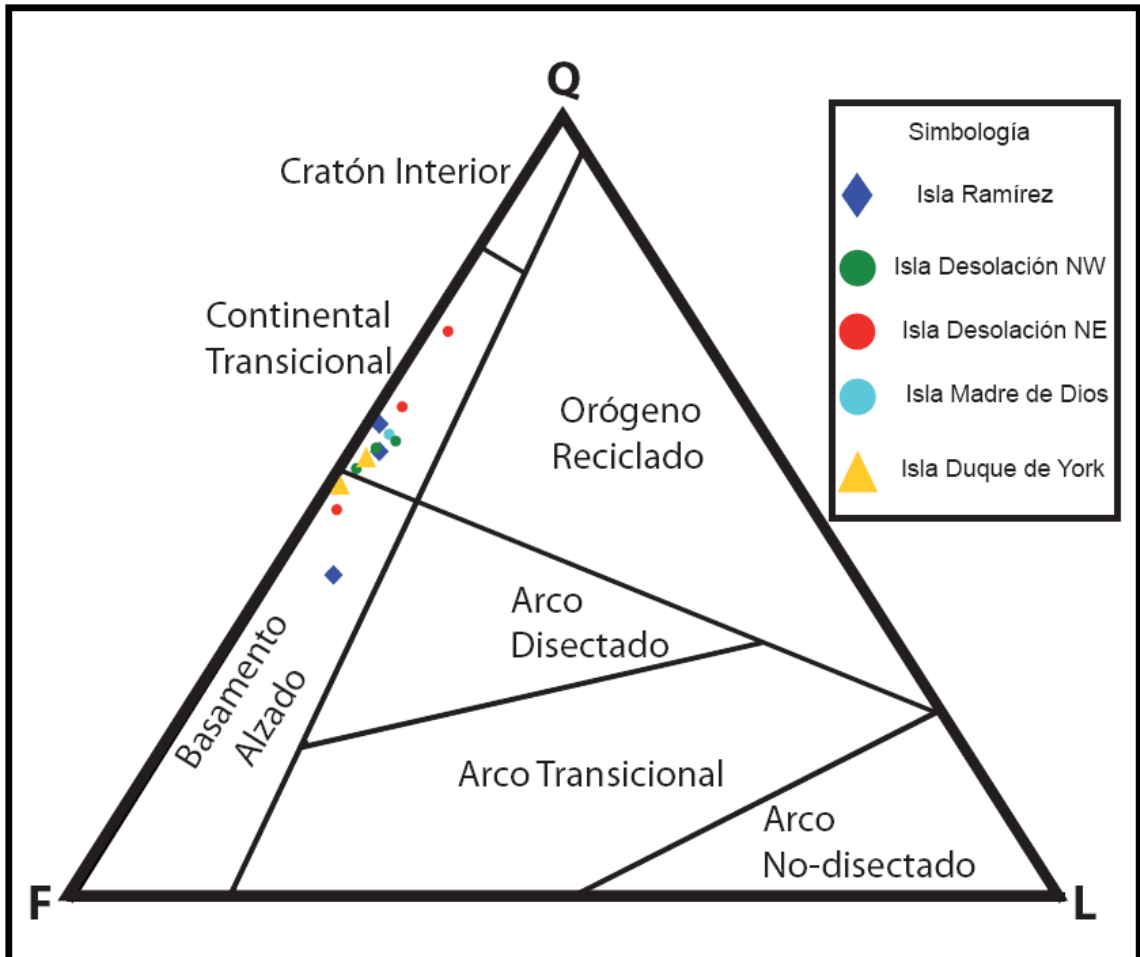
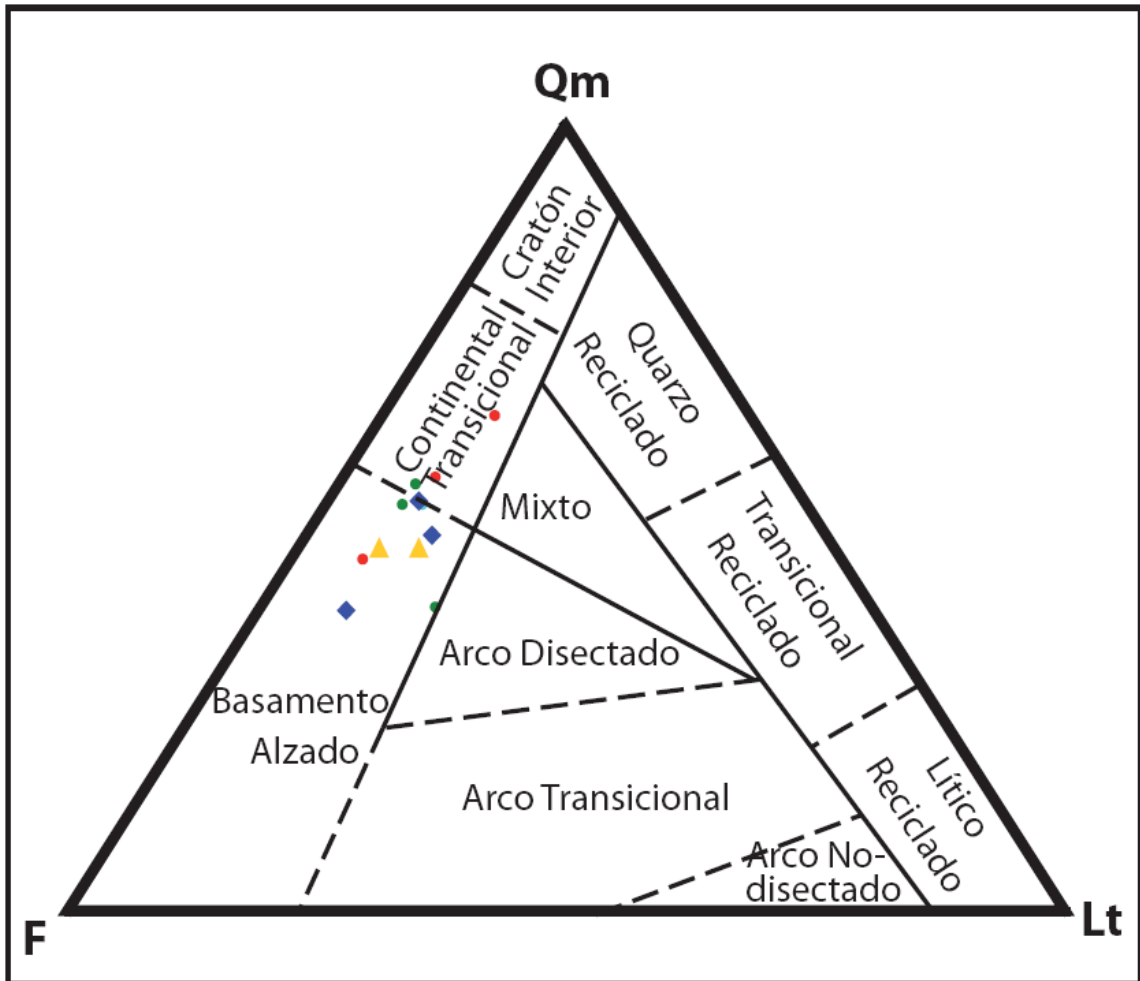


Figura IV.2: Resultados de conteos modales graficados en el diagrama QFL. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983).

En el diagrama QFL las muestras ocupan principalmente los campos de bloque continental, específicamente continental transicional y en menor medida basamento alzado (Figura IV.2).



**Figura IV.3: Resultados de conteos modales graficados en el triángulo QmFLt. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983). Símbolos como en la Figura IV.2.**

En el diagrama QmFLt (Figura IV.3), las muestras se proyectan en los campos de basamento alzado y transicional principalmente, aunque la mayoría de las muestras que aparecen en este último campo están cerca o en el límite del campo basamento alzado, las muestras DSOL-16 y DSOL-20 aparecen cerca del límite con el campo continental transicional y arco disectado, respectivamente.

## **IV.3 Geoquímica**

### **IV.3.1 Geoquímica en arenisca y argilitas**

Se realizaron análisis geoquímicos a 12 muestras de arenisca y 9 argilitas obtenidas en afloramientos asignados al CDY. Los resultados se resumen en la Tabla B.1 y Tabla B.2 del Anexo B, respectivamente.

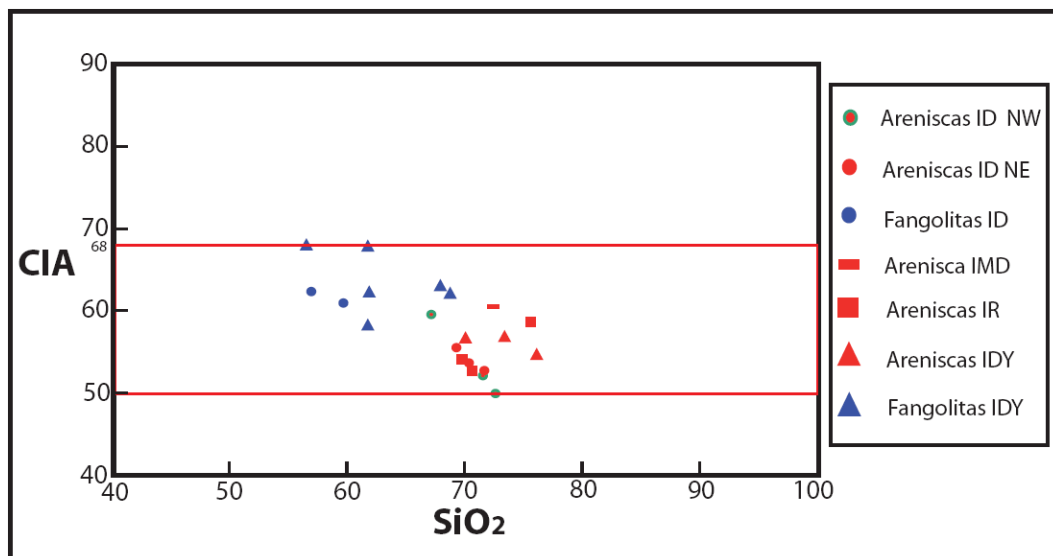
#### **IV.3.1.1 Elementos mayores**

El contenido de sílice de las muestras de arenisca varía entre 65 y 74 wt% con un promedio de 70 wt%, las argilitas contienen 54 y 68 wt% con un promedio de 60%. En el caso del sodio es de 3,1 y 3,6 wt%, que entrega un promedio de 3,37 wt%, para las areniscas entre 1,1; y 4,41 wt% para las argilitas lo que entrega un promedio de 2,6 wt%; y para el caso del potasio se tienen valores entre 1,17 y 2,64 wt% que entregan un promedio de 2,03 wt% para las areniscas, mientras que para las argilitas se tienen valores entre 1,1 y 3,3 wt% que entregan un promedio de 3,69 wt% (Anexo C).

En general en los estudios de proveniencia se usa el índice de alteración química (CIA) de Nesbitt y Young (1982) para tener un control de cuanto ha afectado la meteorización química a la geoquímica de elementos mayores y la mineralogía de los elementos siliciclásticos tanto en el área fuente como durante el transporte a la cuenca de depósito. De este modo se puede evaluar la alteración de las rocas, que afecta las proyecciones en algunos diagramas de discriminación. Además se ha demostrado que a las argilitas se les asocia mayor meteorización que a sus areniscas asociadas (por ejemplo en sucesiones turbidíticas), por lo que es de esperar encontrar índices CIA mayores en las argilitas. Esto indica mayor movilización de elementos como el Ca y K con respecto al aluminio que es lo que se considera producto de la meteorización. Los valores del índice CIA en el rango 50-60 indican ausencia o muy poca meteorización



(Fedo et al., 1995), en cambio valores cercanos a 100 corresponden a rocas formadas enteramente por minerales secundarios de aluminio. De la Figura IV.4 se desprende que las muestras tanto areniscas como argilitas se encuentran en el rango 49-67; como era de esperar, en general se observa que los índices de alteración más altos los tienen las argilitas (57-67) y las areniscas los más bajos (49-59). El caso más notable que es reflejo de este comportamiento es el de las muestras DY9910-A y DY9910-F que estaban directamente en contacto en el afloramiento y presentan índices de alteración de 54 y 67 respectivamente.

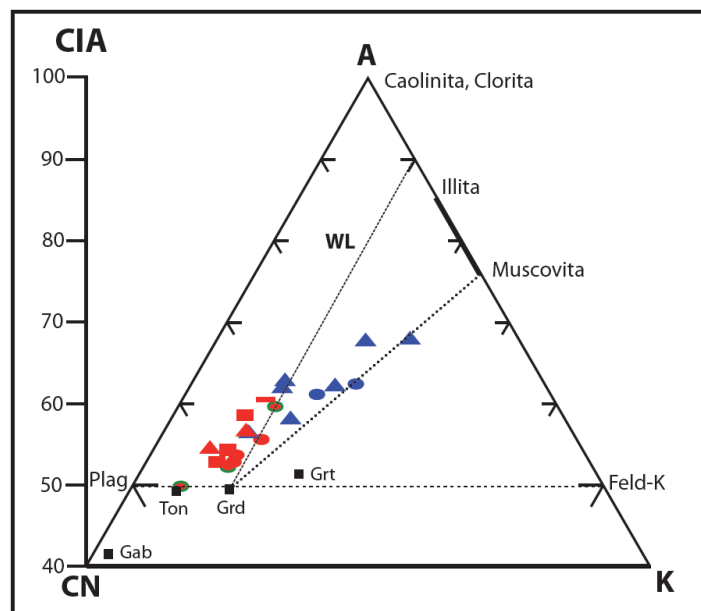


**Figura IV.4: Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. Índice de Alteración Química (CIA) de Nesbitt y Young (1982).**  $CIA = (A/A+CN+K)*100$ .  $A = (Al_2O_3/101,96)$ .  $CN = ((CaO/56,08)-(P_2O_5/141,948)*3,333)+ Na_2O/61,9796)$ .  $K = K_2O/94,08$ .

También con el objetivo de detectar alteración de los sedimentos con respecto de las rocas fuentes se han proyectado las muestras de este trabajo en el diagrama triangular A-CN-K (Figura IV.5), junto con la composición promedio de rocas ígneas (Le Maitre, 1976), la de los minerales sedimentarios principales (Nesbitt y Young, 1984), la “weathering line” (WL) o trayectoria teórica de meteorización para una granodiorita y la línea de metasomatismo potásico, que une la fuente granodiorítica con la muscovita y luego la illita, productos finales de este proceso (Fedo et al., 1995). Este diagrama sirve para comprobar si una roca ha sido o no afectada por metasomatismo potásico,

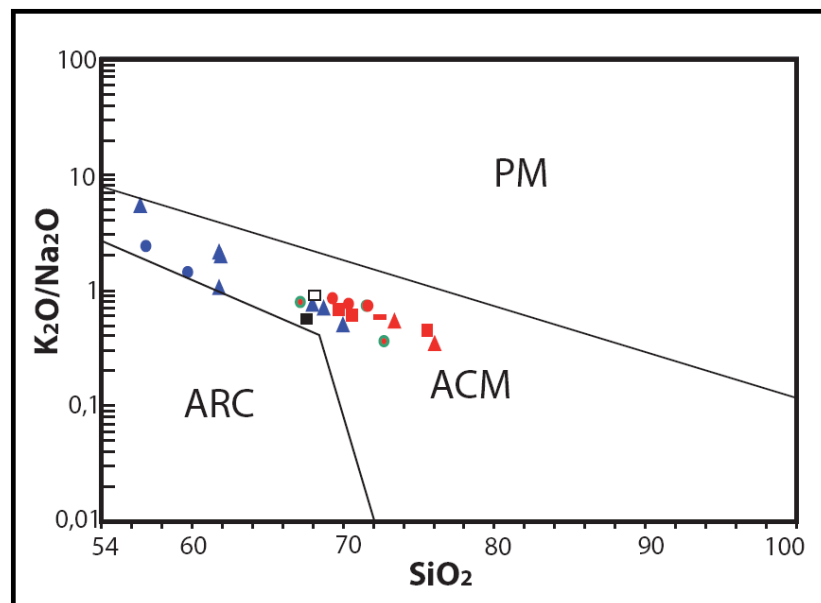
proceso que puede modificar valores del índice CIA previos al metasomatismo haciéndolos más bajos, esto hace suponer equivocadamente menos alteración de la roca fuente que la que realmente sufrió (Fedó et al., 1995).

Se puede apreciar en la Figura IV.5, que las areniscas de este estudio se proyectan prácticamente paralelas a la WL, mientras que las argilitas se proyectan más bien paralelas a la línea de metasomatismo potásico. Existen eso sí muestras de argilitas que parecen seguir una trayectoria paralela a WL. Destaca también el hecho que una de las muestras de la costa NW de la ID se proyecte justo por sobre la línea que une los feldespatos (Plag y Feld-K) muy cerca de la tonalita de Le Maitre (1976), esto podría indicar que la fuente de esa arenisca es una tonalita y que los sedimentos que formaron la arenisca sufrieron poca alteración; o que la fuente sería más bien un gabro que sufrió metasomatismo potásico. Es posible aseverar que las muestras de argilitas estarían mayormente afectadas por metasomatismo potásico dada su proyección más cercana al vértice K con respecto a las areniscas.



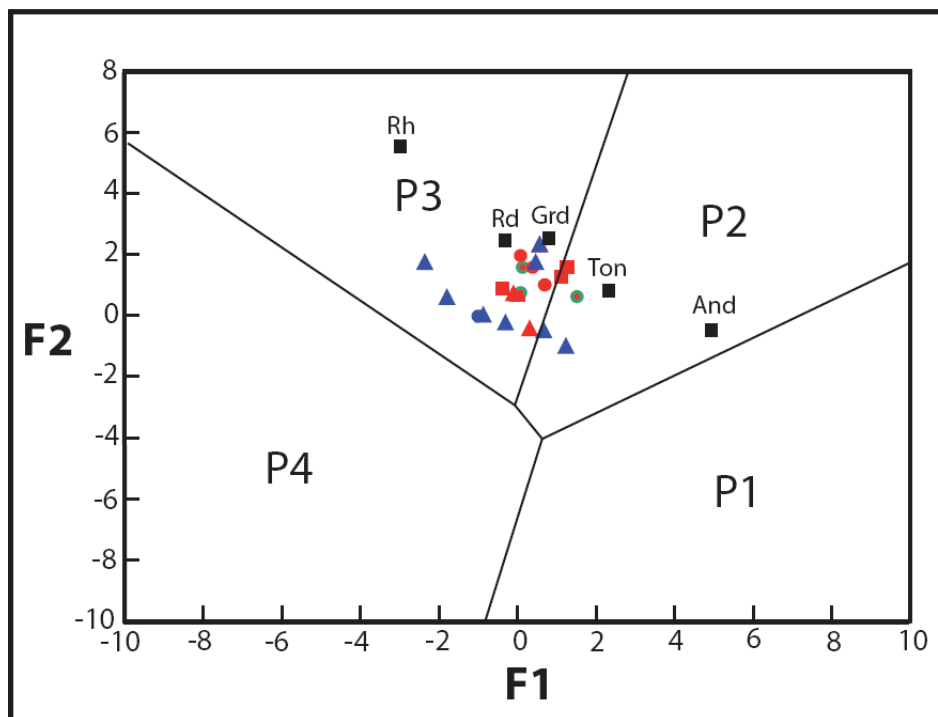
**Figura IV.5:** Diagrama en proporciones moleculares A-CN-K de Nesbitt y Young (1984, 1989), (proporciones moleculares). A =  $Al_2O_3$ ; CN =  $CaO^* + Na_2O$ , donde  $CaO^* = (CaO) - (P_2O_5) \cdot 3,333$ ; K =  $K_2O$ . WL = Línea de alteración de los feldespatos (Nesbitt y Young, 1984). Se han proyectado promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Grt, granito; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; Gab, gabro. Notar que en la parte baja del diagrama no aparecen los valores de  $A < 40$ . Símbolos como en la Figura IV.4.

A continuación se muestran los resultados de proyectar los resultados de los análisis químicos en diagramas de discriminación tanto de régimen tectónico de la cuenca de depósito, como la naturaleza del área fuente. El primero corresponde al diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  de Roser y Korsch (1986) que discrimina justamente el régimen tectónico de la cuenca de depósito. Se puede observar que las muestras de este estudio se proyectan en el campo ACM correspondiente a un margen continental activo (Figura IV.6). Es posible observar el efecto del tamaño de grano en este campo del diagrama de discriminación a partir de la ubicación de las muestras, en cuanto a que las argilitas tienen una mayor razón de  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  y menos sílice que las areniscas. También destaca que las composiciones promedio de granodioritas del Batolito de Sierra Nevada y composición promedio de granodioritas del Batolito Patagónico marcan una frontera entre muestras de arenisca y argilitas donde las primeras están a la derecha y las segundas a la izquierda de los cuadros negro y blanco que simbolizan la proyección de las composiciones de las rocas intrusivas nombradas arriba, salvo por las muestras DY995, DY9911 y DY9912.



**Figura IV.6:** Diagrama discriminante de Roser y Korsch (1986). PM, margen pasivo; ACM, margen continental activo; ARC, arco oceánico de islas. Cuadrado blanco: composición promedio de granodioritas del Batolito de Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979); cuadrado negro: composición promedio de granodioritas del Batolito Patagónico (Lacassie, 2003). Símbolos como en la Figura IV.4.

Otro diagrama utilizado es el de Roser y Korsch (1988), generado a partir de análisis de funciones discriminantes que permite discriminar la proveniencia de areniscas y argilitas asociadas. Se proyectan las composiciones de distintas rocas ígneas (Le Maitre, 1976), junto con las muestras de areniscas y argilitas de este trabajo (Figura IV.7). Estas últimas se ubican principalmente en el campo P3, correspondiente a una proveniencia ígnea félsica (detritos plutónicos y volcánicos félsicos; Roser y Korsch, 1988). Algunas de las muestras se ubican en el campo P2 y, de estas, 3 están muy cerca del límite con el campo P3. La proveniencia tipo P2, corresponde a una proveniencia ígnea intermedia (detritos andesíticos).



**Figura IV.7: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada. Se han proyectado algunos promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Rh, riolita; Rd, riodacita; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; And, andesita. Símbolos como en la Figura IV.4.**

#### **IV.3.1.2 Elementos traza y tierras raras**

Posteriormente a las aproximaciones geoquímicas a la naturaleza de las fuentes de rocas sedimentarias desarrolladas a partir de elementos mayores se realizaron diagramas de discriminación basados en elementos traza de areniscas y argilitas. Como se especificó en el marco teórico existen elementos que discriminan mejor distintos ambientes tectónicos, entre los que se encuentran el La y el Th que junto con el Hf son usados por Floyd y Leveridge (1987) para la discriminación composicional y de fuente de areniscas (Figura IV.8). La mayoría de las muestras de este trabajo se proyectan en el campo “Fuente félsica”, salvo por una muestra de arenisca y 4 argilitas; de estas, una arenisca y una argilita tienen las mayores concentraciones de Hf que es una característica de sedimentos maduros. Además hay una arenisca y una argilita en el límite del campo nombrado. En general las argilitas tienen contenidos de Hf que varían en un rango amplio (entre 3 y 9 aproximadamente) y tienen valores en general menores de la razón La/Th. Las muestras se ubican alrededor de la composición de la corteza continental superior (CCS).

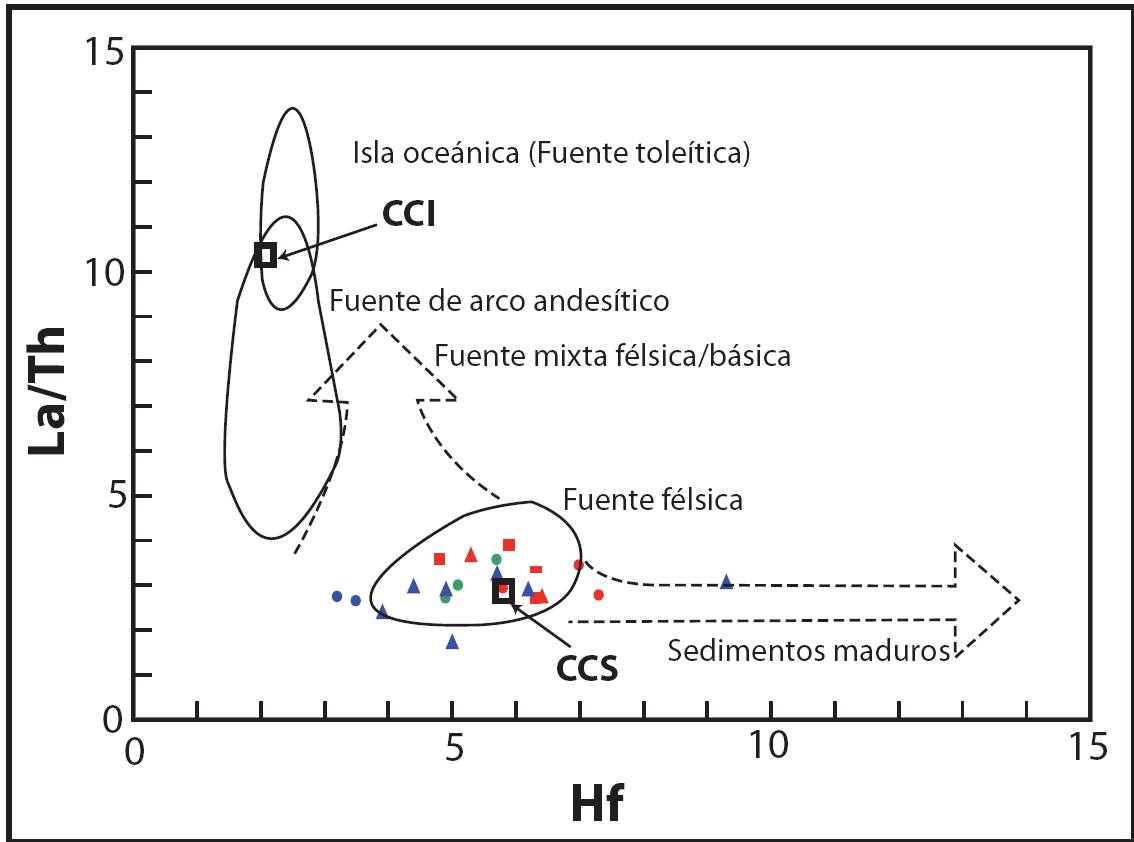


Figura IV.8: Diagrama discriminante Hf vs. La/Th modificado por Gu et al. (2002) a partir del diagrama de Floyd y Leveridge (1987). Los cuadrados blancos son promedios de corteza continental inferior (CCI) y corteza continental superior (CCS). Símbolos como en la Figura IV.4.

La proyección de las muestras de este trabajo en el diagrama triangular de Murphy (2000)  $Al_2O_3$ -Hf-TiO<sub>2</sub> (Figura IV.9), evidencia dos grupos, uno de areniscas y otro de argilitas; todas están cerca de la línea de acumulación de circón y/o titanita ubicándose las areniscas más cerca del vértice Hf mientras que la mayoría de las argilitas se ubican más cerca del vértice del TiO<sub>2</sub>. La excepción a esta regla la constituyen las argilitas más ricas en Hf. Esto se explica porque el Hf sustituye al Zr lo que se puede corroborar con los resultados de correlaciones entre elementos donde el Hf y el Zr alcanzan un coeficiente de correlación igual a 0,99 usando en el cálculo los valores tanto de areniscas como argilitas (Anexo F, Tabla F.1).

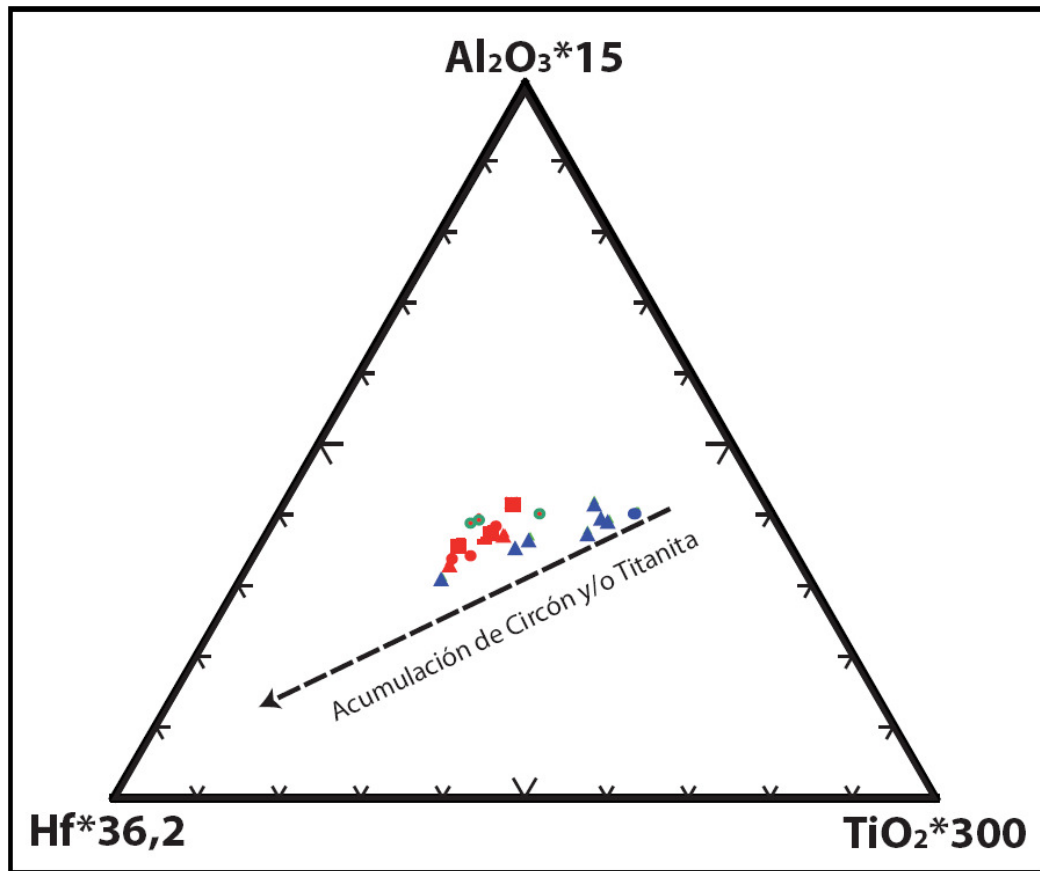


Figura IV.9: Diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-Hf}$ , modificado por Lacassie (2003) de García et al. (1994). Símbolos como en la Figura IV.4.

En el diagrama discriminante de roca fuente  $\text{Co/Th}$  vs.  $\text{La/Sc}$  de Gu et al. (2002) (Figura IV.10), se aprecia que las muestras de este estudio tienen valores  $\text{La/Sc}$  menores a 7 (promedio 4), mientras que los valores de la razón  $\text{Co/Th}$  en general son bajas (valores mínimo y máximo 0,4 y 1,4 con un promedio 0,8). Además las areniscas tienen mayores valores de  $\text{La/Sc}$  que las argilitas (promedio 4,7 vs. 3 de las argilitas), agrupándose alrededor de las granodioritas del Batolito Sierra Nevada (Gd1 en el gráfico), mientras las argilitas se proyectan alrededor de las granodioritas del Batolito Patagónico (Gd2). Hay argilitas que se encuentran entre Gd1 y Gd2 y otra más cercana a las rocas volcánicas félsicas (FV en el gráfico).

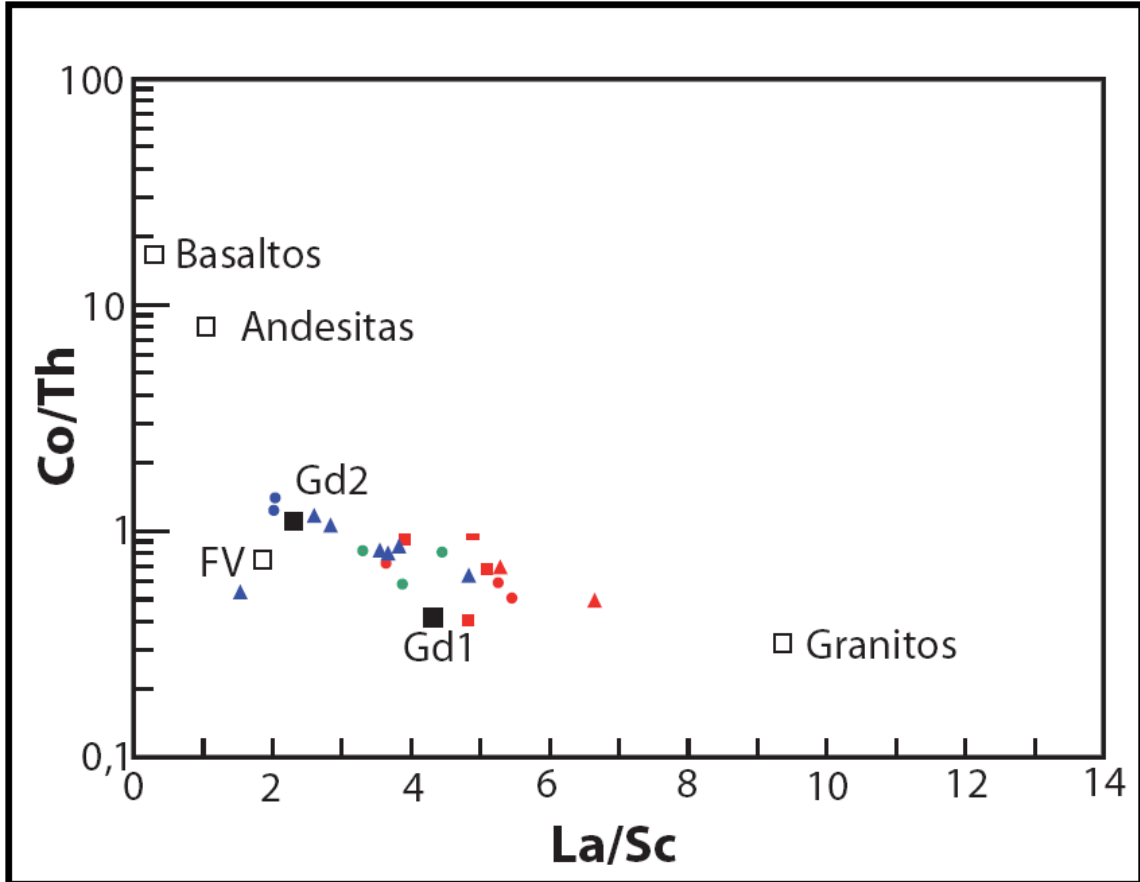
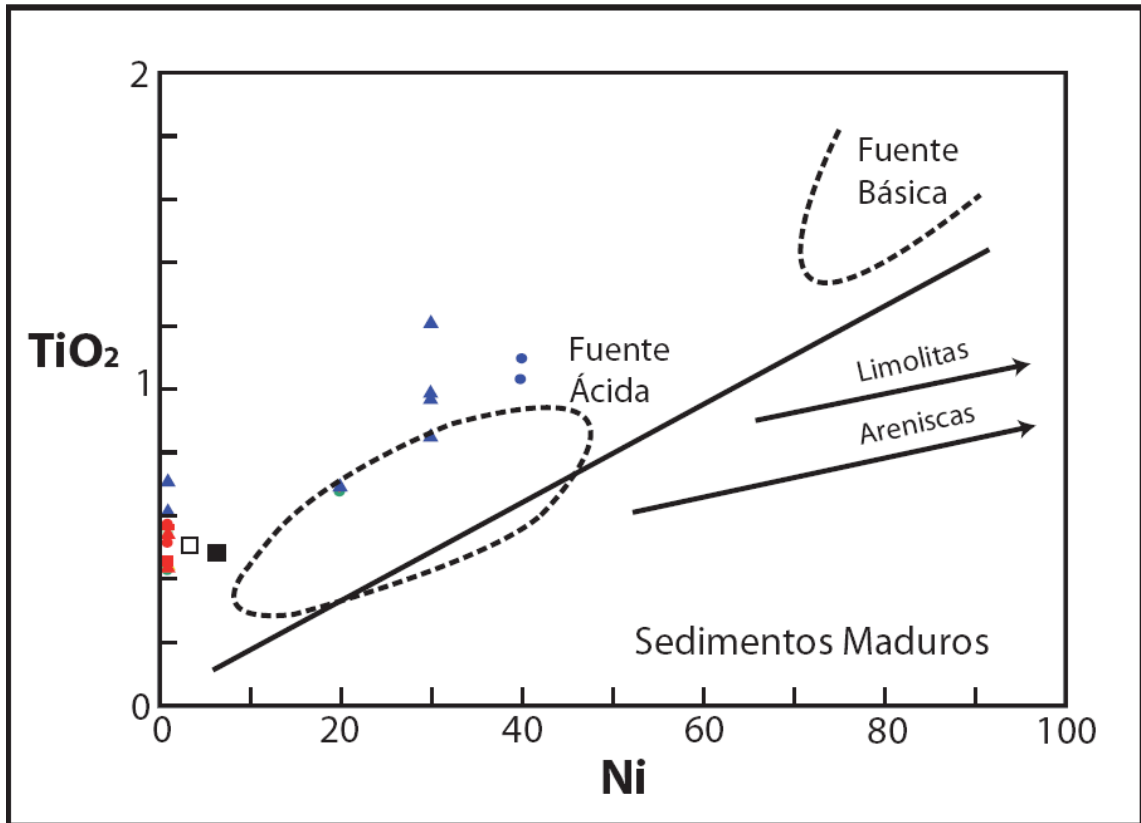


Figura IV.10: Diagrama discriminante Co/Th vs. La/Sc (Floyd y Leveridge, 1987). Además se proyectaron las composiciones promedio de basaltos, andesitas, rocas volcánicas félsicas (FV), granitos, granodioritas del Batolito Sierra Nevada (Gd1) y granodioritas del Batolito Patagónico (Gd2). Símbolos como en la Figura IV.4.

En el diagrama discriminante Ni vs.  $\text{TiO}_2$  de Floyd et al. (1989) (Figura IV.11), se pueden apreciar que, de las 21 muestras entre areniscas y argilitas, 10 de las 12 areniscas y 2 de las 9 argilitas están fuera del límite de detección. Ahora, a pesar de esto, es posible establecer que las areniscas, dado sus contenidos de  $\text{TiO}_2$ , se asocian a las composiciones promedios de granodioritas que se proyectan en el diagrama (cuadrados blanco y negro). Además también se puede deducir que areniscas y argilitas forman dos grupos donde las primeras tienen menores valores de  $\text{TiO}_2$  (promedio 0,52) y Ni con respecto a las segundas (promedio de  $\text{TiO}_2$  0,9 y de Ni 26,6).



Algunas muestras que tienen valores de Ni sobre el límite de detección se proyectan en el campo de fuente ácida y otras sobre éste.



**Figura IV.11: Diagrama discriminante TiO<sub>2</sub> vs. Ni. Campos de sedimentos maduros y fuentes ácidas y básicas según Floyd et al. (1989). Los cuadrados corresponden a las proyecciones de la composición promedio de granodioritas: cuadrado negro, Batolito Patagónico (Lacassie, 2003) y cuadrado blanco a Batolito Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979). Símbolos como en la Figura IV.4.**

En el diagrama Zr/Sc vs. Th/Sc (Figura IV.12) se observa que la mayoría de las muestras se proyectan en el campo CCS, que define el área de proyección general de rocas de composición similar a la corteza continental superior. Además, tal como en los diagramas anteriores, se observa que las muestras forman dos grupos donde la mayoría de las areniscas tienen mayores concentraciones de Zr/Sc y Th/Sc que las argilitas; en general las areniscas y argilitas tienen razones de Th/Sc > 1 (promedio 1,5) y Th/Sc < 1 respectivamente; mientras areniscas y argilitas tienen razones de Zr/Sc promedio de 21 y 13,7 respectivamente. Destaca que algunas argilitas con valores de

esta razón mayor a uno elevan el promedio de las argilitas a 1. Esto evidencia un seguimiento de la trayectoria de concentración de los minerales pesados (CMP en el gráfico) relacionado con el aumento de la razón Zr/Sc, que indica la concentración de circón en el sedimento asociada al transporte de este al lugar de depósito. Además, la madurez petrológica de la fuente dada por la razón Th/Sc teniendo como referencia el valor de la corteza continental superior (Th/Sc >1). Al menos 3 muestras de argilitas presentarían concentración de minerales pesados, todas estas obtenidas en la IDY. Las muestras, en especial las areniscas, se encuentran cercanas al promedio de rocas ígneas (Le Maitre 1976) correspondiente a la riolita.

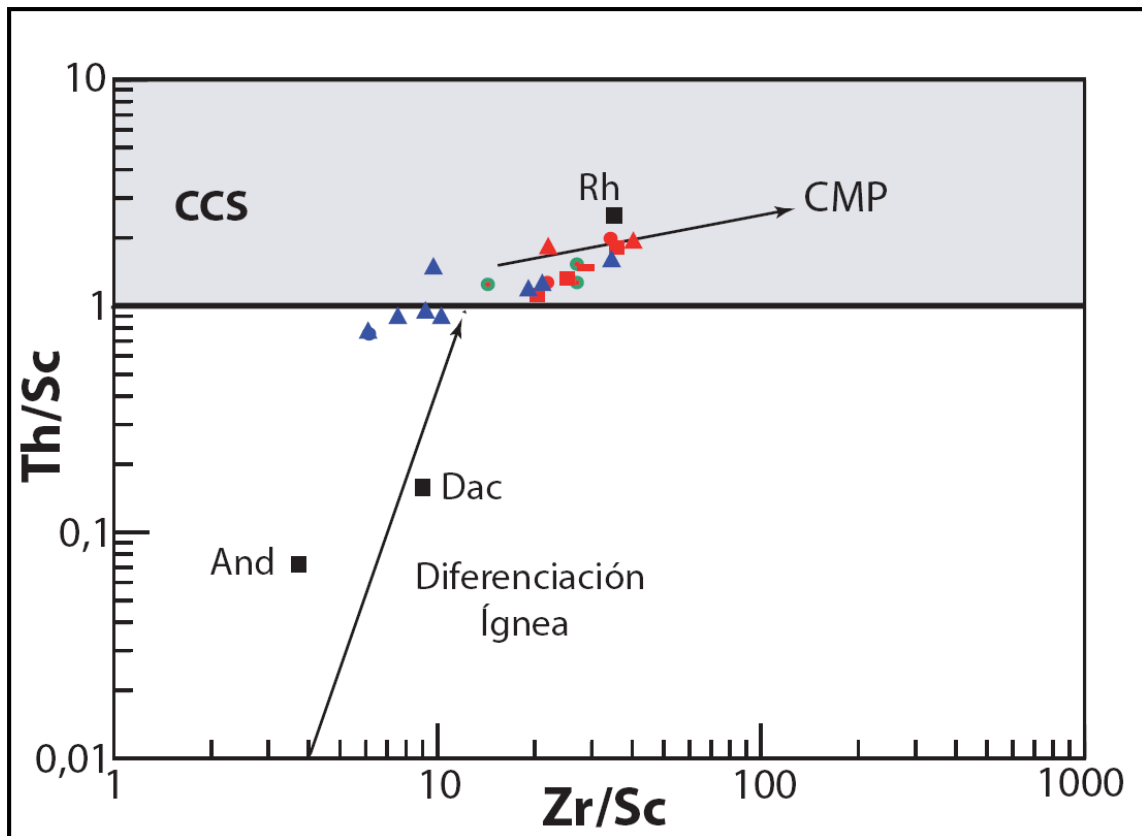


Figura IV.12: Diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Se proyectaron promedios de rocas ígneas, según Le Maitre (1976): And, andesita; Dac, dacita; Rh, riolita. CCS: área de proyección general de rocas de composición similar a la corteza continental superior; CMP, trayectoria de concentración de minerales pesados por procesos sedimentarios. Símbolos como en la Figura IV.4.

### IV.3.2 Geoquímica en chert

Se realizaron análisis geoquímicos a 15 muestras de chert muestreadas en afloramientos asignados al CDY y Denaro. Los resultados se resumen en la Tabla B.4 del Anexo B.

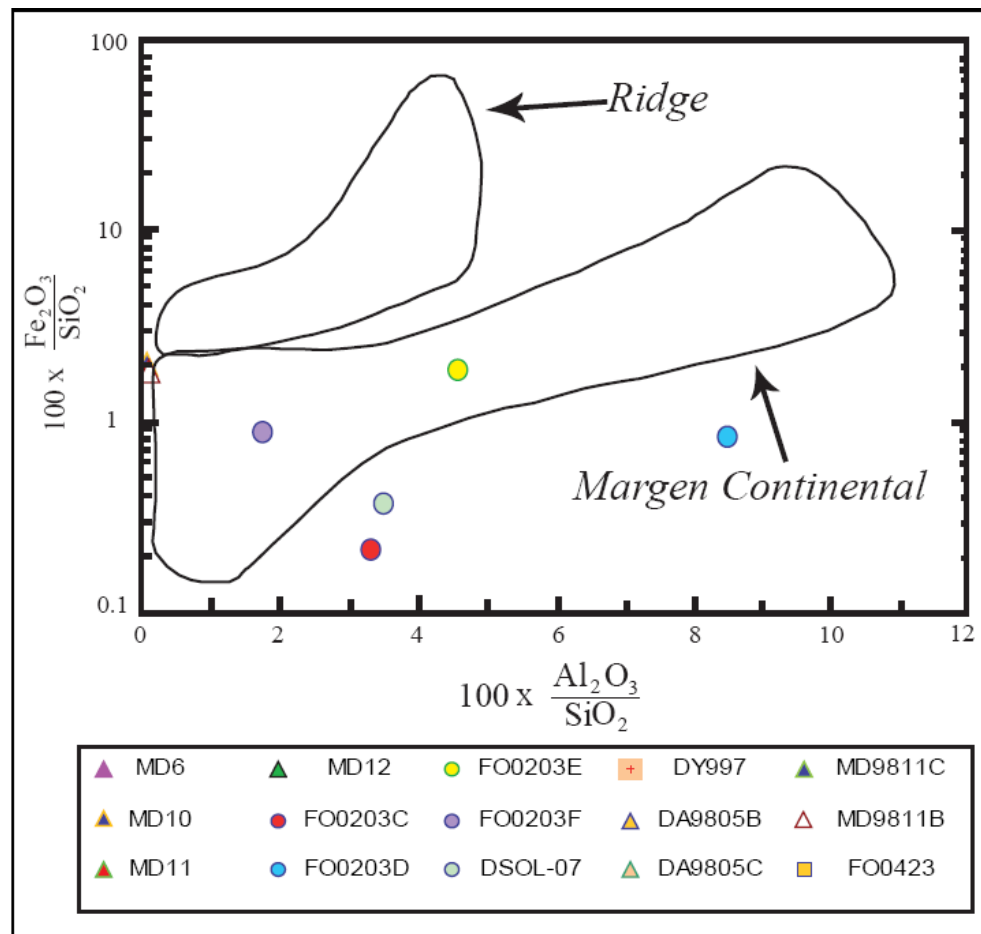
#### IV.3.2.3 Elementos Mayores

Datos de los análisis geoquímicos de muestras correspondientes a la Unidad I y II del Complejo Denaro de las que se determinó un origen cercano al ridge (Mpodozis y Forsythe, 1983; Forsythe y Mpodozis, 1983) fueron usados por Murray (1994) en la generación de diagramas de discriminación, pero muchas otras de las que no se determinó el ambiente deposicional, no han sido todavía clasificadas según estos mismos diagramas.

Si bien el diagrama que mejor discrimina entre ambientes deposicionales de chert es el de  $La_n/Ce_n$  vs.  $Al_2O_3/(Fe_2O_3+Al_2O_3)$ , (Murray, 1994; Figura IV.19), se usarán otros tres gráficos que solo utilizan elementos mayores a fin de ver si existe coherencia entre el ambiente determinado para las muestras de este trabajo en cada uno de los gráficos (Figura IV.13, Figura IV.15 y Figura IV.18) y comparar con los estudios anteriores realizados en la zona los que no cuentan con análisis geoquímicos de elementos traza (e.g. Forsythe y Mpodozis, 1983).

En la Figura IV.13, se tiene el gráfico  $100 \times Fe_2O_3/SiO_2$  vs.  $100 \times Al_2O_3/SiO_2$  que discrimina entre dos ambientes, el de ridge y margen continental. Las muestras MD10 y MD9811B se proyectan fuera de los campos trazados, así como FO0203C, FO0203D y DSOL-07. Las dos primeras están cerca del límite de los campos ridge y margen continental, y las segundas por debajo del campo de margen continental (Figura III.5), todos a una distancia más o menos similar al borde del mismo. Solo las muestras FO0203E y FO0203F son discriminadas como de margen continental. Las muestras que no aparecen en el gráfico que corresponden a MD6, MD11, MD12, DY997,

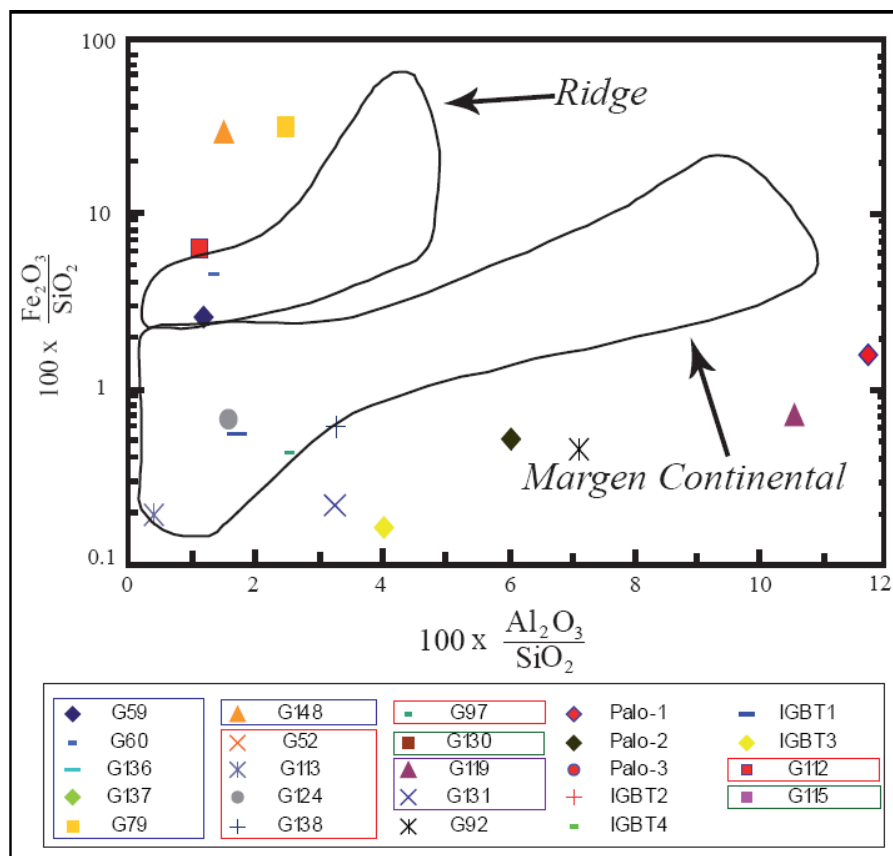
DA9805B, DA9805C, FO0423 y MD9811C; todas ellas tienen concentraciones de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  iguales a cero, salvo MD9811C y DY997 que tienen concentraciones de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mayores a cero y menores a 0,1. Dado que el diagrama usa una escala logarítmica en el eje de las ordenadas que se inicia en el valor 0,1 MD9811C y DY997 no aparecen proyectadas.



**Figura IV.13: Diagrama  $100 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  vs.  $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Resultados de graficar los datos geoquímicos de las muestras estudiadas.**

En cuanto a los datos de Forsythe y Mpodozis (1983), se muestran en la Figura IV.14. En ella es posible distinguir dos grupos de muestras, muchas de estas se proyectan fuera de los campos establecidos en el gráfico. Lo más destacable de los cherts del nivel I del Complejo Denaro es que la mayoría se proyectan sobre el campo

de ambiente próximo al ridge, aún así la muestra G112 asignada al nivel II de dicha unidad (cuyo ambiente deposicional también se ha interpretado como cercano al ridge) se proyecta en el eje y por sobre muestras asignadas al nivel I, por lo que este gráfico sería poco efectivo para determinar variaciones dentro de un mismo ambiente deposicional en cuanto mayor o menor cercanía al margen continental. En el gráfico no aparecen las muestras G136, G137, G52, G130, Palo-3, IGBT2, IGBT4, G115 y G126. De estas, G136, G137, G52, Palo-3, IGBT2 e IGBT4 tienen valores en el eje de las abscisas mayores a 12, en especial en IGBT2 e IGBT4 para las que los valores son superiores a 30; G52 y G130 tienen valores en el eje de las ordenadas que están por debajo de la escala del gráfico, en el eje de las abscisas cercano al 2; G115 y G126 tienen valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  iguales a cero.



**Figura IV.14: Diagrama  $100 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  vs.  $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Se proyectan los resultados de los análisis geoquímicos de Forsythe y Mpodozis (1983). Rectángulos azules en la simbología encierran a muestras del nivel I; rojo, nivel 2; verde, nivel 3; lila, nivel 4.**

En el diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  (Figura IV.15), las muestras MD10 y MD9811B se proyectan cerca del campo que indica un ambiente próximo al ridge. Las muestras FO0203F y FO0203E, se proyectan en el campo que indica un ambiente deposicional próximo al margen, mientras que las muestras MD9811C, DSOL-07, FO0203D y FO0203C se proyectan muy cerca del borde del campo recién nombrado, pero por fuera del mismo. De menor a mayor valor en el eje de las abscisas, las muestras DA9805B, MD12, DY997, MD11, DA9805C, FO0423, MD6 se proyectan encima del eje, dado su nulo contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; destaca que las muestras DA9805C y FO0423 se proyecten en la misma posición.

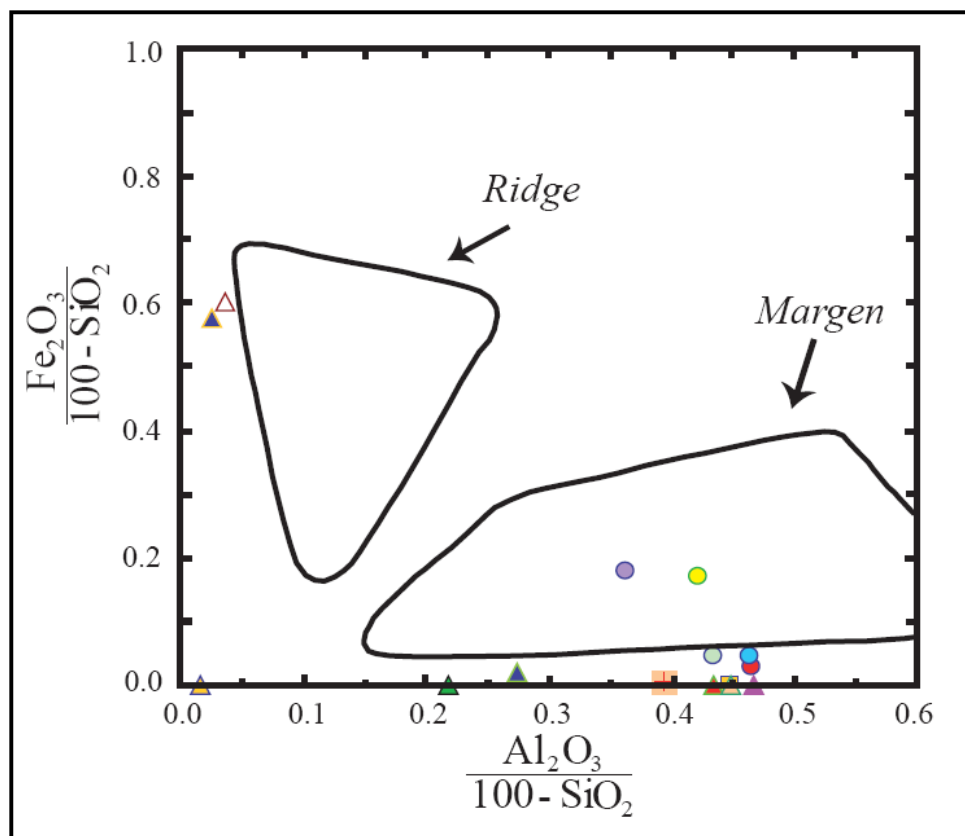


Figura IV.15: Diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Resultados de graficar los datos geoquímicos de las muestras de este estudio. Símbolos como en la Figura IV.13

En el diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  las muestras de Forsythe y Mpodozis (1983, Figura IV.16), se proyectan tanto en los campos de ambiente deposicional próximo al ridge y el de margen continental, como también fuera de estos campos mostrando gran dispersión. En general se tiene que las muestras asignadas a las unidades I y II del Complejo Denaro se proyectan cerca o en el campo de ridge. Las lutitas silíceas Palo 1, Palo 2 y Palo 3 así como las muestras IGBT se proyectan dentro o cerca del campo margen que indica ambiente de margen continental.

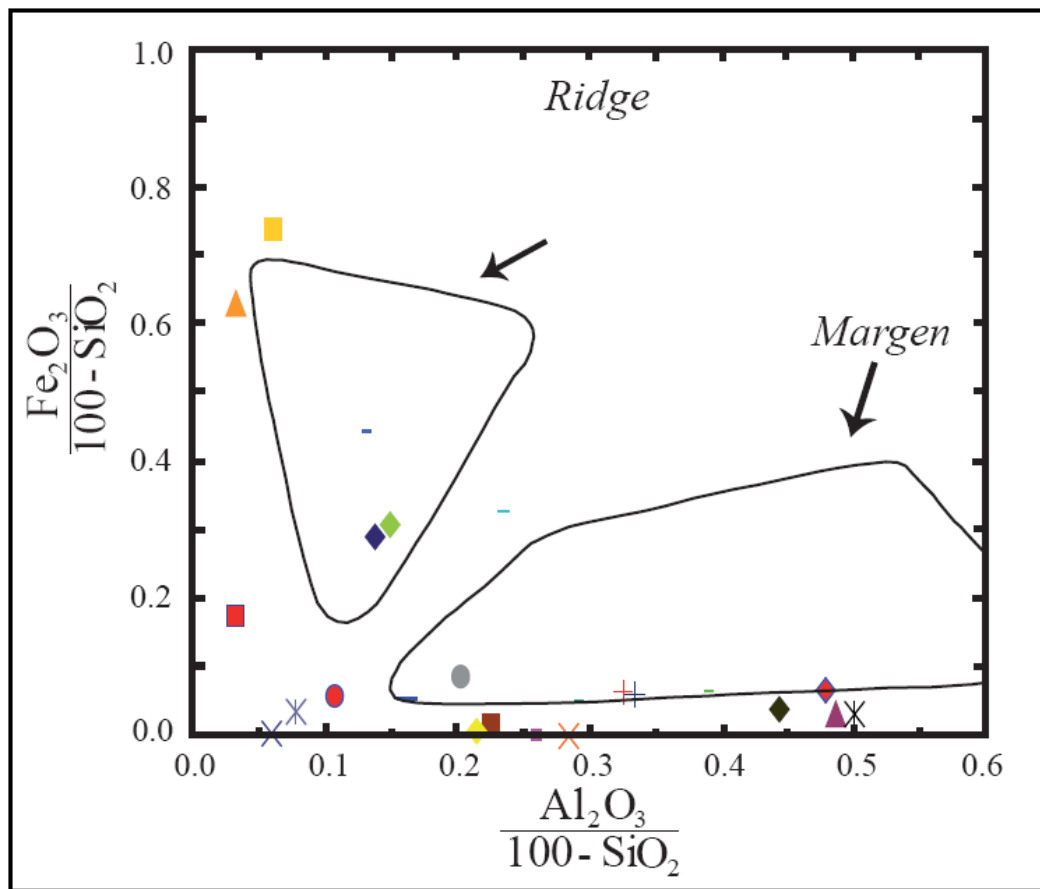
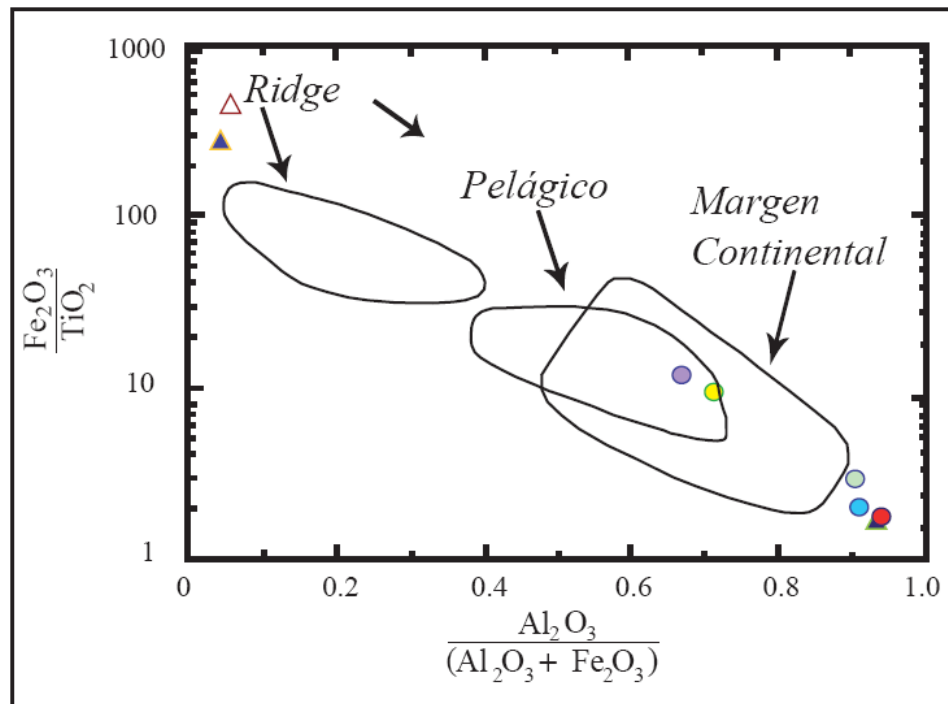


Figura IV.16: Diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/100\text{-SiO}_2$  discriminante de ambiente deposicional de chert (Murray, 1994). Se proyectan los resultados de los análisis geoquímicos de Forsythe y Mpodozis (1983). Símbolos como en la Figura IV.14.

Los resultados de proyectar las muestras en el diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  se muestran en la Figura IV.17 y se comentan a continuación. Las

muestras MD10 y MD9811B son las que más se alejan del resto en sentido vertical y se proyectan cerca del campo de ridge aunque fuera de su borde superior izquierdo. Las muestras FO0203F, FO0203E se proyectan sobre la zona en que se sobrepone los campos de ridge y margen continental. Las muestras DSOL-07, FO0203D, FO0203C y MD9811C se proyectan fuera del campo del margen continental pero cerca de su borde inferior derecho, dado su alto contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  con respecto a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; destaca que las muestras MD9811C y FO0203C se proyecten casi sobrepuestas. Las muestras que no aparecen en este gráfico, es decir MD6, MD11, MD12, DA9805B, DA9805C, FO0423 y DY997 tienen valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  iguales a cero en las 6 primeras nombradas, por lo que en un gráfico con escala logarítmica no se proyectan; en el caso de DY997, ésta se proyecta por debajo del valor 1 en eje de las ordenadas y con un valor cercano a 1 en el eje de las abscisas por lo que estaría relacionado con un ambiente deposicional cercano al margen continental más que con uno de ridge o pelágico.



**Figura IV.17: Diagrama discriminante de ambiente deposicional de chert  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ . Modificado por Murray (1994) de Boström (1970). Se proyectan los resultados de los análisis geoquímicos de este trabajo. Símbolos como en la Figura IV.13**



Con respecto a las muestras de Forsythe y Mpodozis (1983), los resultados de proyectar los análisis químicos de este trabajo se presentan en la Figura IV.18. Se observa que las muestras G148 y G112 corresponden a las Unidades 1 y 2 del CD respectivamente y aparecen en la esquina superior izquierda del gráfico. Las muestras G60 y G112 se proyectan en el campo de ridge y son las utilizadas en Murray (1994) para ejemplificar que este diagrama es capaz de mostrar variaciones en cuanto a la cercanía al ridge ya que estas muestras pertenecen a la Unidad I y Unidad II del CD respectivamente. La muestra G136 se proyecta en el campo pelágico, aunque por sus características texturales se asignó (Forsythe y Mpodozis, 1983) al nivel I del CD. Las muestras G124, G113 y Palo-3 se proyectan en la zona de traslape de los campos pelágico y de margen continental, las dos primeras están asignadas al nivel II del CD y la de la otra se asigna al CD sin especificar nivel (Forsythe y Mpodozis, 1983).

Las muestras de código IGBT se proyectan en el campo de margen continental fuera del área donde hay traslape de campos, estas muestras corresponden a rocas silíceas (muestras IGBT 1 y 2); y chert rojos (muestras IGBT 3 y 4) bajo calizas asignadas a Calizas Tarlton, los que no son asignados al CD. El resto de las muestras son las que tienen bajos contenidos de hierro férrico y por lo tanto no permiten ser discriminadas según estos diagramas.

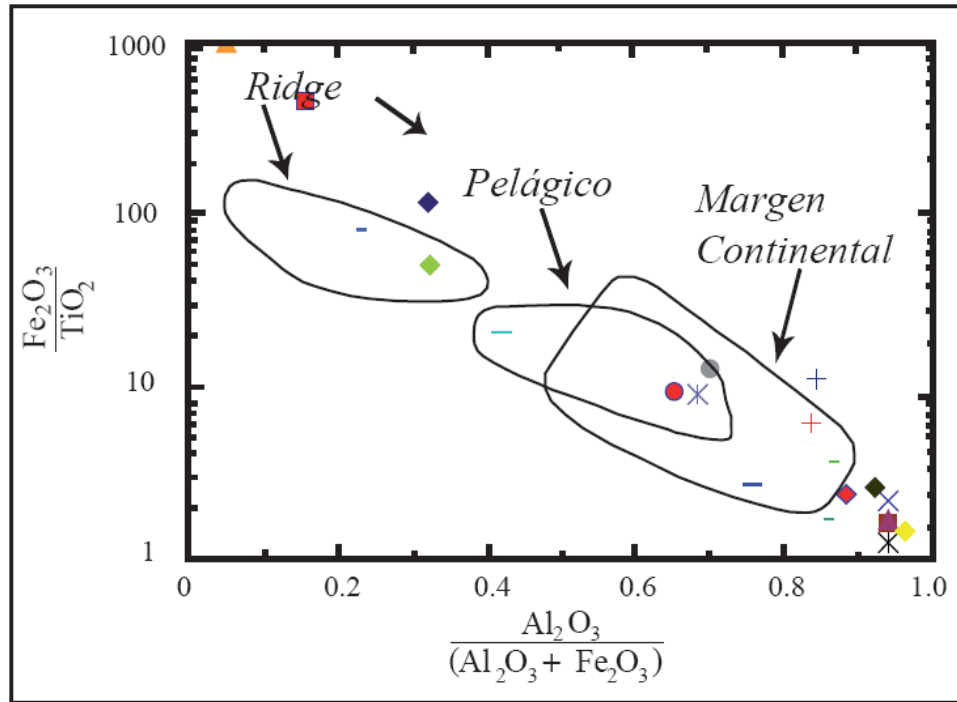


Figura IV.18: Diagrama discriminante  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  de ambiente deposicional de chert. Modificado por Murray (1994) de Boström (1970). Se proyectan los resultados de los análisis geoquímicos de Forsythe y Mpdozis (1983). Símbolos como en la Figura IV.14.

#### IV.3.2.4 Elementos Traza

En el diagrama  $\text{La}_n/\text{Ce}_n$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  se proyectaron las muestras de este trabajo (Figura IV.19). Se puede observar que hay muestras que tienen valores más altos de la razón  $\text{La}_n/\text{Ce}_n$  que los encontrados por Murray (1994) por lo que fue necesario modificar el gráfico a 5 en la escala vertical. Las muestras MD9811 B y MD10 son las muestras que están más cerca del campo de ridge y se alejan más en la vertical de los otros campos. MD9811C se proyecta fuera del campo pelágico pero a la altura de éste en el eje de las ordenadas. DA9805C, MD12, DY997, FO0203F y MD11 se proyectan a la altura del campo pelágico en el eje de las ordenadas, de más arriba a más abajo (Figura IV.19), las muestras que se proyectan sobre el margen derecho del diagrama tienen contenidos muy bajos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . La muestra MD11 está muy cerca del límite con el campo del margen continental. A la altura del área de traslape entre los

ambientes pelágico y de margen continental en el eje de las ordenadas se encuentran la muestras DA9805B, DSOL-07 y FO0203E. A la altura del campo de margen continental con respecto al eje de las ordenadas se proyectan las muestras MD6, FO0203D, FO0423 y FO0203C.

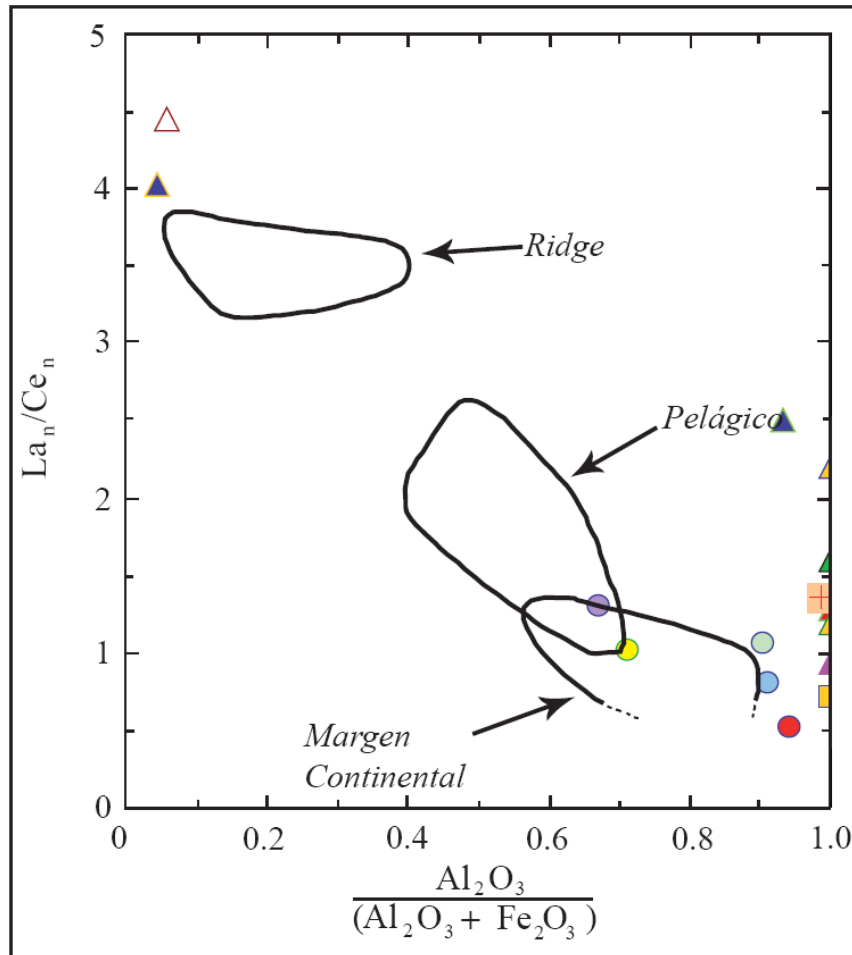


Figura IV.19: Diagrama  $La_n/Ce_n$  vs.  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  discriminante de ambiente deposicional de chert. Modificado de Murray (1994). Símbolos como en la Figura IV.13

#### IV.4 Redes Neuronales Artificiales

Del análisis de cada uno de los subsets de datos elementos mayores y elementos traza con GCS (Growing Cell Structures, Anexo E), se obtuvo como resultado dos

redes (Figura IV.20, Figura IV.21). Estas permiten la visualización de las afinidades geoquímicas entre cada grupo definido, según estén más cerca o lejos uno de otro.

#### IV.4.1 Elementos Mayores

El mapa resultante del análisis GCS del subset de elementos mayores consta de 8 nodos que se agrupan como 4 clusters asociados a cada tipo de proveniencia sedimentaria (P1 a P4) y un nodo con el que se relacionan muestras asociadas a dos tipos de proveniencia (Figura IV.20).

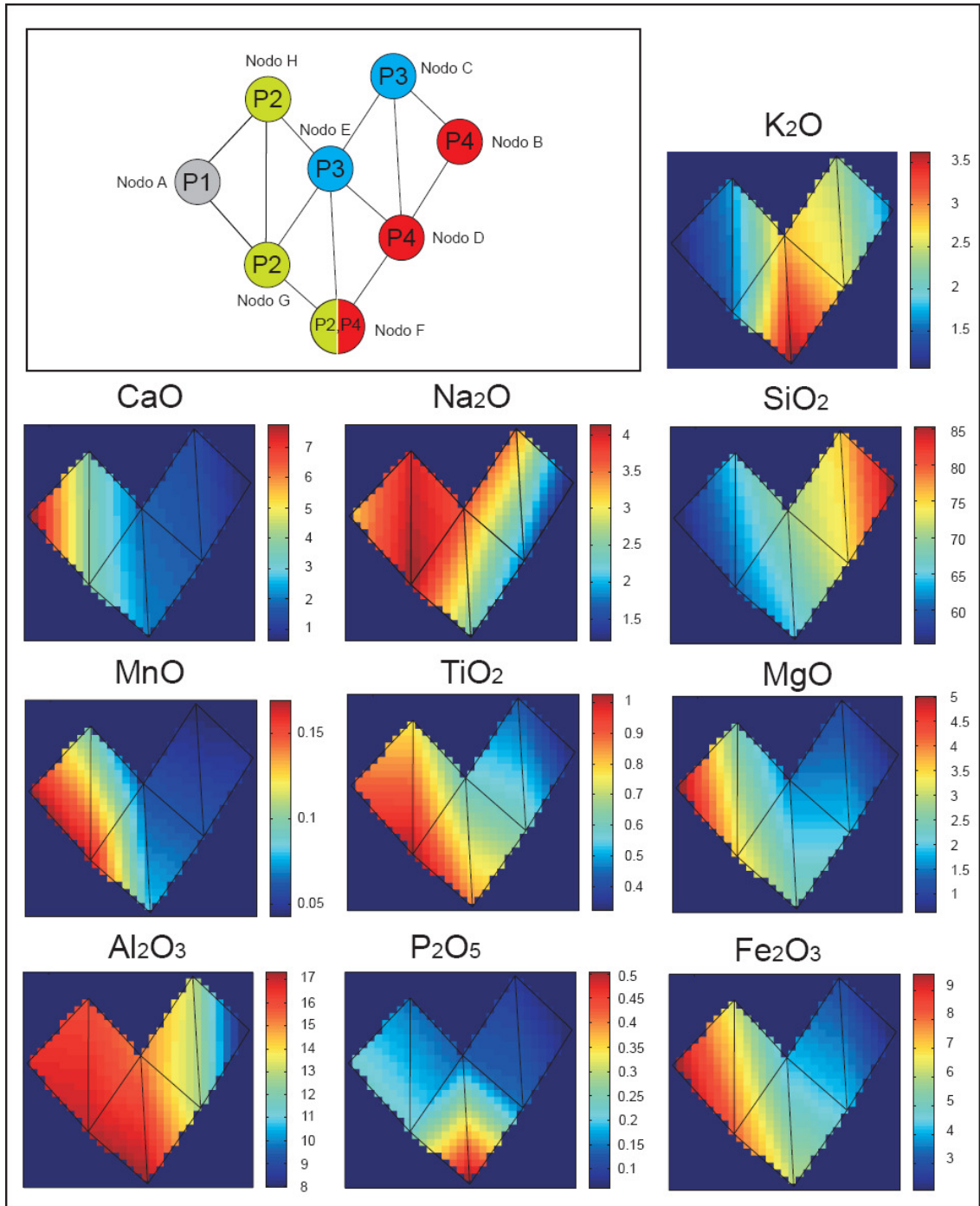
De la observación de la Figura IV.20, se desprende que las distribuciones de las concentraciones de los elementos mayores (en wt%) se dan de manera que el  $K_2O$  presenta sus mayores concentraciones ( $> 3$ ) en las muestras que se agrupan en el nodo F y se relacionan con la proveniencia P4 y P2, pero solo en ese nodo ya que en el nodo H, G y B, asociados a los mismos tipos de proveniencia, las concentraciones están por debajo de 2. Los valores intermedios (2,5 - 3), se relacionan con los nodos E, C y D; y a los tipos de proveniencia P4 y P3. El nodo A asociado al tipo de proveniencia 1 es el que presenta menores concentraciones ( $<1,5$ ). El  $SiO_2$  tiene sus mayores concentraciones ( $>75$ ) en el nodo B, en D asociado a la proveniencia tipo P4 y en el nodo C asociado a una proveniencia tipo P3; los valores intermedios (65-70) se asocian con los nodos E, F y H asociados a proveniencias P2, P4 y P3. Finalmente, las concentraciones menores ( $<65$ ) se asocian al nodo A y por ende a una proveniencia tipo P1. Las mayores concentraciones de  $Na_2O$  ( $>3$ ) se asocian a los nodos E, G y H; y a proveniencia de tipo P2 y P3. Las concentraciones intermedias (2 y 2,7) se asocian al nodo C y F relacionados con las proveniencias P2 y P3. Las concentraciones menores ( $<2$ ) corresponden a los nodos B y D, ambos relacionados con la proveniencia de tipo P4. Las muestras con mayores concentraciones de CaO ( $>4,5$ ) se encuentran principalmente en el nodo A, asociado a un tipo de proveniencia P1; las concentraciones intermedias en los nodos H y G (2,8-4,5); y las menores concentraciones nodos B, C, E, F. Comportamiento muy similar al del  $MnO$ ,  $Fe_2O_{3T}$  y  $MgO$ , en cuanto a la distribución de concentraciones baja media y alta, aunque estos

últimos presentan concentraciones más altas en el nodo G asociado a la proveniencia tipo P2. Para el MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> y MgO las concentraciones altas están en el rango >0,13; >7,3; >3,6; las concentraciones medias 0,8-13; 4,5-7,3; 2-3,5; y las concentraciones bajas <0,8; <4,5 y <5; respectivamente. El TiO<sub>2</sub> tiene un comportamiento muy similar al del Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> pero con mayores concentraciones en el nodo F asociado a los tipos de proveniencia sedimentaria tipo P2 y P4; las concentraciones altas están en el rango >0,76; las medias al rango 0,55-0,76; y las bajas corresponden a concentraciones <0,55. El P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> presenta concentraciones altas (>0,3) en el nodo F, asociados a proveniencia 2 y 4; concentraciones intermedias (0,2 y 0,35) para los nodos A y G; y concentraciones bajas (<0,2) para los nodos B, C, D y E. Las muestras con mayores concentraciones de aluminio (>14) se asocian a los nodos A, F, G y H y, por lo tanto, a los tipos de proveniencia P1, P2, P3 y P4. Las concentraciones intermedias (12-14) se asocian con los nodos C y D y por ende a los tipos de proveniencia P3 y P4; y las concentraciones bajas (<12) al nodo B que se asocia con el tipo de proveniencia 4.

Todas las areniscas de las muestras del CDY analizadas en este trabajo, se agrupan en los nodos C y E (5 y 7 muestras respectivamente; Figura IV.20), este nodo está asociado con el tipo de proveniencia P3. Las muestras 5 del CDY de Lacassie et al. (2006) se agrupan en los mismos nodos nombrados anteriormente (4 al nodo C y 1 al nodo E). Con respecto a las muestras no clasificadas previamente correspondientes a la Antártica de los trabajos de Castillo (2008 y 2010), estas también se agrupan en los mismos nodos (se relacionan 5 muestras con el nodo C y 10 con el nodo E), salvo por una de Castillo (2010) que se asocia al grupo 8 que tiene relación con una proveniencia de tipo 2. Las muestras de areniscas de la Antártica de Willan (2003), se agrupan en los nodos B, C, E y H; que se asocian a tipos de proveniencia P4, P3, P3 y P2 respectivamente, de estas las que muestran mayor afinidad con las del CDY son las del Grupo Península Trinidad (GPT) que se relacionan con los nodos 2, 3 y 5 principalmente. Los nodos C y E tienen concentraciones similares de todos los elementos salvo de K<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Para el K<sub>2</sub>O se tienen concentraciones altas en el nodo E (2,8) y medias (2,5) en el C. En el caso del SiO<sub>2</sub>, también se tiene que hay diferencias en las concentraciones asociadas a los nodos C y E con concentraciones

altas (75) y medias (73), respectivamente. El aluminio tiene concentraciones altas en el nodo E (7,8) y medias en el nodo C (13,4).

A pesar de que la base de datos se compone de resultados de análisis en areniscas se han incluido en el análisis las argilitas asignadas al CDY de este estudio, además de las de Lacassie et al. (2006) y las de Castillo (2008, 2010). Estas se agrupan en los nodos E y F asociados a un tipo de proveniencia P3 y "P2-P4" (Figura IV.20). El Nodo F en comparación con el nodo E posee mayores concentraciones de  $K_2O$  (3,5 vs. 2,7 respectivamente),  $TiO_2$  (0,85 vs. 0,7) y  $P_2O_5$  (0,5 vs. 0,16); concentraciones ligeramente menores de  $Na_2O$  (2,5 vs. 3,6) y de  $SiO_2$  (64 y 70 respectivamente). Las concentraciones de  $CaO$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  y  $Fe_2O_3$  son similares para ambos nodos. El nodo F está asociado a dos tipos de proveniencia pues casi la misma cantidad de muestras de la base de datos que se agrupa en este nodo corresponde al tipo de proveniencia P2 y P4. Esto se puede explicar como un efecto de comparar argilitas con areniscas de la base de datos lo que estaría generando una pérdida de la resolución del método.



**Figura IV.20: Resultados del análisis GCS del subset de datos de elementos mayores. La red GCS consta de 8 nodos (nombrados de la A a la H), a cada uno se le asigna un tipo específico de proveniencia sedimentaria (P1 a P4, dentro de los nodos del mapa) de acuerdo a la de proveniencia sedimentaria de las muestras presentes en la base de datos que se ubican en ese nodo. La escala a la derecha de las distribuciones de elementos mayores indica las concentraciones en wt%.**

#### IV.4.2 Elementos Traza

Del análisis GCS del subset de elementos traza resulta un mapa que consiste en 8 nodos a los que se les asocia un tipo de proveniencia determinada (Figura IV.21).

Se observa que las distribuciones de concentraciones de elementos traza (todas en ppm) se dan de manera que las concentraciones de Ba altas (>800) se asocian al nodo B que se relaciona con el tipo de proveniencia P4, las intermedias (450-800) a los nodos A, D, E, F, G y las bajas (<450) se asocian a los nodos C y H. En el caso del Sc las mayores concentraciones (>24) se dan en el nodo C asociado al tipo de proveniencia P1; las concentraciones intermedias (14-24) se asocian a los nodos B, D, H relacionados con el tipo de proveniencia P4, P2 y P2 respectivamente y las concentraciones bajas (<14) en los nodos A, E, F y G asociados con los tipos de proveniencia P3, P3, P4 y P3 respectivamente. El Ni presenta concentraciones altas (>24) en los nodos B, C y F relacionados con el tipo de proveniencia P4, P1 y P4 respectivamente, concentraciones intermedias (15 y 24) en el nodo H, que se relaciona con el tipo de proveniencia P2 y concentraciones bajas (<15) en los nodos A, D, E y G para el tipo de proveniencia P3, P2, P3 y P3 respectivamente. Para el caso del La, las mayores concentraciones (>28) se asocian a los nodos B, F y G que se relacionan con tipos de proveniencia P4, P4 y P3 respectivamente, las concentraciones intermedias (16-28) se asocian a los nodos A, D y E que se relacionan a los tipos de proveniencia P3, P2 y P3 respectivamente, las concentraciones bajas (>16) con los nodos C y H que se relacionan con los tipos de proveniencias P1 y P2. Para el caso del Sr las concentraciones altas (> 300) se asocian a los nodos C, D, E que se relacionan con los tipos de proveniencia P1, P2 y P3 respectivamente, las concentraciones intermedias (200-300) a los nodos A, G, H asociados a los tipos de proveniencia P3, P3 y P2 respectivamente y concentraciones bajas (<300) en los nodos B y F asociados ambos al tipo de proveniencia P4. En el caso de Y las concentraciones altas (>27) se asocian a los nodos B y F ambos relacionados con el tipo de proveniencia P4, las concentraciones intermedias (23-27) se asocian a los nodos D, G y H asociados a los tipos de proveniencia P2, P3 y P2, respectivamente, y las concentraciones bajas (<23) a los nodos A, C y E relacionados con los tipos de proveniencia P3, P1 y P3,



respectivamente. Las mayores concentraciones de cromo ( $>60$ ) las presentan las muestras agrupadas en los nodos B, C y F asociados a los tipos de proveniencia P4, P1 y P4; las concentraciones intermedias (40-60) se asocian a los nodos F y G relacionados con los tipos de proveniencia P4 y P3 respectivamente; las concentraciones bajas ( $<40$ ) se asocian a los nodos A, D y E relacionados con los tipos de proveniencia P3, P2 y P3. En el caso del Th las mayores concentraciones ( $>11$ ) se asocian a los nodos B, F, G y E relacionados con los tipos de proveniencia P4, P4, P3, P3, las concentraciones intermedias (6-11) se asocian los nodos A y D que se relacionan con los tipos de proveniencia P3 y P2 respectivamente, las concentraciones bajas ( $<6$ ) se relacionan con los nodos C y H los que se asocian a los tipos de proveniencia P1 y P2 respectivamente. Las concentraciones mayores ( $>220$ ) de V se relacionan con el nodo C asociado al tipo de proveniencia P1, las concentraciones intermedias (140- 220) se asocian a los nodos B y H asociados a los tipos de proveniencia P4 y P2 respectivamente, las concentraciones bajas ( $<140$ ) se asocian a los nodos A, D, E, F, G relacionados con los tipos de proveniencia P3, P2, P3, P4, P3 respectivamente. Las concentraciones mayores ( $>88$ ) de Zn se asocian a los nodos C, B y H. Las concentraciones intermedias (68-88) se asocian a los nodos D y F que se relacionan con los tipos de proveniencia P2 y P4 respectivamente; las concentraciones menores ( $<68$ ) se encuentran en los nodos A, E y G asociados todos al tipo de proveniencia P3, por lo que se puede establecer que hay relación entre la concentración de este elemento con la proveniencia P3. Las concentraciones altas de Ce ( $>60$ ) se asocian a los nodos B, F y G que se relacionan con los tipos de proveniencia P4, P4 y P3, las concentraciones intermedias (35-60) se asocian con los nodos A, D, E relacionados con los tipos de proveniencia P3, P2 y P3 respectivamente, las concentraciones bajas ( $<35$ ) se relacionan con los nodos C y H asociados a los tipos de proveniencia P1 y P2 respectivamente. Las altas concentraciones de Nb ( $>12$ ) se asocian a los nodos B y F que se relacionan a los tipos de proveniencia sedimentaria P4, las concentraciones intermedias (6-12) se ubican en los nodos A, D y G que se relacionan con los tipos de proveniencia P3, P2 y P3 respectivamente, las concentraciones menores ( $<6$ ) se relacionan con los nodos C y H que se asocian a los tipos de proveniencia P1 y P2 respectivamente. Las concentraciones altas de Zr ( $>190$ ) se relacionan con los nodos E, F y G asociados los tipos de proveniencia P3, P4 y P3

respectivamente, las concentraciones intermedias (140-190) se asocian a los nodos A, B, D y H que se relacionan a los tipos de proveniencia P3, P4, P2 y P2 respectivamente; las concentraciones bajas (<140) se relaciona con el nodo C que se asocia con el tipo de proveniencia P1. Se observan claras correlaciones (Figura IV.21) entre los elementos La, Th y Zr; Va y Sc; Ce, Nb; Cr y Ni ya que en todos los casos las distribuciones de elementos en el mapa son casi idénticas, lo que indicaría que para las muestras más afines geoquímicamente hay elementos que se distribuyen de la misma manera.

Las 12 areniscas asignadas al CDY de este estudio se ubican en los nodos B (1 muestra), E (2 muestras), F (1 muestra) y G (ocho muestras). Estos nodos están asociados a los tipos de proveniencia P4, P3, P4 y P3, respectivamente (Figura IV.21). Las 5 areniscas del CDY del trabajo de Lacassie (2003) se asocian sólo al nodo G. Las 7 muestras de la Antártica de Castillo (2008) y las 9 de Castillo (2010) se asocian a los nodos E (6 muestras) y G (10 muestras). En tanto las 4 muestras del GPT de Willan (2003) se asocian a los nodos A (3 muestras) y G asociados ambos al tipo de proveniencia P3. Además las 3 muestras del Grupo LeMay se relacionan con los nodos E (2 muestras) y G; las 3 muestras de la Formación Latady se asocian a los nodos A, B y G, relacionados con los tipos de proveniencia P3, P4 y P3 respectivamente.

Al igual que como se hizo para elementos mayores, se incluyeron las argilitas de este estudio en el análisis RNA a pesar de que la base de datos está hecha en base a areniscas. Las argilitas de este estudio se asocian a los nodos B (6 muestras) y G (3 muestras). Se observa que de las 6 argilitas del CDY de Lacassie (2003) se asocian a los nodos B (5 muestras) y F relacionados ambos con P4. Las 8 muestras de argilitas del GPT de Castillo (2008) y las 9 de Castillo (2010) se relacionan con los grupos B (5 muestras), F (11 muestras) y G (1 muestra).

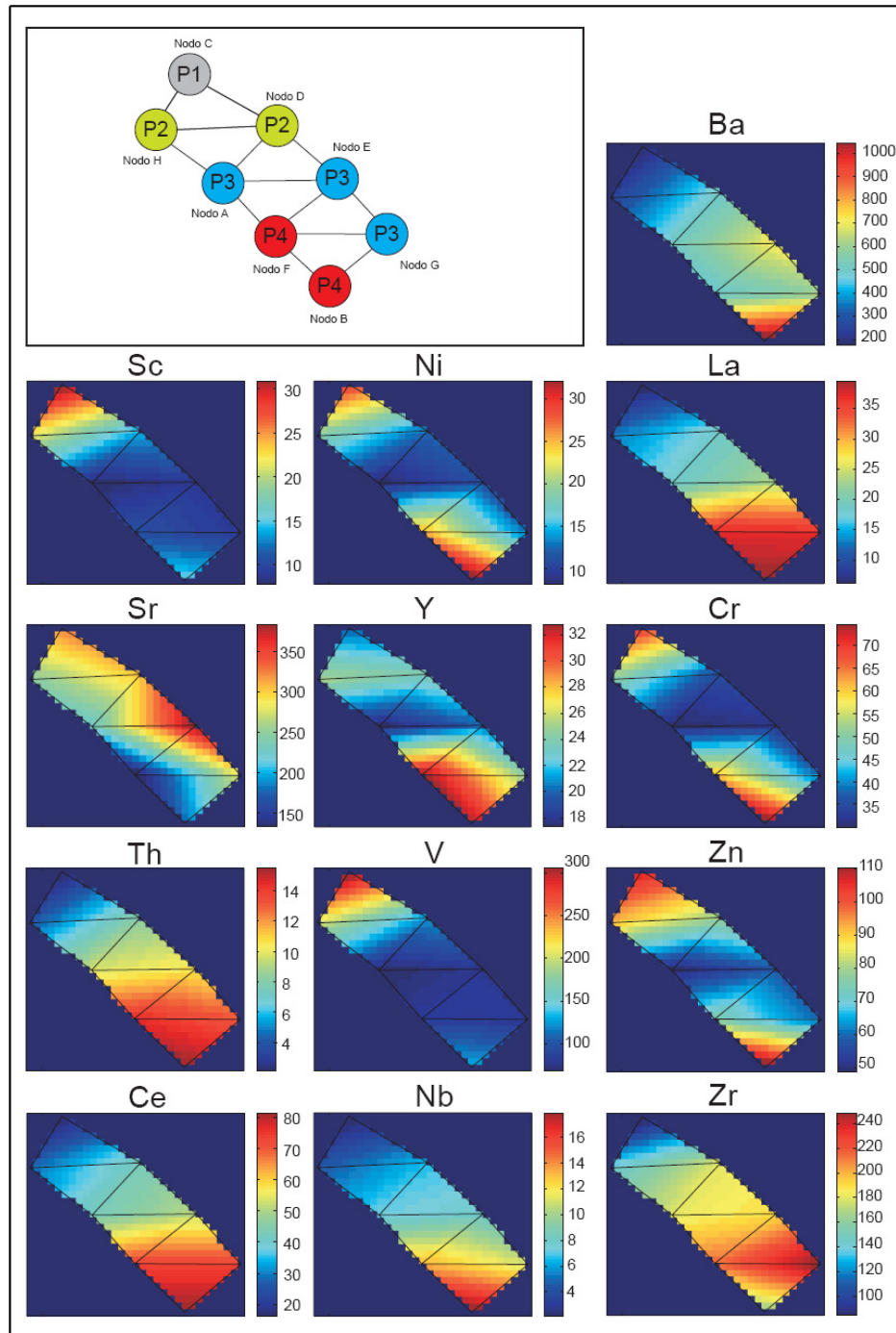


Figura IV.21: Resultados del análisis GCS del subset de datos de elementos traza. La red GCS consta de 8 nodos (nombrados de la A a la H), a cada uno se le asigna un tipo específico de proveniencia sedimentaria (P1 a P4, dentro de los nodos del mapa), de acuerdo a la de proveniencia sedimentaria de las muestras presentes en la base de datos que se ubican en ese nodo. La escala a la derecha de las distribuciones de elementos mayores indica las concentraciones en ppm.

## IV.5 Paleontología

De los estudios realizados por Atsushi Takemura en muestras asignadas al CD y CDY se obtuvo como resultado que en algunas de estas se pudo identificar restos de los radiolarios *Albaillellarianos*, muchos de los cuales son del Género *Pseudoalbaillella*. Este género es común principalmente en el Pérmico Temprano y Medio. En lo que sigue se detalla lo comunicado por Takemura acerca del trabajo que realizó y los resultados que obtuvo.

Específicamente, se extrajeron radiolarios de 6 muestras. Estas son DSOL-07, DY997, FO0203D, FO0203E, FO0203F and FO0423. Lamentablemente la preservación suele ser pobre, y por ejemplo DSOL-07 y FO0423 contienen pocas formas esféricas cristalizadas. La muestra FO0203F tiene formas esféricas (las más comunes) y algunas cónicas, pero parecen también muy pobremente preservadas.

Tres muestras FO0203D, FO0203E and DY997 contienen radiolarios mejor preservados, incluyendo *Albaillellaria* la que es típica del Paleozoico. Las faunas de estas muestras incluyen el género *Pseudoalbaillella*, cuyo rango es Carbonífero a Pérmico.

Las muestras FO0203D y FO0203E contienen *Pseudoalbaillella* u-forma Holdsworth y Jones. La preservación es peor que la mostrada en los trabajos de Ling et al. (1985) y Ling y Forsythe (1987) y solo se logró extraer especímenes rotos. Otras especies no fueron identificadas. Ishiga et al. (1984) reconocieron 2 morfotipos dentro de estas especies (morphotype I and II), y las formas de estas dos muestras pueden ser identificadas como P. u-forma morphotype I. La biozonación de radiolarios del Carbonífero Tardío a Pérmico Medio fue establecida por Ishiga (1986), a partir de sucesiones de cherts estratificados en Japón. Basado en este estudio, P. u-forma morphotype I ocurre en la parte más inferior del Pérmico Inferior, casi en P. u-forma m. I Zone. Estas muestras fueron estudiadas antes por Yoshiaki Aita, llegando a establecer los mismos rangos de edad (Hervé et al., 2007).

Takemura observó 2 o 3 formas de especies de *Pseudoalbaillella* en la muestra DY997 obtenida en el Seno Francisco en la isla Duque de York (Figura I.9). Estas no están identificadas todavía y dentro de lo posible se continuará extrayendo especímenes y tomando más fotos de estos.

## **V DISCUSIONES**

### **V.1 Areniscas y Argilitas del CDY**

#### **V.1.1 Petrografía y composición modal de areniscas**

En general todas las muestras analizadas tienen características similares, sin importar el área de donde hayan sido extraídas. Esto se aplica para el tamaño de grano, grado de redondeamiento, alteración, grado de compactación y en especial en cuanto a la abundancia relativa de minerales y líticos.

Destaca que ejemplares correspondientes a la misma área de muestreo ocupen distintos campos, como ocurre con muestras de todas las islas donde se analizó más de una muestra (Figura IV.2). Es importante observar el comportamiento de las muestras de la isla Desolación para las que no se había hecho antes estudios de proveniencia. Estas se proyectan principalmente en el campo continental transicional, aunque tanto las muestras del NE como las NW también se proyectan sobre el campo basamento alzado. Otro hecho destacable es que en ID se encuentran los afloramientos más meridionales asignados al CDY, los resultados aquí obtenidos dan fuerza a esta asignación al tener las muestras de la isla composición modal y geoquímica similar a la de otros afloramientos del CDY.

Es posible establecer relaciones entre muestras de este trabajo, las de trabajos anteriores en afloramientos del CDY (Forsythe y Mpodozis, 1983; Mpodozis y Forsythe, 1983; Lacassie, 2003; Faúndez, 2000; Faúndez et al., 2002). Las muestras estudiadas aquí se proyectan de forma similar a las del CDY estudiadas por Faúndez (2000 y 2002), que se extrajeron de norte a sur en isla Mornington, isla Madre de Dios, isla Duque de York, isla Diego de Almagro, e isla Ramírez en el caso de estas últimas dos

islas en áreas de muestreo cercanas a las aquí estudiadas. El hecho de obtener resultados similares para muestras de áreas similares podría ser un buen indicador que los resultados de los conteos modales no dependieron de la subjetividad de los autores.

### V.1.2 Geoquímica

La validez de los resultados obtenidos en los diagramas discriminantes de naturaleza del área fuente y/o de régimen tectónico de la cuenca de depósito basados en elementos mayores se justifica a partir de los valores del índice CIA (Figura IV.4), de las muestras de este estudio que tienen valores entre 49 y 67 correspondientes a una intensidad de meteorización baja (entre 50 y 60) a moderada (Fedó et al., 1995), por lo que ni en los casos de las argilitas que sufrieron más meteorización (i.e. índices CIA entre 60 y 67) se les habría removido de forma significativa el  $K_2O$  y  $Na_2O$ .

Como era de esperar las argilitas presentan índices CIA mayores que los de las areniscas dado que tienen asociado un historial de meteorización y transporte más intenso que las areniscas (McLennan et al., 1990) y que este índice mide la alteración de feldspatos a arcillas (Nesbitt y Young, 1982) midiendo el aumento de  $Al_2O_3$  con respecto de minerales alcalinos y el calcio. Así el efecto observado en la Figura IV.4 está relacionado con el tamaño de grano. Esto también se refleja en la correlación negativa entre el  $SiO_2$  y el  $Al_2O_3$  igual a  $-0,98$  (Anexo F, Tabla F.2), ya que las areniscas tienen más  $SiO_2$  (promedios) y menos  $Al_2O_3$  (14,3 y 18,4) que las argilitas (promedios 71,73 vs. 62,82 de  $SiO_2$  y 14,5 vs. 18,4 respectivamente)

El transporte y selección sedimentaria generan fraccionamiento por tamaño de grano el que se refleja en que algunos minerales se concentren de forma preferente en las areniscas o en las argilitas generando diferencias químicas entre ellas y por ende diferencias en sus distribuciones en los diagramas de discriminación tanto de elementos mayores como traza (e.g. Figura IV.5, Figura IV.6, Figura IV.8, Figura IV.9, Figura IV.12). Entre los efectos documentados del fraccionamiento en la geoquímica se

tiene el aumento de  $K_2O$ , acompañado de una disminución del  $SiO_2$  y  $Na_2O$  al disminuir el tamaño de grano desde arena a fango (Roser y Korsch, 1986). Un efecto similar se observa en las muestras de este estudio así como las reportados por Faúndez et al. (2002) y Lacassie (2003) en rocas del CDY y Castillo (2008) en rocas del GPT de la Antártica.

Las distribuciones observadas en el diagrama A-CN-K (Figura IV.5) son análogas a las observadas en areniscas y argilitas de sucesiones turbidíticas modernas (McLennan et al., 1990), en el sentido que las areniscas tienden a estar más lejos del vértice A que las argilitas, lo que es reflejo de fraccionamiento por tamaño de grano entre las areniscas y argilitas. Asumiendo una fuente común, si las muestras no hubieran sufrido metasomatismo se debería observar un patrón donde un fraccionamiento por tamaño de grano generaría una dispersión subparalela a la línea de meteorización (WL), lo que no se observa para las muestras de este estudio. Como esto no ocurre, en especial para el caso de las muestras de argilitas que más bien tienden a seguir una trayectoria subparalela a la línea que va entre la proyección de la granodiorita y la muscovita se puede suponer un metasomatismo potásico (Fedo et al., 1995) y que según Lacassie (2003) podría relacionarse con la intrusión del Batolito Patagónico.

En la figura también se observa que muchas de las areniscas se proyectan fuera del triángulo formado por la línea que une la granodiorita ("Grd" en la figura) con la muscovita, la línea A-K y la WL. Esto sugiere una fuente más bien tonalítica ("Ton" en la figura) que granodiorítica o una fuente intermedia entre ambas, lo que concuerda con la proyección de una muestra de arenisca de ID muy cerca de la composición de una tonalita (ver figura). Esto también coincide con los resultados obtenidos por Faúndez et al. (2002) que asigna una fuente intermedia entre tonalítica y granodiorítica y los de Lacassie et al. (2006) que asigna fuentes tonalítica y granodiorítica para las rocas del CDY.

Otra forma de validar los resultados de los diagramas de discriminación utilizados es a partir del análisis de las correlaciones entre elementos mayores y traza que permiten



entender mejor los procesos que afectaron a las rocas sedimentarias durante su formación (e.g. Bathia y Crook, 1986), se seleccionaron algunas correlaciones entre elementos que se muestran en el Anexo F: Matrices de correlación.

De la observación del comportamiento relativo de los elementos mayores se tiene que el  $\text{SiO}_2$  se correlaciona de forma negativa con el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $r=-0,97$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $r=-0,91$ ), Mn ( $r=-0,59$ ), Mg ( $r=-0,96$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r=-0,95$ ),  $\text{TiO}_2$  ( $r=-0,97$ ) y  $\text{P}_2\text{O}_5$  ( $r=-0,74$ ); para correlaciones hechas con rocas con similares contenidos de cuarzo, feldespato y líticos (como las rocas de este estudio) esto se puede explicar en términos de diferencias de la madurez mineralógica de las rocas, que es la relación del cuarzo y la suma de la plagioclasa y los fragmentos de roca volcánica, por lo que rocas más maduras tendrán contenidos mayores de  $\text{SiO}_2$  asociado a una disminución de elementos ferromagnesianos (Fe, Ti, Mg, Sc y V) y cationes pequeños (Na, Ca, Sr; Bathia y Crook, 1986) así como del  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{K}_2\text{O}$  por estar asociado a las fases y componentes inestables como feldespato potásico y líticos volcánicos. El potasio y el aluminio tienen una correlación positiva altísima ( $r=0,97$ ), lo que indicaría la meteorización de minerales con potasio puesto que el potasio y el aluminio se encontrarían principalmente en arcillas (Feng y Kerrich, 1990), lo que se confirma con los promedios de estos óxidos en las arcillas con respecto a las areniscas (ver Anexo B, Tabla B.3).

Se observa una correlación positiva entre el  $\text{SiO}_2$  y el  $\text{CaO}$  ( $r = 0,21$ ), pero cuando se observan los resultados de arenisca y argilitas por separado estas correlaciones son negativas ( $r=-0,38$  y  $r=-0,41$ ), además el Eu se correlaciona negativamente con el  $\text{SiO}_2$  para todas las muestras y también con las areniscas, pero positivamente con las argilitas ( $r=-0,59$ ;  $r=-0,75$  y  $r=0,41$  respectivamente). Además el  $\text{SiO}_2$  se correlaciona positivamente con el  $\text{Na}_2\text{O}$  tanto para areniscas y argilitas juntas como areniscas y argilitas por separado ( $r=0,76$ ;  $r=0,52$  y  $r=0,78$  respectivamente). Al analizar por separado para areniscas y argilitas estos resultados indican para las primeras que la plagioclasa cálcica y la sódica tendrían un comportamiento diferencial donde la primera habría sido mayormente degradada y la segunda habría sido acumulada mayormente durante el transporte sedimentario (Lacassie 2003). La correlación del  $\text{SiO}_2$  con el  $\text{MgO}$  ( $r=-0,96$ ) junto con la correlación negativa del calcio indica que el carbonato de la

matriz de las areniscas es mayoritariamente primario, dado que la presencia de carbonato secundario se refleja en dispersiones de  $\text{SiO}_2$  tanto con respecto al  $\text{CaO}$  como al  $\text{MgO}$  (Feng y Kerrick, 1990; Gu, 1994).

Con respecto a la relación del  $\text{SiO}_2$  con elementos traza solo el Sr, el Zr y el Hf presentan correlaciones positivas ( $r=0,43$ ;  $r=0,70$ ;  $r=0,63$  respectivamente). Estos dos últimos valores indican la acumulación de minerales pesados como el circón y la titanita. De estas fases minerales se identificó solamente circón en las muestras estudiadas por lo que se supone más abundante, lo que se confirma con la alta correlación negativa entre el  $\text{SiO}_2$  y el  $\text{TiO}_2$  ( $r=-0,97$ ).

El  $\text{Al}_2\text{O}_3$  presenta altas correlaciones positivas con el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $r=0,86$ ),  $\text{MgO}$  ( $r=0,89$ ),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r=0,97$ ),  $\text{TiO}_2$  ( $r=0,96$ ) y con algunos elementos traza. Aunque con el Mn la correlación es más baja ( $r=0,51$ ) (ver Anexo F, Tabla F.1), todos estos resultados indican que estos componentes se ubican preferentemente en las arcillas lo que explicaría que sus mayores concentraciones se den en las argilitas por sobre las areniscas (ver Anexo B, Tabla B.3)

La alta correlación entre el  $\text{TiO}_2$  y el V ( $r=0,98$ ) sugiere la presencia de magnetita titanífera detrítica (Murphy, 2000), pero la alta correlación negativa entre el  $\text{SiO}_2$  y Nb ( $r=-0,96$ ), junto con la ya mencionada correlación negativa entre el  $\text{SiO}_2$  y el  $\text{TiO}_2$  descartan a la magnetita titanífera como una fase de significativa.

En el diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{TiO}_2$ -Hf (Figura IV.9), se aprecia que las muestras siguen un patrón que refleja acumulación del circón y/o titanita en areniscas (Murphy, 2000); en este gráfico se usa el Hf pues éste reemplaza al Zr lo que se refleja también en su correlación ( $r=0,99$ ). Se observa que en general la concentración de Hf en las areniscas es mayor que en las argilitas lo que está reflejando un fraccionamiento por tamaño de grano. Esto concuerda con lo que muestra la Figura IV.12 donde se observa que las muestras siguen el patrón de concentración de minerales pesados donde las argilitas presentan una menor razón Zr/Sc con respecto a las areniscas lo que indicaría

una fuerte selección sedimentaria y un fuerte transporte del sedimento y/o que la fuente tenía una composición rica en circones (Lacassie et al., 2006).

Las rocas del CDY evidencian un metamorfismo de facies de esquistos verdes (Lacassie, 2003), por otro lado se ha indicado que los diagramas de discriminación geoquímica de proveniencia y régimen tectónico no son significativamente afectados por metamorfismo que pueden ir hasta facies de esquistos verdes y anfibólita (Roser y Korsch, 1986 y 1988; Fedo et al., 1996). Como las muestras aquí estudiadas presentan evidencia de un metamorfismo similar a lo descrito en otros afloramientos del CDY (Faúndez et al., 2002; Lacassie et al., 2006) se espera que los resultados obtenidos a partir de estos diagramas no estén afectados por este proceso.

El hecho que las argilitas de este estudio presenten patrones de dispersión paralela a la línea que une la granodiorita con la muscovita en el diagrama A-CN-K (Figura IV.5), indicaría que estas habrían sufrido un fuerte metasomatismo potásico, lo que Lacassie (2003) atribuye a la intrusión del BP para rocas estudiadas en IMD. En este caso no se han podido establecer relaciones entre el metasomatismo de las muestras y su mayor cercanía o lejanía con el BP. Asimismo este diagrama estaría indicando que los sedimentos serían producto de mezcla de fuentes similares (variando entre tonalita y granodiorita), por lo que se hace difícil distinguir cuales son las muestras que están siguiendo patrones de metasomatismo y las que siguen un patrón de meteorización sin metasomatismo (dispersión subparalela a la WL). Hay que tener en cuenta el hecho que las argilitas son más susceptibles al metasomatismo, lo que puede ayudar para aclarar cuales son patrones de meteorización y cuales los de metasomatismo.

### V.1.3 Caracterización de la fuente y régimen tectónico de depósito

Dada la dispersión de las muestras en el diagrama A-CN-K (Figura IV.5), se podría suponer que las muestras estudiadas aquí tienen distintas fuentes ya que muestras de una misma fuente deberían presentar un patrón paralelo a la línea A-CN desde la fuente (Nesbitt y Young, 1984). Ahora, en el diagrama F1 vs. F2 (Figura IV.7) de Roser y Korsh (1988), que es sensible a cambios composicionales y que discrimina proveniencia tanto de areniscas como de argilitas por lo que el fraccionamiento por tamaño de grano no afecta en cuanto al campo que le es asignado a muestras con origen común; se observa que la dispersión es leve proyectándose la mayoría de las muestras en el campo P3, otras en el límite con P2 y en P2 cerca del límite con P3, y cerca de las composiciones promedios de rocas ígneas correspondientes a riolacita (Rd) y granodiorita (Grd) ambas en el campo P3; tonalita (Ton) en el campo P2. Esto es consistente con lo dicho en la discusión geoquímica acerca del diagrama A-CN-K que estaría mostrando patrones de meteorización y metasomatismo de fuentes granodioríticas, tonalíticas y fuentes intermedias entre estas dos.

El resultado del diagrama nombrado arriba (Figura IV.7), indica que a partir de los elementos mayores las muestras estudiadas estarían relacionadas con una fuente de composición ígnea félsica (P3) y, en menor medida, con una proveniencia ígnea intermedia (P2).

Con respecto al régimen tectónico de la cuenca de depósito, el diagrama discriminante a partir de elementos mayores de Roser y Korsch (1986) (Figura IV.6), también evita que el efecto del fraccionamiento por tamaño de grano pueda afectar la discriminación; asimismo, se puede apreciar que todas las muestras tanto argilitas como areniscas se proyectan en el mismo campo, es decir, ACM. Esta clasificación corresponde con cuencas de márgenes continentales de tipo andino y cuencas transcurrentes (pull-apart).

Con respecto de los resultados obtenidos a partir de los diagramas que utilizan elementos traza para la discriminación geoquímica, en general reflejan para las muestras de este estudio fuentes ígneas de composición félsica, diagramas Hf vs. La/Th y  $\text{TiO}_2$  vs. Ni (Figura IV.8, Figura IV.11, respectivamente); intermedia a félsica, diagrama Zr/Sc vs. Th/Sc (Figura IV.12); asociadas a composiciones promedio de granodioritas principalmente, diagramas La/Sc vs. Th /Sc y  $\text{TiO}_2$  vs. Ni (Figura IV.10 y Figura IV.11, respectivamente). Según el diagrama  $\text{TiO}_2$  vs. Ni, a pesar de que muchos contenidos de Ni estén bajo el límite de detección (10 ppm) se puede deducir de igual manera que las fuentes de los sedimentos son de origen magmático y no poseen características químicas propias de sedimentos maduros (Floyd et al., 1991). Por el mismo problema no es posible establecer claramente cual es la relación de las muestras con los promedios de granodioritas proyectados por Lacassie (2003) en el mismo diagrama.

En resumen las muestras del CDY aquí estudiadas tendrían una fuente ígnea de naturaleza félsica a intermedia, asociada a un margen continental activo, por lo que se puede pensar que los sedimentos provendrían de un arco volcánico cuyas raíces estarían expuestas, lo que se refuerza con los resultados de los conteos modales.

## **V.2 Comparación entre muestras del CDY y del CDY con el GPT**

### **V.2.1 Petrografía y Geoquímica**

Se han realizado trabajos de proveniencia sedimentaria en muestras asignadas al CDY (Faúndez, 2000; Faúndez et al, 2002; Lacassie, 2003; Lacassie et al., 2006). Estos estudios se han realizado sobre muestras de la IMD, IDY, isla Diego de Almagro (IDA) e IR. También se han realizado trabajos de proveniencia en muestras del GPT de la Antártica como los de Willan (2003) y Castillo (2008); este último trabajo compara las muestras del GPT con las del CDY de los trabajos de Lacassie (2003) y Lacassie et al. (2006) obtenidas en la IMD. Por otro lado existen afloramientos al sur de islas

Contreras y Ramírez (Figura I.1) asignados al CDY basados en similitudes de tipo textural, asociaciones litológicas y ubicación geográfica. En estos afloramientos no se han realizado estudios de proveniencia sedimentaria que permitan establecer relaciones de composición modal y geoquímicas con los afloramientos donde ya se han realizado este tipo de trabajos. Entre estos afloramientos se encuentra el sector norte de ID, 6 muestras de esta isla se sumaron a otras de afloramientos al sur de IMD para ser estudiadas en este trabajo. De este modo se pretende poder complementar la información existente de los afloramientos del CDY en cuanto a proveniencia y poder comparar los resultados de trabajos en la Antártica con los de todo el margen occidental de la Patagonia. Esto es posible ya que los estudios realizados en este trabajo siguen esquemas similares de los trabajos nombrados arriba para hacerlos comparables.

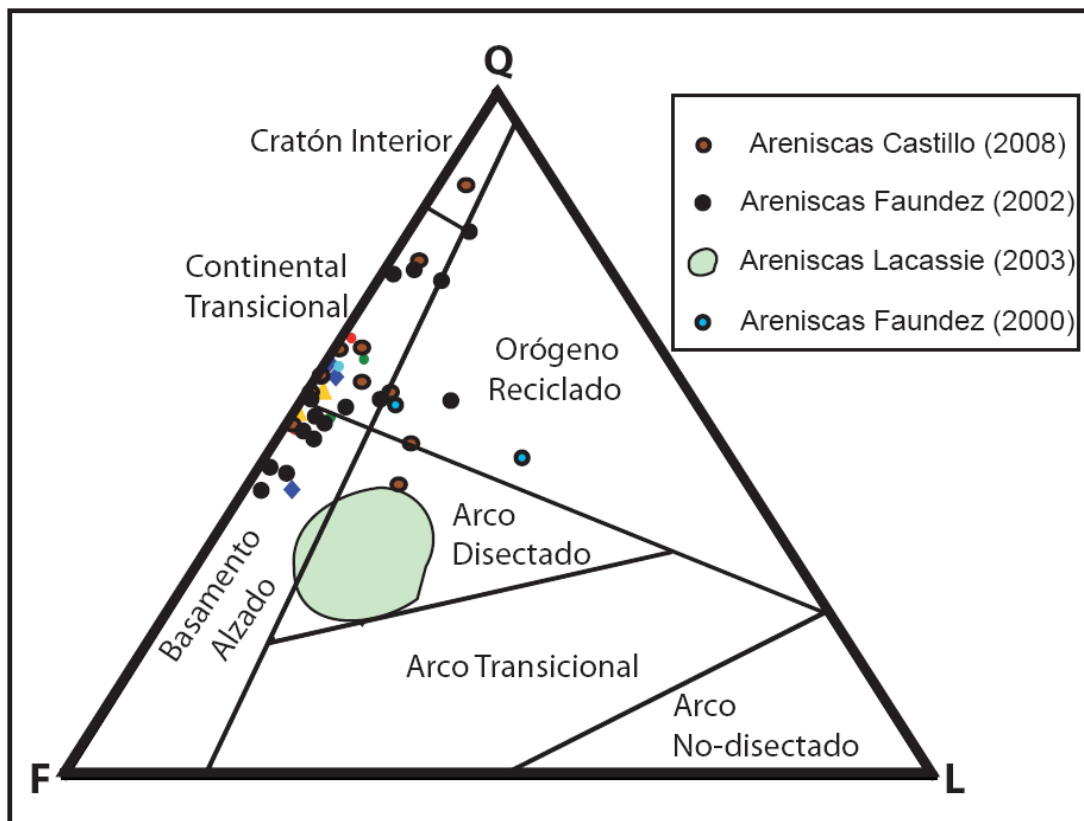


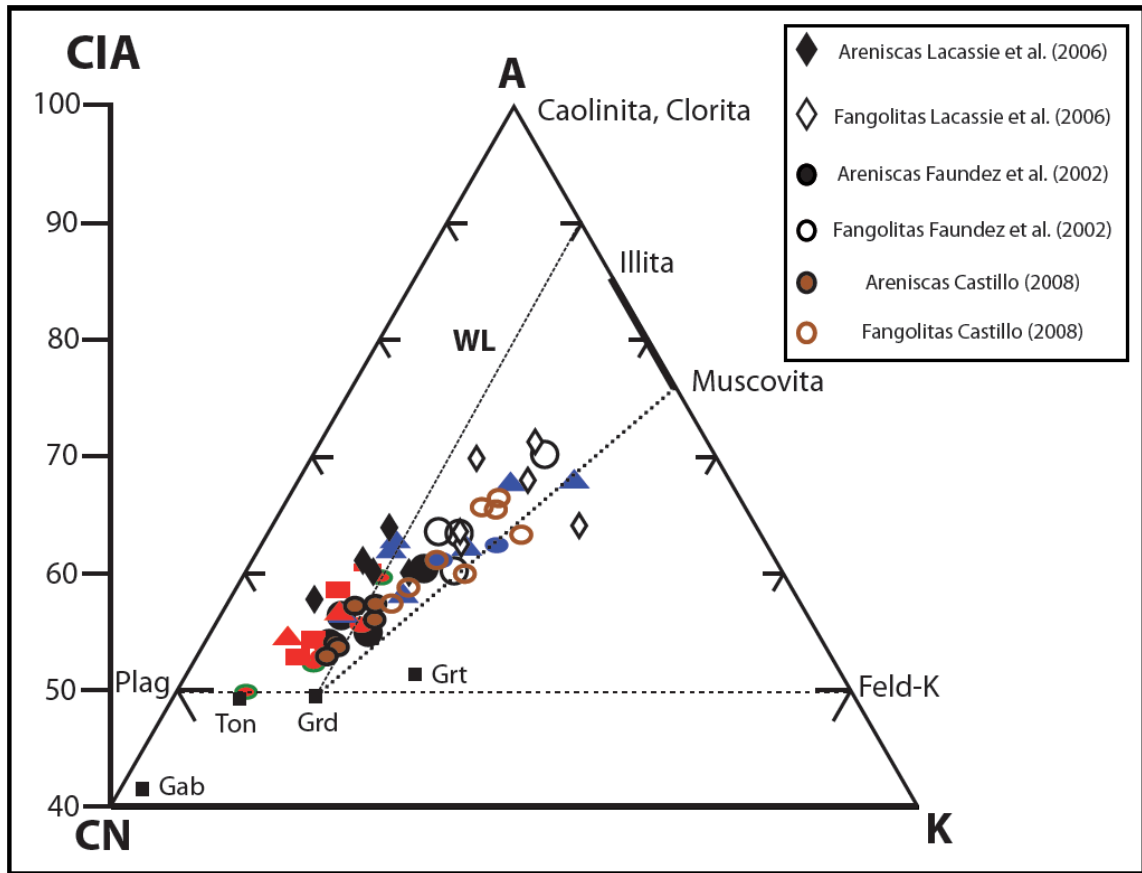
Figura V.1: Resultados de la sobreposición de conteos modales de Faúndez (2002), Lacassie (2003), Castillo (2008) y este trabajo en el diagrama QFL. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983). Símbolos que no se explican son como los de la Figura IV.2. Modificado de Castillo (2008).

Con respecto a los conteos modales, como se observó en la discusión sobre este tipo de estudio que la proyección de las muestras de la ID es similar a la de otros afloramientos al norte de esta isla en la Patagonia. A su vez los resultados de este trabajo son similares a los de Faúndez (2000) y Faúndez et al. (2002) (Figura V.1). Por otro lado, Forsythe y Mpodozis (1983) establecieron que el material detrítico que dio origen a las sedimentitas del CDY, derivó de erosión de rocas graníticas y volcánicas ácidas, que señalarían la proximidad de un arco volcánico, activo o extinto; lo que es congruente con la clasificación de fuente a partir de los conteos modales de Lacassie (2003) realizados en muestras de la IMD, las que se proyectan sobre el campo de arco disectado principalmente, dada su mayor cantidad de líticos en detrimento de la de cuarzo. Esto diferencia a las muestras de isla Madre de Dios con respecto de los otros afloramientos del CDY, diferencia que se dá también al comparar con las composiciones modales de las muestras de la Antártica estudiadas por Castillo (2008). En ese trabajo las diferencias de composición modal se han explicado como que los niveles de la sucesión que conforma el CDY que afloran en la zona del Seno Soplador en isla Madre de Dios (de donde se obtuvieron las muestras de Lacassie, 2003), serían más cercanos a la base de la sucesión. Asimismo los afloramientos del CDY al sur de IMD corresponderían a segmentos más cercanos al techo de la sucesión que los encontrados en el Seno soplador. Esto se confirma con el hecho que las muestras de Faúndez (2000) (Figura V.1) obtenidas en ese lugar son las que contienen más líticos y las que se proyectan en el campo orógeno reciclado cerca del límite de arco disectado.

Con respecto a los resultados obtenidos por Castillo (2008) para muestras del GPT de la Antártica se observan también proyecciones similares a las obtenidas aquí (Figura V.1), es decir se ubican principalmente en los campos de continental transicional y de basamento alzado, aunque existen muestras que aparecen en el campo de arco disectado y orógeno reciclado. En la Figura V.1 se puede observar como, salvo Lacassie et al. (2006) presentan patrones similares en cuanto a su proyección y por ende en cuanto a su composición modal.

En cuanto a la alteración sufrida por las muestras previo a su depósito se observa que los índices CIA varían entre 54-70 (Faúndez et al., 2002); 58-71 (Lacassie, 2003); 50-68, este trabajo, donde en particular las muestras de ID tienen valores entre 50 y 62; valores que muestran similitud en cuanto a la meteorización sufrida por la roca fuente de muestras asignadas al CDY. Estos valores son similares también a los reportados por Castillo (2008) para muestras del GPT. En el diagrama A-CN-K, (Figura V.2), se aprecian dispersiones en las proyecciones de las muestras que son similares a las encontradas por Faúndez et al., (2002) y en especial a las de Lacassie (2003) de lo que se deduce una fuente y metasomatismo similar para las muestras del CDY, salvo que para el caso de las muestras de este estudio parece haber una mayor cantidad de muestras derivadas de una fuente tonalítica e intermedia entre tonalita y granodiorita. Las muestras del GPT habrían sufrido un metasomatismo potásico menos intenso (aunque comparable) al estar sus muestras menos meteorizadas que las del CDY (Castillo, 2008).

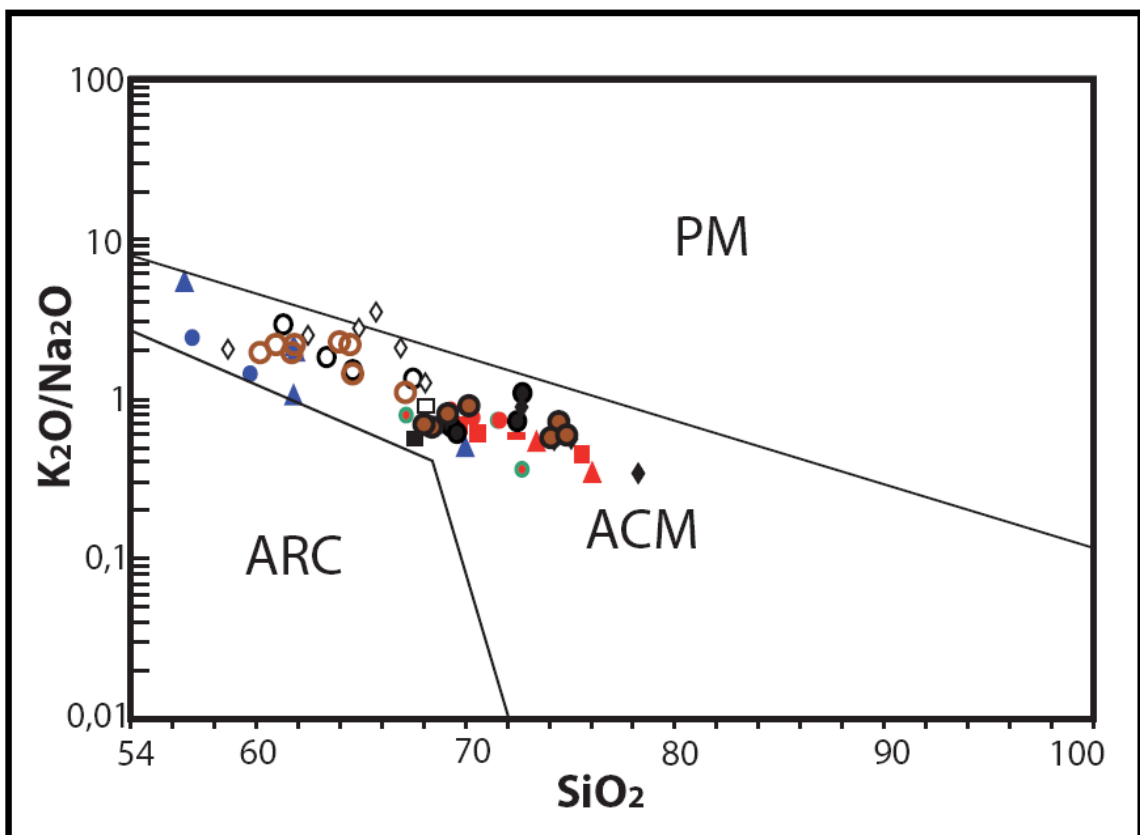




**Figura V.2: Diagrama en proporciones moleculares A-CN-K de Nesbitt y Young (1984, 1989), (proporciones moleculares). A =  $Al_2O_3$ ; CN =  $CaO^* + Na_2O$ , donde  $CaO^* = (CaO) - (P_2O_5) \cdot 3,333$ ; K =  $K_2O$ . WL = Línea de alteración de los feldespatos (Nesbitt y Young, 1984). Se han proyectado las muestras de Faúndez, 2002 y Lacassie et al., 2006; así como los promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Grt, granito; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; Gab, gabro. Notar que en la parte baja del diagrama no aparecen los valores de A < 40.**

Ahora en el diagrama  $SiO_2$  vs.  $K_2O/Na_2O$  (Figura V.3), se observa que las muestras de los trabajos anteriores en el CDY y GPT se proyectan sobre el mismo campo que las de este trabajo es decir ACM, salvo por una muestra de argilita de Lacassie et al. (2006) que se proyecta en el campo PM, este hecho es atribuido por Castillo (2008) al metasomatismo potásico que han sufrido estas muestras. Además resalta el comportamiento particular donde las argilitas se proyectan a la derecha de las composiciones promedio de granodioritas y las areniscas a la derecha de estas. En el caso de las muestras de este estudio ocurre algo similar salvo por la muestras DY995 y DY9911. A pesar de no haberseles realizado petrografía en detalle a estas muestras

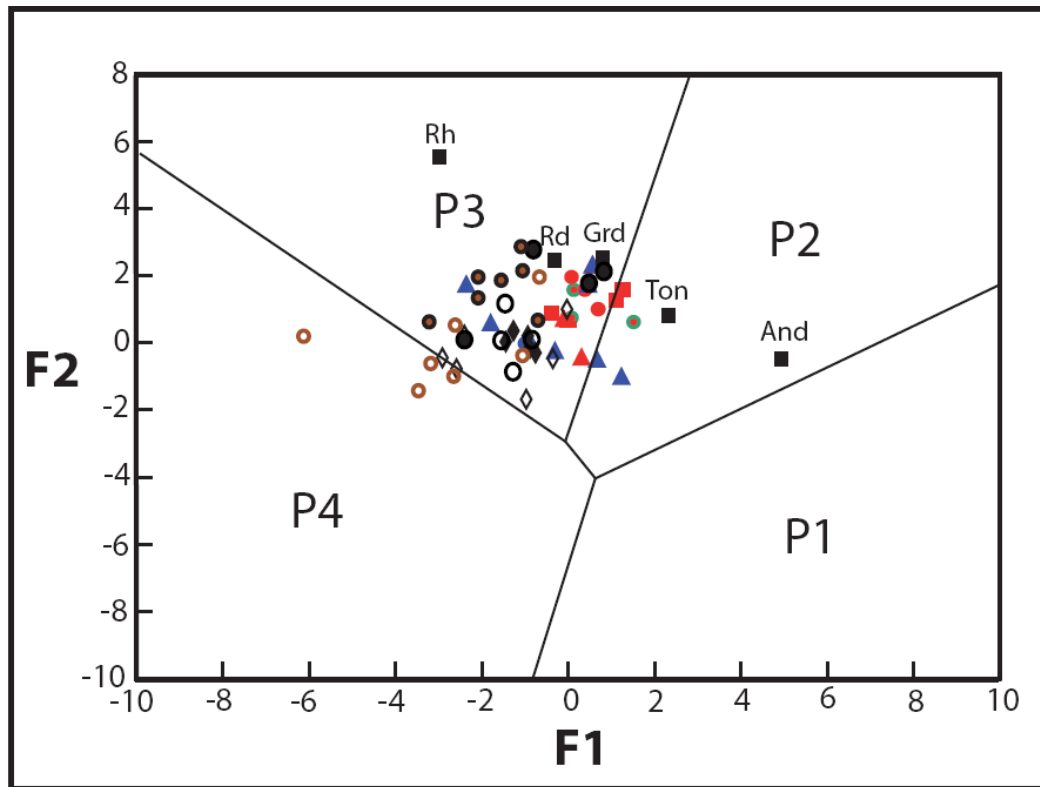
fue posible establecer que junto con DY9912 son las muestras más gruesas dentro de las argilitas y se clasificarían como limolitas mientras que las demás muestras de grano fino son principalmente lutitas. Esta diferencia en tamaño de grano generaría que las proyecciones de estas se asemejen más a las de las areniscas en casi todos los gráficos, siendo estas muestras buenos indicadores del fraccionamiento por tamaño de grano. Las muestras del GPT también muestran este comportamiento en sus proyecciones.



**Figura V.3: Diagrama discriminante de Roser y Korsch (1986). PM, margen pasivo; ACM, margen continental activo; ARC, arco oceánico de islas. Se han proyectado resultados de los trabajos de Faúndez et al. (2002) y Lacassie et al. (2006). Cuadrado blanco: composición promedio de granodioritas del Batolito de Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979); cuadrado negro: composición promedio de granodioritas del Batolito Patagónico (Lacassie, 2003). Símbolos como en la Figura V.2.**

En el diagrama F2 vs. F1 de Roser y Korsch (Figura V.4), se observan proyecciones similares para los trabajos anteriores en el CDY (e.g. Faúndez et al., 2002; Lacassie et

al., 2006) que indican una proveniencia tipo P3, es decir félsica, aunque algunas de las argilitas aparecen sobre el límite con el campo P4 que corresponde a un tipo de proveniencia reciclada cuarzosa. Los resultados para las muestras del presente estudio también se proyectan principalmente en el campo P3, aunque algunas, tanto de arenisca como de argilitas, aparecen sobre el campo P2 asociadas al promedio de rocas ígneas correspondiente a tonalita; una de estas muestras de arenisca pertenece a ID y la otra a IR. Las muestras del GPT tienen una dispersión similar a las muestras de Lacassie et al. (2006) aunque con algunas de las muestras de argilitas en el campo P4.



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

Para los diagramas basados en elementos traza en general se tienen dispersiones similares entre los diagramas tanto para las muestras del CDY y los del GPT. Si bien

Faúndez et al. (2002) no usó el diagrama La/Th vs. Hf usando sus datos se hizo la proyección en este y se comparan en la Figura V.5, con los de este trabajo así como con Lacassie et al. (2006) y Castillo (2008). Se observa que las muestras de Faúndez et al. (2002) se proyectan en rangos similares con las de Lacassie et al. (2006); salvo por dos muestras que siguen el patrón de incremento de la componente de sedimentos maduros; estos patrones son muy similares a los que se observan en las muestras de este trabajo. Con respecto a las proyecciones del GPT se observa que estas presentan dispersiones más restringidas que las del CDY en especial a lo que se refiere a las argilitas.

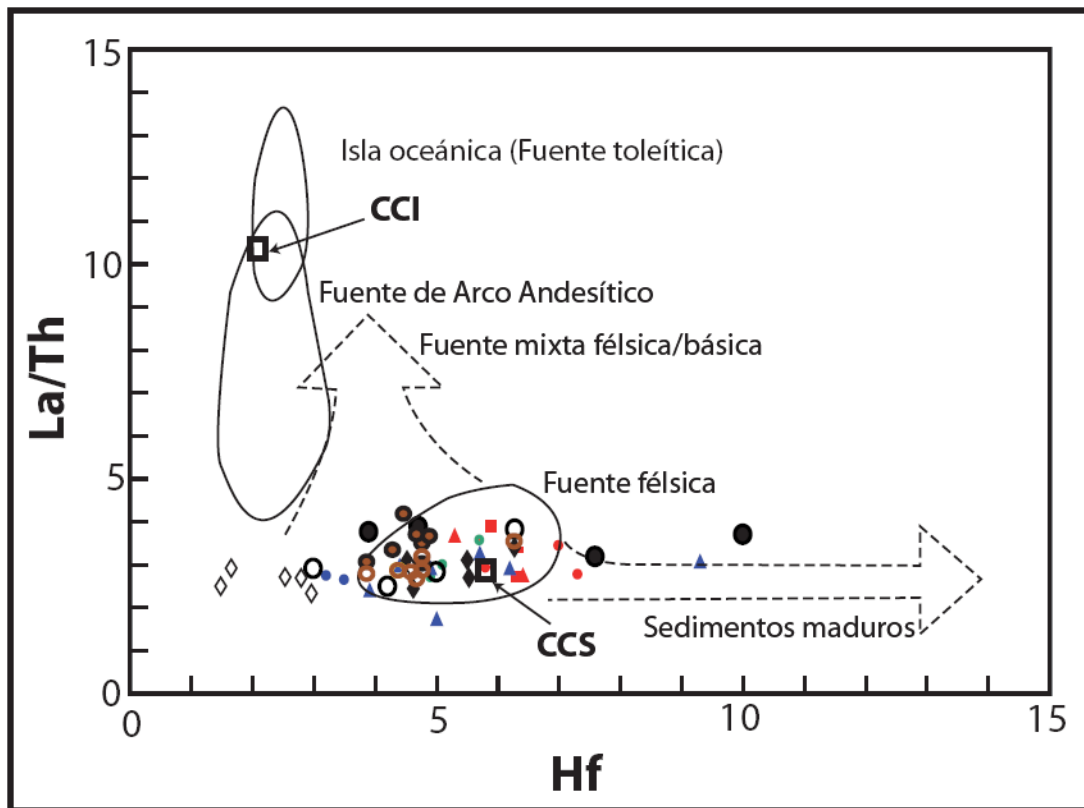


Figura V.5: Diagrama discriminante La/Th vs. Hf modificado por Gu et al. (2002) a partir del diagrama de Floyd y Leveridge (1987). Los cuadrados blancos son promedios de corteza continental inferior (CCI) y corteza continental superior (CCS). Se proyectan las muestras de los trabajos de Faúndez et al. (2002); Lacassie et al. (2006); y Castillo (2008). Símbolos como en la Figura V.2.

Con respecto al diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-Hf}$  Figura V.6, se tiene que no fue usado en el trabajo de Faúndez et al. (2002), al proyectar las muestras en este diagrama se observa que todas las muestras del CDY se comportan en forma similar tanto para los trabajos anteriores nombrados arriba como para este estudio en especial a lo que se refiere a la dispersión entre areniscas y argilitas. Este diagrama justificaría la menor dispersión de las proyecciones de las muestras del GPT en la Figura V.5, con respecto a las del CDY al indicar una mayor concentración de minerales pesados que sería producto del mayor transporte de los sedimentos del CDY (Castillo, 2008)

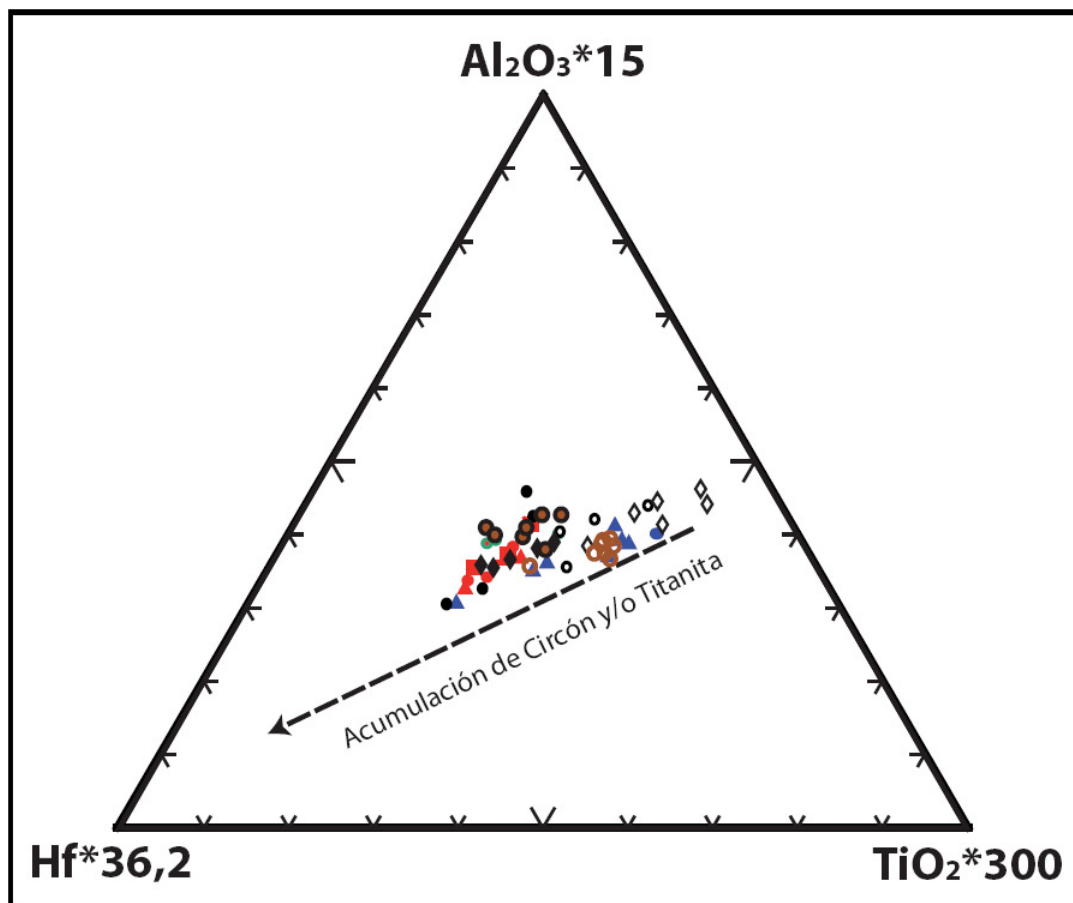
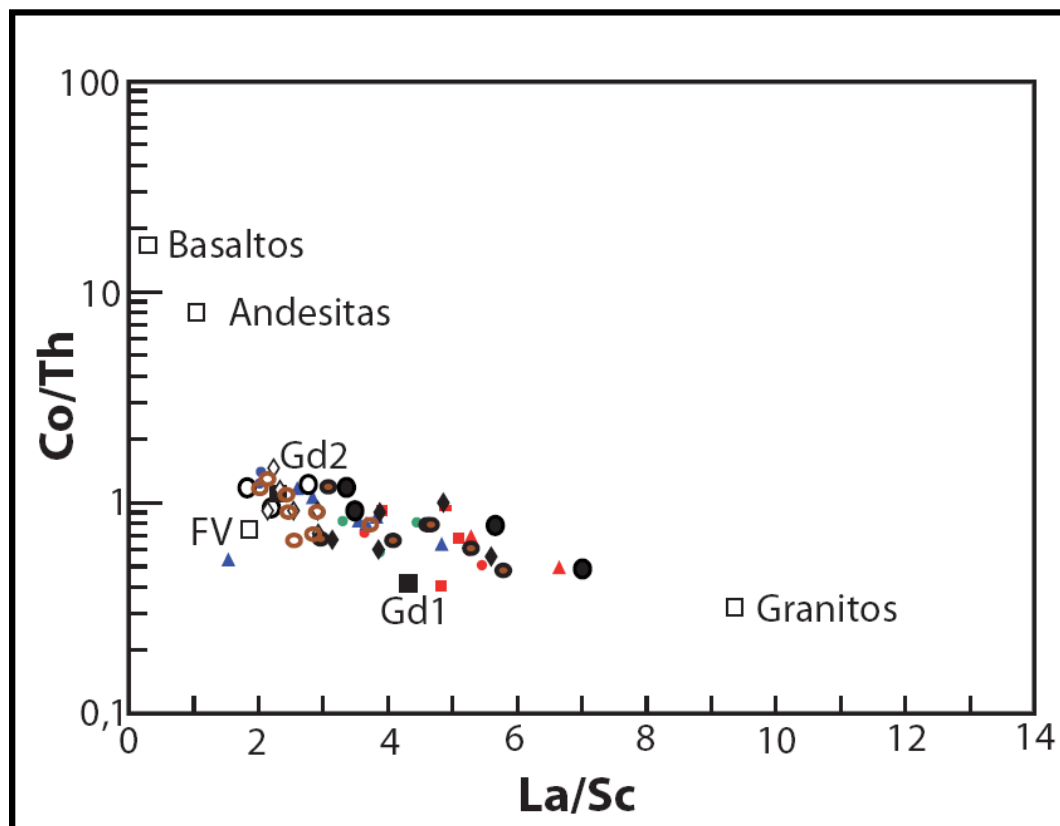


Figura V.6: Diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-Hf}$ , modificado por Lacassie (2003) de García et al. (1994). Se proyectan tanto las muestras de este estudio como las de los trabajos de Faúndez et al. (2002); Lacassie et al. (2006); y Castillo (2008). Símbolos como en la Figura V.2

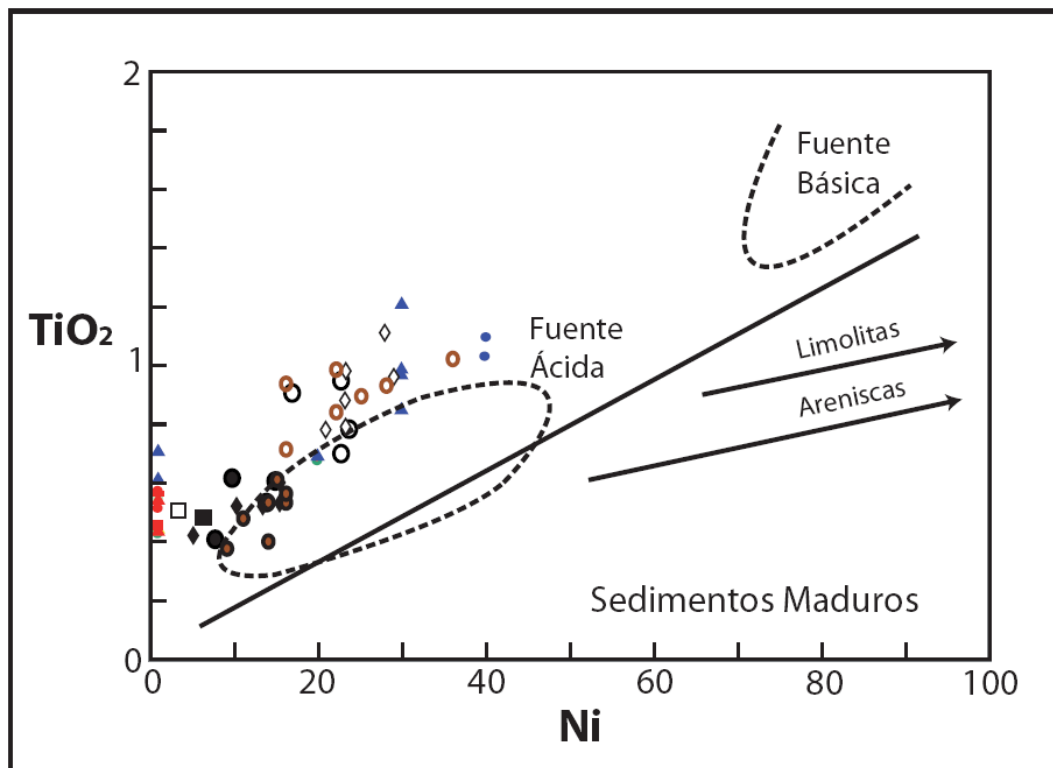
El diagrama Co/Th vs. La/Sc de Gu et al. (2002) (Figura V.7) tampoco es usado por Faúndez et al. (2002); y al proyectar sus resultados químicos se observan dispersiones similares a las de Lacassie et al. (2006) y a las de este trabajo en especial para las razones La/Sc con valores en el rango entre 1 y 7. Las muestras de arenisca se proyectan cerca de la composición de las granodioritas de los batolitos de Sierra Nevada y Patagónico tal como lo reporta Castillo (2008), cuando compara y hace notar las similitudes entre las proyecciones de las muestras del GPT con las de Lacassie et al. (2006).



**Figura V.7:** Diagrama discriminante Co/Th vs. La/Sc (Floyd y Leveridge, 1987). Además se proyectaron las composiciones promedio de basaltos, andesitas, rocas volcánicas félsicas (FV), granitos, granodioritas del Batolito Sierra Nevada (Gd1) y granodioritas del Batolito Patagónico (Gd2). Símbolos como en la Figura IV.2.

Las proyecciones de las muestras del CDY de trabajos anteriores en el diagrama  $TiO_2$  vs. Ni se proyectan de forma muy similar cerca o dentro del campo que indica una

fuente ácida. Todas las muestras de arenisca de este estudio tienen concentraciones de Ni entre 0 y 20 ppm, tal como ocurre con las muestras de Faúndez et al. (2002) y Lacassie et al. (2006). Lamentablemente, no se pueden comparar dispersiones dado que el límite de detección de los resultados de geoquímica de este estudio es 20 ppm. Con respecto a las muestras del GPT de Castillo (2008) en ese trabajo se hace notar la similitud de las proyecciones de sus muestras con las de Lacassie et al. (2006), lo que se traduciría en similitudes composicionales de sus fuentes.



**Figura V.8: Diagrama discriminante  $TiO_2$  vs. Ni. Campos de sedimentos maduros y fuentes ácidas y básicas según Floyd et al. (1989). Los cuadrados corresponden a las proyecciones de la composición promedio de granodioritas: cuadrado negro, Batolito Patagónico (Lacassie, 2003) y cuadrado blanco a Batolito Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979). Símbolos como en la Figura V.2.**

Ahora, para las muestras de este trabajo, en el diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc se observan patrones muy similares a los encontrados por Faúndez et al. (2002) y también a los de Lacassie et al. (2006); aunque, en apariencia, en estos dos últimos

trabajos se diferencia mejor el fraccionamiento por tamaño de grano apareciendo las argilitas con valores de razón Zr/Sc menores o cercanos a 10 y las areniscas con valores de esa razón mayores a 10; mientras que en las muestras de este trabajo aparecen las muestras DY9912, DY9911, DY995 (en orden ascendente de razones Th/Sc y Zr/Sc), que tienen valores de la razón Zr/Sc sobre 10. Estas muestras evidencian muy bien el efecto del fraccionamiento químico por tamaño de grano al tener valores de las razones nombradas que son intermedios entre argilitas y areniscas. Las muestras del GPT también presentan patrones similares a los del CDY aunque en general con valores de la razón Zr/Sc menores tanto en areniscas como en argilitas lo que indicaría un mayor transporte en las rocas del CDY o un mayor contenido de circones en la fuente.

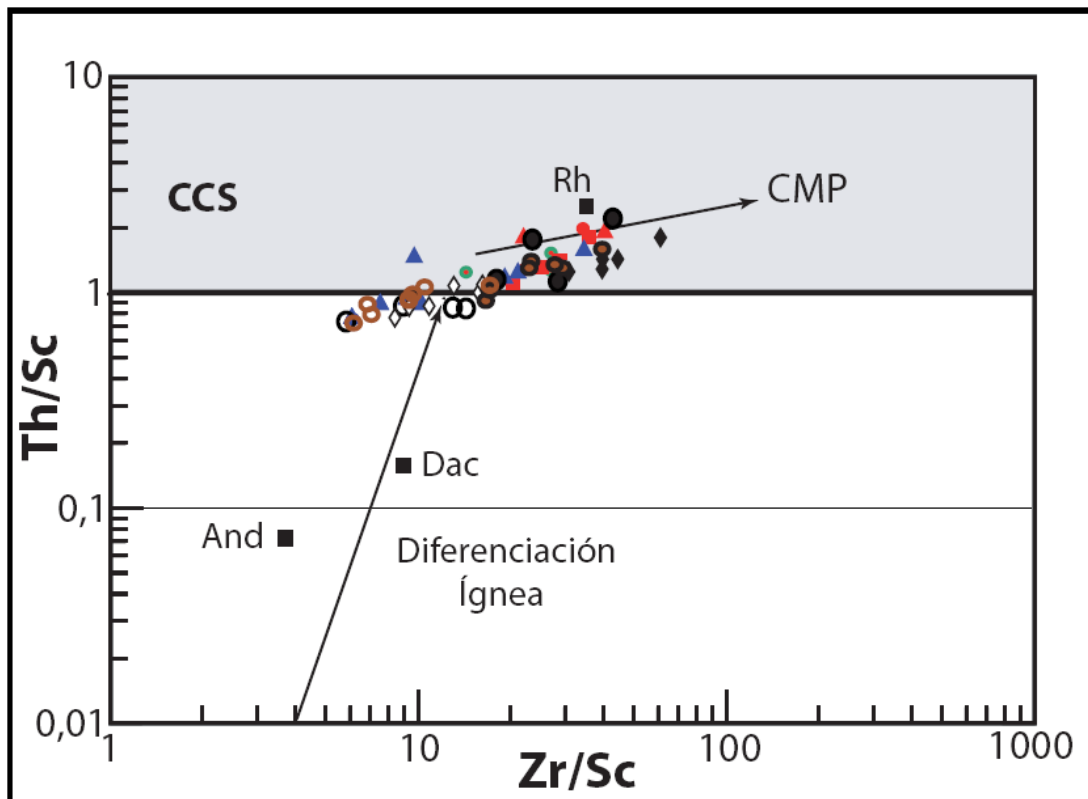


Figura V.9: Diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Se proyectaron promedios de rocas ígneas, según Le Maitre (1976): And, andesita; Dac, dacita; Rh, riolita. CCS: área de proyección general de rocas de composición similar a la corteza continental superior; CMP, trayectoria de concentración de minerales pesados por procesos sedimentarios. Símbolos como en la Figura IV.2.



## **V.2.2 Redes neuronales artificiales**

A partir del análisis de redes neuronales, se obtuvo como resultado, tanto para el subconjunto de elementos mayores como el subconjunto de elementos traza una proveniencia de tipo P3, que indica una fuente tipo ígnea félsica para las muestras de arenisca del CDY del trabajo de Lacassie (2003) y las de este trabajo; como para las del GPT de Castillo (2008), y las de Castillo (2010) que se agregan por primera vez a la base de datos. El tipo de proveniencia coincide en general con lo obtenido a partir de los diagramas de discriminación usados aquí.

### **V.2.2.1 Elementos mayores**

Del análisis con RNA del subconjunto de elementos mayores se obtuvo una red que asocia las areniscas de este estudio, las de Lacassie (2003) y las de Castillo (2008 y 2010) a los nodos C y E (Figura IV.20) que, a la vez, se relacionan con una proveniencia tipo P3.

Grupo C: Se asocian a este grupo 5 muestras de este trabajo; 2 son de ID, 1 de IR y las 2 areniscas de IDY. De las muestras de Castillo (2010), 2 pertenecen a este grupo, y 4 muestras de IMD de Lacassie (2003).

Grupo E: Siete muestras de las analizadas en este estudio se asocian como pertenecientes a IMD (1 muestra), ID (4 muestras), e IR (2 muestras), 6 muestras del GPT obtenidas desde Bone Bay, HB (3 muestras) y W. Bay (Castillo 2010). Solo una de las muestras de Lacassie (2003) se asocia a este grupo. Cuatro muestras de Castillo (2008) también están en este grupo una de PH y 3 de Hope Bay.

Las diferencias entre estos grupos están en que C tiene mayor concentración de  $\text{SiO}_2$  y en general menor de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{MgO}$ .

Una muestra de arenisca de Castillo (2010), se relaciona con el nodo F al que se le asocian muestras con proveniencia tanto de tipo P2 como P4. La existencia de un nodo al que se le asocia 2 tipos de proveniencia puede relacionarse con “ruido geoquímico” producido por comparar muestras de argilitas con las areniscas que forman la mayor parte de la base de datos.

Todas las muestras de argilitas sin excepción se asocian a los grupos E y F. Estas muestran concentraciones menores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  con respecto de las areniscas; y en general, menores en  $\text{Na}_2\text{O}$  (Hay muestras de este trabajo en que las diferencias son leves). Concentraciones similares de  $\text{MnO}$ ; mayores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$ ; y en general mayores de  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Estos resultados son muy similares a los encontrados por Castillo (2008) y allí se atribuyen esas diferencias a fraccionamiento por tamaño de grano.

#### **V.2.2.2 Elementos traza**

La aplicación de RNA al subset de elementos traza, generó una red que relaciona las areniscas de este estudio a los nodos B, E, F y G (Figura IV.21), aunque principalmente son los nodos E y G los que concentran mayor cantidad de muestras. Aclarado esto, se analizarán las características de los grupos a los que se asocian tanto la mayoría de las muestras de este estudio, como todas las del CDY de Lacassie (2003) y las del GPT Castillo (2008); es decir nodos E y G, ambos relacionados con muestras que tienen un tipo de proveniencia P3.

Grupo E: Dos muestras de ID (sector NW); 3 muestras de Castillo (2010) y 3 de Castillo (2008).

Grupo G: Tres muestras de ID (sector NE); las 2 muestras de IDY; una de IR y la muestra de IMD de este trabajo; 6 muestras de Castillo (2010); 4 muestras de Castillo (2008) y todas las areniscas de Lacassie (2003).

El grupo E comparado con el G tiene en general menos Zr, Nb y Th, pero las demás concentraciones son similares para ambos grupos.

Con respecto a las muestras que no se asocian a los grupos E y G, se tiene que la muestra DSOL-10 se asocia al nodo F mientras que la muestra FO0074 obtenida en isla Ramírez se relacionada con el nodo B; estos dos nodos se asocian al tipo de proveniencia P4, es decir, una fuente reciclada. FO0074 se diferencia de las otras muestras de arenisca de este trabajo en su concentración de Ni que en las otras muestras alcanza valores si no bajo el límite de detección muy cerca de este cuyo valor es 20 ppm, mientras que para esta muestra es de 120. DSOL-10 se diferencia de las otras muestras de este estudio en los valores mayores de Sc, Zn, Ni (concentración de 20 ppm para la muestra y teniendo en cuenta que se usó la mitad del valor del límite de detección del Ni que es 20 ppm), Cr, V, Nb y menores de Zr. Cabe destacar que esta muestra presenta el grano más fino entre las areniscas de este trabajo.

Las argilitas de este estudio se agrupan en los nodos B y G y para las de los trabajos en el CDY (Lacassie, 2003) y GPT (Castillo, 2008 y 2010) en los nodos B, F y G. El nodo B es el que agrupa la mayor cantidad de estas muestras asociándosele la mayoría de las muestras tanto de este estudio como la de los otros trabajos nombrados arriba. Le sigue en importancia el nodo G. Este ultimo nodo tiene menores valores de Nb, V, Cr, Ba, Sc, Ni y Zn; mayores de Zr y para el caso de las muestras de este estudio se asocia a la variación de tamaño de grano ya que las muestras que se le asocian son DY995, DY9911 y DY9912 son las muestra de limolitas más que argilitas y se relacionan con un grupo al que preferentemente se asocian areniscas. El grupo F se asocia tanto a una arenisca del CDY de Lacassie (2003) como a muestras de la Antártica de Castillo (2008). Este grupo se caracteriza por tener más Th que el grupo B.

## **V.3 Cherts asignados al CD y al CDY**

### **V.3.1 Petrografía de chert**

A partir del análisis petrográfico de chert es posible establecer relaciones entre las muestras estudiadas en este trabajo y las descritas por Mpodozis y Forsythe (1983) y Forsythe y Mpodozis (1983).

#### **V.3.1.3 Archipiélago Madre de Dios (isla Hijita de Dios e isla Denaro)**

La muestra de la isla Hijita de Dios (MD6), se correlaciona con las del nivel III del Complejo Denaro, primero que todo por el color y además por las impresiones difusas de radiolarios que son reflejo del mayor grado de recristalización diagenética característico en este nivel de chert, mayor con respecto al nivel I y II del CD (Forsythe y Mpodozis, 1983).

De la comparación de la Figura I.6 y Figura II.3 se desprende que las muestras MD10, MD11 y MD12 correspondientes a isla Denaro pertenecen a la sección tipo descrita por Forsythe y Mpodozis (1979, 1983). A partir de esto se puede correlacionar la muestra MD10 con los cherts “metalíferos” que se disponen sobre los basaltos almohadillados y las muestras MD11 y MD12 con los cherts bandeados verdes y rojos que se disponen sobre los “cherts metalíferos”, específicamente con el nivel III. La descripción microscópica de la muestra MD10 también coincide con lo expuesto en Forsythe y Mpodozis (1983), en cuanto se observa una matriz roja oscura “ferruginosa”. La diferencia es que en MD10 resaltan una gran cantidad de formas circulares y ovoidales a veces con estructuras concéntricas de las que no da cuenta el trabajo citado anteriormente para el nivel I del CD, por lo que se adaptaría mejor a la descripción de los cherts del nivel II. En MD11 no se observa abundancia de formas ovoidales y presenta un alto grado de recristalización diagenética; con esta descripción

estos cherts parecieran estar más relacionados con el nivel III descritos por Mpodozis y Forsythe (1983). A nivel microscópico la muestra MD12 se puede relacionar con el nivel III del CD aunque las caparazones de radiolarios no se observan tan difusas como en la muestra de isla Hijita de Dios, pero sí deformadas.

Finalmente para las muestras MD9811A, MD9811B y MD9811C; se detallan a continuación las relaciones que es posible establecer con respecto a sus características petrográficas. MD9811A se relaciona con el nivel III del CD dado que es un chert verde gris con impresiones difusas de forma ovoidal y atravesado por múltiples vetillas. MD9811B tiene características muy similares a las de los cherts del nivel II, como color, vetillas y suturas microestilolíticas, del CD pero presenta un grado de recristalización alto y no es posible reconocer estructuras relacionables con caparazones de radiolarios. MD9811C es un chert negro con gran cantidad de opacos y con “fantasmas” de estructuras ovoidales representativas de caparazones de radiolarios. Salvo por la gran cantidad de opacos que se observan pareciera estar más relacionado con el nivel III del CD que con el II. En Mpodozis y Forsythe (1983) se describe que el chert ferruginoso del nivel I puede ser de color negro pero como ya se vió, estos no presentarían evidencia de restos de radiolarios.

La muestra FO0423 es un chert un poco anómalo pues es la única muestra donde se observan estructuras alargadas que parecen ser espículas de esponja. También presenta estructuras ovoidales difusas algunas con estructura concéntrica; parece tener un grado alto de recristalización y dado su color se relaciona principalmente con el nivel III del CD.

#### **V.3.1.4 Isla Diego de Almagro**

Los cherts de isla Diego de Almagro son las muestras con mayor grado de recristalización de las estudiadas en este trabajo. Esto se infiere por el tamaño de la sílice que conforma su matriz principalmente; y además al contrario de los otros cherts estudiados no presentan evidencia alguna de restos de caparazones de radiolarios.

Las muestras DA9805 B y DA9805 C son de color blanco grisáceo y gris oscuro respectivamente y se presentan asociadas a calizas como se indica en la Figura I.11. Con estas características se podría relacionar estos cherts con las lutitas síliceas del nivel IV del CD descritas por Forsythe y Mpodozis (1983), aunque es poca la evidencia como para ser concluyentes. La muestra DA9805A puede ayudar en esto ya que si esta caliza está constituida de manera similar a las que se intercalan con las lutitas síliceas en isla Gaeta daría mayor fuerza a una correlación.

#### **V.3.1.5 Isla Duque de York**

La muestra de esta isla tiene una mineralogía prácticamente holosilíceas, tiene abundantes fantasmas de restos de caparazones de radiolarios, vetillas de cuarzo truncadas por suturas microestilolíticas, color verde grisáceo. Estas características la relacionan con el nivel III del CD.

#### **V.3.1.6 Isla Desolación**

La muestra FO0203C es un chert blanco a gris claro, que tiene débiles impresiones de caparazones de radiolarios y suturas microestilolíticas que cortan las abundantes vetillas de cuarzo presentes en el corte, por lo que se les asocia al nivel III del CD.

FO0203D es un chert blanco grisáceo con abundantes estructuras elipsoidales que corresponderían a caparazones de radiolarios, las que son tan difusas como en FO0203C. La correlación más lógica parece ser con el nivel III del CD.

FO0203E es de color rojo y contiene abundantes estructuras ovoidales correspondientes a caparazones de radiolarios, muchas de las cuales conservan restos de su ornamentación original; además, tiene suturas microestilolíticas que truncan vetillas de cuarzo y se relacionan, por lo tanto, al nivel II del CD.

FO0203F es de color rojo y tiene abundantes las formas ovoidales correspondientes a caparazones de radiolarios, las cuales en algunos casos tienen parte de su ornamentación original, está atravesado por múltiples vetillas de cuarzo de distinto grosor, por lo que se la relaciona con el nivel II del CD.

La muestra DSOL-07 es un chert gris con pátinas rojizas, tiene abundantes fantasmas de esqueletos de radiolarios deformados, vetillas abundantes que se cortan unas con otras por lo que se relaciona con el nivel III del CD.

### **V.3.2 Geoquímica de chert**

De los gráficos bivariantes donde se proyectaron los resultados de la geoquímica de chert el que entrega mejores resultados es de  $La_n/Ce_n$  vs.  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  discriminante de ambiente deposicional de chert de Murray (1994, Figura IV.19). A pesar de que existen muchas muestras con nulo contenido  $Fe_2O_3$ , se puede evitar este problema si se toma en cuenta solamente el eje de las ordenadas del diagrama, dado que ese eje corresponde a una razón entre elementos traza. Además este entregaría una mejor resolución que los elementos mayores. De la observación de las proyecciones de las muestras de este estudio en la vertical se puede determinar que las muestras de chert presentes en los afloramientos del WMC se generaron en los 3 ambientes deposicionales que distingue el diagrama existiendo muestras cuya génesis está relacionada con un ambiente de ridge, otras con un ambiente pelágico y otras en un ambiente más cercano al margen continental. Dentro de cada campo es posible notar variaciones de ubicación dentro de estos campos que indicarían variaciones en la cercanía o lejanía del ridge o simétricamente lejanía o cercanía del margen continental en que se produjo el depósito de los sedimentos que luego se transformaron en chert por procesos diagenéticos. Gracias a este gráfico también es posible realizar correlaciones geoquímicas entre cherts estudiados. Es posible así decir que el ambiente deposicional de las muestras MD10 y MD9811B, correspondería a ridge; el de MD9811C, DA9805B y MD12, a pelágico cercano al ridge; el de MD11, FO0203F y DY997, a pelágico; el de DSOL-07, FO0203E y DA9805C, a una zona de transición

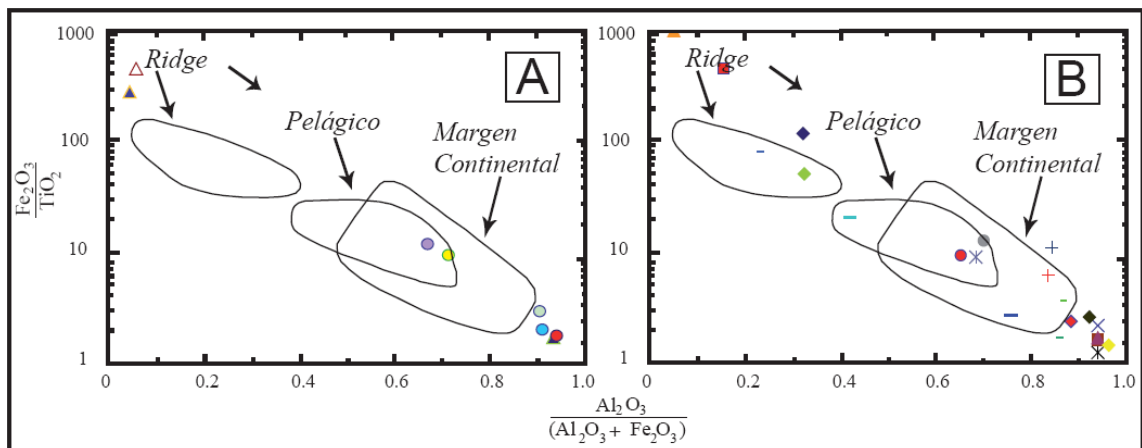
entre pelágico y margen continental; y el de MD6, FO0203D, FO0423 y FO0203C, a margen continental. El principal problema con este gráfico es que en las zonas del eje de las ordenadas donde hay transposición entre los campos de ridge y margen continental (valores entre 1 y 1,4 de la razón  $La_n/Ce_n$ ), se necesita tener valores confiables de  $Fe_2O_3$ , para la discriminación efectiva de las muestras, dado que de los valores de  $Al_2O_3$  y  $Fe_2O_3$  depende la resolución en el eje de las abscisas; además, que existan varios valores con poca o nula cantidad de  $Fe_2O_3$ , podría estar indicando que en las rocas de este estudio el  $Fe_2O_3$  no discriminaría necesariamente ambiente de deposición, para las muestras de este trabajo. Otro diagrama que distingue con buena resolución es el de  $Fe_2O_3/TiO_2$  vs.  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  (Figura IV.17) que desde ahora llamaremos (A) y es a su vez el que mejor serviría para comparar con los datos de chert existentes del CD, puesto que de los estudios previos (i.e. Forsythe y Mpodozis 1983 y Mpodozis y Forsythe, 1983) solo se cuenta con análisis químicos de elementos mayores.

Al comparar este gráfico con el de  $La_n/Ce_n$  vs.  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ , que llamaremos (B) en adelante se observa que para las muestras MD9811B y MD10 corresponderían a un ambiente de ridge, aunque por sobre el campo determinado por Murray (1994) como en todos los demás gráficos de discriminación deposicional (Figura IV.13, Figura IV.15, Figura IV.17), Las muestras FO0203F y FO0203E aparecen en el área de sobreposición de los campos de ambiente pelágico y de margen continental en (A) pero en (B) aparecen distintas zonas del límite entre pelágico y margen continental. La muestra FO0203F parece estar más relacionada con un ambiente pelágico mientras que FO0203E, con un ambiente de margen continental. En los gráficos (A) y (B) las muestras FO0203C, FO0203D, DSOL-07 se asocian a un ambiente de margen continental, aunque valores de  $Fe_2O_3$  mayores desplazarían la proyección de DSOL-07 hacia el campo donde se sobreponen los campos pelágico y de margen continental en el gráfico (A), a este grupo de muestras se le agrega la MD9811C, que se proyecta casi en la mismo punto que FO0203C, pero en (A) esta muestra estaría asociada al campo pelágico.



Las muestras G138, IGBT2, IGBT1, IGBT4 se encuentran en el campo de margen continental y no tienen relación geoquímica con las muestras de este trabajo. Las muestras que se proyectan fuera del campo recién nombrado pero cerca de éste tampoco tendrían relación con las de este trabajo, e igualmente se les puede asociar a un ambiente deposicional de margen continental, basado en sus bajos contenidos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y altos contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

La muestra G79 que no aparece en este gráfico por su bajo contenido de  $\text{TiO}_2$  es discriminada en los otros dos diagramas de elementos mayores (Figura IV.14, Figura IV.16, Figura V.10), y se asocia con la muestra G148 y en un ambiente de ridge por lo que estaría relacionada estrechamente con las muestras MD9811B y MD10 y en menor medida con MD11 y MD12.



**Figura V.10: Esquemas  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  puestos en paralelo para compararlos. (A): Muestras de este trabajo; (B): muestras de Mpodozis y Forsythe (1983). Modificado por Murray (1994) de Boström (1970). Símbolos de (A) como en la Figura IV.13 y los de (B) como en la Figura IV.14.**

Ahora, se comparará si la petrografía y la química de las rocas se relacionan de acuerdo a las características asignadas a cada nivel (I, II, III, IV) del CD por Forsythe y Mpodozis (1983). No se cuenta con muestras que se asocien al nivel I. Con respecto al nivel II se le relacionan MD10, MD9811B, FO0203E y FO0203F; MD6, MD11 y MD12, MD9811A, MD9811C, FO0423, DY997, FO0203C, FO0203D y DSOL-07, con el nivel III, DA9805 B y DA9805 C con el nivel IV. De las muestras relacionadas con el nivel II

solo MD9811B y MD10 se proyectan sobre el campo "ridge" del diagrama  $La_n/Ce_n$  vs.  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  (Figura IV.19), en el ambiente de ridge las otras dos muestras aparecen en los campos pelágico y de margen continental cercano a ambiente pelágico (FO0203F y FO0203E respectivamente). De las muestras relacionadas con el nivel III estas se reparten desde un ambiente entre ridge y pelágico con mayor proximidad a este último (MD9811C) hasta un ambiente de margen continental (e.g., FO0203C, FO0423 y FO0203C, MD6). De las muestras asociadas al nivel IV DA980B se proyecta sobre el campo pelágico y DA9805C, donde se sobreponen los campos ridge y pelágico. Un primer análisis que se puede hacer a partir de estos resultados es que cherts con características petrográficas similares se formaron en un ambiente deposicional distinto y a su vez se puede asociar a variaciones laterales en la configuración del CD. Una segunda lectura correspondería a que los diagramas no son tan efectivos como para evadir los cambios producidos generados por procesos diagenéticos en las rocas.

Un análisis similar al anterior con las muestras de Forsythe y Mpodozis (1983) se puede hacer fácilmente porque en la simbología se ha incluido al nivel del CD al que corresponden las muestras (se encierra en un cuadrado de color específico). Así se obtiene que la mayoría de las muestras del nivel I se proyectan en el campo ridge salvo por la muestra G136 que se proyecta fuera del campo anterior o dentro del campo de ridge (Figura IV.16, Figura IV.18) obtenida en un islote al SE de isla Tarlton en el Canal Oeste, esta muestra representaría la muestra del nivel I más distal al ridge.

De las muestras del nivel II algunas se proyectan cerca del límite inferior derecho del campo pelágico del diagrama  $Fe_2O_3/TiO_2$  vs.  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ , donde se sobreponen el ambiente pelágico y el de margen continental (Figura IV.18). Se les relaciona geoquímicamente la muestra Palo-3, de la que no se especifica nivel del CD al que pertenecería.

Las muestras G97 y G138 se proyectan aunque no necesariamente dentro del campo de margen continental muy cerca de los límites de éste.

Solo la muestra G112 se proyecta en todos los gráficos con mayor cercanía al campo ridge y tiene concentración de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  comparables, e incluso mayores que las de algunas muestras del nivel I. Las muestras del nivel III tienen contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  cercanos a cero por lo que en la mayoría de los casos se proyectan, aunque fuera de ellos, relacionados con los campos de margen continental. Cabe destacar que de la petrografía de estas rocas se deduce que estas muestras son las más afectadas por procesos diagenéticos dado su alto grado de recristalización detectado en el análisis petrográfico de las muestras (Forsythe y Mpodozis, 1983), aún así según el diagrama de fraccionamientos químicos que ocurren potencialmente durante la formación de chert (Figura III.6) se debería poder obtener el ambiente deposicional de las muestras con los gráficos usados dado que estos usan como parámetros los elementos menos móviles solamente. Para las muestras correspondientes al nivel IV se observa que se proyectan cerca del campo de margen continental pero siempre fuera de él con cantidades de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  muy bajas con respecto a las de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Las muestras no clasificadas (códigos IGBT y Palo) en general están relacionadas geoquímicamente con rocas de los niveles III y IV; y en algunos casos con las muestras del nivel 2 que no se agrupan en la zona de superposición del campo pelágico con margen continental.

Otro hecho a destacar es que muchos de estos cherts se ubican intercalados en sucesiones turbidíticas propias de márgenes continentales (Figura III.5). Dado que estos son discriminados en los diagramas de discriminación de Murray (1994) en campos que corresponden a ambientes distintos a margen continental no se habrían formado en el mismo ambiente que el de las areniscas y lutitas por lo que corresponderían a lentes tectónicas (e.g., FO0203F). Esto resalta la importancia de las observaciones de terreno para la determinación rigurosa del ambiente deposicional de chert.

#### **V.4 Paleontología**

De los resultados obtenidos a partir del trabajo de Atsushi Takemura en algunas de las muestras de chert de este trabajo se deduce que las especies de radiolarios que se

encuentran en estas son del mismo tipo que las observadas en otros afloramientos del CDY y del CD. Además, el rango de edad entregado por las muestras de isla Desolación tanto en este trabajo como en Hervé et al. (2007), concuerda con lo establecido por Ling y Forsythe (1987), en cuanto a que las faunas de radiolarios parecen hacerse más jóvenes de N a S o NW a SE desde IMD hasta la latitud de isla Recalada (y por ende de ID, ver Figura I.2). Las dificultades impuestas por la deformación de estas rocas no permite establecer una estratigrafía clara de las sucesiones de chert que afloran y más bien pareciera que aparecen pedazos de distintos niveles de chert sin un orden estratigráfico aparente, lo que sumado a la dificultad para acceder a los afloramientos en la zona genera vacíos de datos que permitan confirmar esta hipótesis. Lamentablemente como se comentó antes no se tienen resultados de cherts de zonas latitudinalmente intermedias entre IMD e isla Desolación, dado que la muestra DY997 de la IDY (Figura I.9) está siendo sometida todavía a análisis paleontológicos; además en los cherts de IDA (Figura I.10) no se identifican formas representativas de esqueletos de radiolarios hecho causado seguramente dado el alto grado de recristalización que presentan.

## **V.5 Consideraciones Finales**

Con respecto a los resultados observados de la comparación de las areniscas con los trabajos anteriores en muestras del CDY en la PT y en las de la GPT en la PA, se tiene que las muestras analizadas en este estudio son muy similares tanto en composición modal, como en lo que se refiere a los resultados de geoquímica de esos trabajos. Ahora, las muestras aquí estudiadas son aún más similares a las del GPT que las del CDY de Lacassie et al. (2006) en cuanto a la composición modal, es decir las muestras aquí estudiadas tienen menos líticos volcánicos las de ese estudio. Lo mismo ocurre con las muestras del CDY estudiadas por Faúndez et al. (2006). Por lo tanto el modelo propuesto en Castillo (2008) se aplica con mayor fuerza aquí, en cuanto a que si el CDY y el GPT tienen una misma fuente y si corresponden a depósitos cuya fuente es un arco en un margen continental activo habrían sufrido una evolución similar a la propuesta por MacKinnon (1983) para la sucesión sedimentaria Rakaia del terreno

Torlesse de Nueva Zelandia, basada en las variaciones de las composiciones modales de distintas partes de la sucesión distinguibles temporalmente en base a fósiles (Petrofacies Pf1 a Pf5). Donde no habría coincidencia es en proponer que el DYC registró solo una parte de la erosión del arco al generalizar el DYC a los afloramientos presentes en IMD, específicamente en el Seno Soplador. La parte de la erosión del arco que se registra en las muestras de Castillo (2008) se manifestaría también en los resultados de los conteos modales de los afloramientos del CDY al sur de IMD, las que presentan alto porcentaje de cuarzo y pocos líticos.

En cuanto a los cherts, la configuración estratigráfica de afloramientos de la ID se encuentran en lentes tectónicas de chert entre sucesiones turbidíticas. Esto correspondería a una configuración similar a la reportada en la isla Duque de York y Madre de Dios (Forsythe y Mpodozis, 1983). En las islas nombradas el CDY forma una matriz que envuelve pedazos (lentes tectónicas) del Complejo Denaro y Calizas Tartlon. Se deduce que el chert rojo de isla Desolación (Figura IV.1) correspondería a una configuración similar y formaría parte del Complejo Denaro. Intercalaciones de lutitas y chert han sido reportadas, pero en la formación de estas sucesiones no tendrían que ver eventos turbidíticos (Murray, 1992a).

Por primera vez existen datos geoquímicos del Complejo Denaro que permiten utilizar el gráfico de mayor resolución para distinguir ambientes deposicionales para chert (ridge, pelágico y margen continental; Figura III.5), presentado hasta hoy, es decir el de Murray (1994). En ese mismo trabajo cherts del nivel I y II del CD se proyectan en el diagrama discriminante de ambiente deposicional de chert  $Fe_2O_3/TiO_2$  vs.  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  el que permite diferenciar tres ambientes (ridge, pelágico y margen). En el presente trabajo al contar con análisis de elementos traza en las muestras estudiadas, se grafica en el diagrama  $La_n/Ce_n$  vs.  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  (Figura III.10) de Murray (1994).

Si bien ya existían estudios de proveniencia sedimentaria que usaron muestras obtenidas en islas al sur de isla Madre de Dios (i.e Duque de York, Diego de Almagro y Ramírez; Faúndez et al., 2002), es la primera vez que se incluyen areniscas y argilitas

de la isla Desolación y también es la primera vez que se incluyen muestras asignadas al CDY al sur de la isla Madre de Dios en la base de datos para el análisis con redes neuronales artificiales.

## VI CONCLUSIONES

Las edades de circones detríticos detalladas en Hervé et al. (2006 y 2007) y ambientes deposicionales obtenidas a partir de chert radiolaríticos tanto de los trabajos arriba nombrados y el presente corroboran que los contactos entre cherts y las sucesiones donde se intercalan arenisca y argilitas serían de tipo tectónico. Desde este punto de vista en isla Desolación ocurriría una situación similar a la reportada por Forsythe y Mpodozis (1983) en que el CDY formaría una especie de matriz que envuelve lentes tectónicas del CD.

Entre las muestras de chert analizadas en este trabajo hay las que se proyectan tanto en el campo de ambiente deposicional de ridge, como pelágico y de margen continental; este hecho da fuerza al modelo paleogeográfico propuesto por Forsythe y Mpodozis y Mpodozis y Forsythe (1983) y ligeramente modificado por Ling et al. (1985). Esto significa que se presenta nueva evidencia de que hubo un amplio margen activo antes de la intrusión del Batolito Patagónico en el Jurásico Temprano.

Lamentablemente dada la antigüedad de las rocas y el estado de conservación de los fósiles guía (radiolarios) no es posible establecer diferencias en cuanto al rango de tiempo de depósito de las muestras. Esto sumado a que es muy difícil encontrar afloramientos con niveles de chert en su posición estratigráfica original o en los que la deformación tectónica no dificulte la identificación de estas, no permiten establecer una relación entre edades, posición estratigráfica y ambiente deposicional de las muestras en especial a lo que se refiere a los cherts de ID de los que se contaba con la mayor cantidad de muestras de chert con radiolarios.

Dado la mayor resolución entregada por elementos traza en cuanto a distinguir ambiente deposicional de chert reportada por Murray (1994) y algunos resultados contradictorios en cuanto a la geoquímica de elementos mayores, se considera que son estos (los elementos traza) los que entregan los mejores resultados en cuanto al

ambiente deposicional de las muestras de este trabajo. Para las muestras de Forsythe y Mpodozis (1983) el diagrama que ofrece mejores resultados es el  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  dado que no se cuenta con datos de elementos traza.

Las edades de depósito establecidas a partir de radiolarios confirman que estos son ligeramente más jóvenes en el S (latitud de ID) que en el N (latitud de IMD). Esto concuerda con la hipótesis de una acreción en dirección NW-SE planteada por Ling y Forsythe (1987).

Tal como se documenta en Hervé et al. (2002) las sucesiones que afloran en ID donde se intercalan areniscas y lutitas corresponderían a sucesiones turbidíticas tales como las que se presentan en afloramientos del CDY que afloran al norte de esta isla y como las del GPT (Castillo, 2008).

Las muestras de ID analizadas aquí muestran afinidades texturales, litológicas, de relaciones de contacto, de deformación, de composición modal y geoquímicas con las del CDY. De acuerdo a las 4 primeras características antes nombradas habían sido asignadas a esta unidad. Ahora se entrega evidencia de composición modal y geoquímica inédita acerca de que estas efectivamente están relacionadas con las rocas del CDY de las islas donde aflora esta unidad al norte de ID, por lo tanto, la asignación de rocas de esta última isla se puede establecer con un grado mayor de rigurosidad.

A pesar que las muestras no evidencian texturalmente que el sedimento haya sufrido un gran transporte, en todos los gráficos de discriminación geoquímica aplicados a arenisca se evidencia que las muestras presentan un fraccionamiento por tamaño de grano que sería producto de selección sedimentaria.

Los valores del índice CIA de las muestras aquí analizadas muestran que las rocas fueron alteradas en la fuente o durante el transporte hasta la cuenca de depósito. Esta alteración sería moderada afectando mayormente a las argilitas que son más



susceptibles a este proceso. La poca alteración de las areniscas implica que la fuente no fue muy alterada lo que se explica con un alzamiento rápido y consecuente erosión fuerte, lo que suele ser común en márgenes activos (McLennan, 1993). Aunque una fuente cubierta por hielo también explicaría estas características no se tiene evidencia al respecto.

Los diagramas discriminadores usados en las muestras de arenisca y argilitas de este trabajo indican que tanto las rocas de las CDY serían producto de la erosión de una fuente ígnea de composición ácida a intermedia, lo que es congruente con los resultados de trabajos anteriores en el CDY. Este resultado se acopla bien a los obtenidos en cuanto a régimen tectónico de cuenca de depósito que sugieren un margen continental activo, lo que también concuerda con que la composición modal de las areniscas corresponde a la erosión de las raíces plutónicas de un arco magmático, tal como sugiere Castillo (2008) para las muestras del GPT de la Antártica.

Al comparar muestras asignadas al CDY a lo largo de todos los afloramientos de esta unidad (50°20' y los 53°34' Lat.S), entre ellas se encuentra que todas presentan características geoquímicas similares en cuanto a fuente y régimen tectónico de depósito. Solo las muestras de IMD de Lacassie et al. (2003) presentan diferencias en la composición modal al tener mayor cantidad de líticos volcánicos, lo que se explica como que sería una parte cercana a la base de la sucesión del CDY y los otros afloramientos más cercanos al techo (Castillo 2008). La comparación del CDY y el GPT arroja aún más similitudes ahora que se usan muestras que abarcan gran parte de la Patagonia lo que no hace más que confirmar las similitudes establecidas por Castillo (2008).

Este estudio confirma que las características de las rocas del CDY son muy similares a las del GPT en cuanto a fuente y régimen tectónico de la cuenca de depósito, lo que unido con las similitudes geocronológicas llevan a suponer que tuvieron una fuente común, que correspondería a un arco magmático ubicado en un margen continental activo, tal como documenta el trabajo de Castillo (2008). A esto se

suma la evidencia que hubo acreción de cherts de distinto ambiente deposicional lo que se dá en márgenes activos.

## REFERENCIAS

- Bateman P.C.; Chappell B.W. 1979. Crystallization, fractionation and solidification of Toulumne Intrusive Series, Yosemite National park, California. GSA Bulletin, 90 (5): 465-482.
- Bathia, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. Journal of Geology, 91: 611-627.
- Bhatia, M. R. 1985. Rare Earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. Sedimentary Geology, 45: 97-113.
- Bathia, M.R.; Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92: 181-193.
- Boström, K. 1970. Submarine volcanism as a source of iron. Earth and Planetary Science Letters, 9: 348-354.
- Castillo, P. 2008. Proveniencia sedimentaria del Grupo Península Trinidad, Península Antártica. Similitudes con el Complejo Duque de York, Patagonia. Memoria de Título. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 93 p.
- Castillo, P. 2010. Tesis de Magíster. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, En preparación.
- Decker, J., y Helmold, K. 1985. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method-Discussion: Journal of Sedimentary Petrology, 55: 618-620.
- Dickinson, W.R.; Suczek, C.A. 1979. Plate tectonic and sandstone compositions. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 63: 2164-2182.
- Dickinson, W.R.; Beard, L.S.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A.; Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America Bulletin, 94: 222-235.
- Fanning C.M., Hervé F., Yaxley G.M., Pankhurst R.J. 2006. U-Pb and Lu-Hf isotopic constraints on the provenance of Permian detritus in metasedimentary rocks of Southern Chile and Livingston island, Antarctica. Goldschmidt Conference Abstracts 2006: A264. doi:10.1016/j.gca.2006.06.329
- Faúndez, V. 2000. Análisis de proveniencia de las rocas sedimentarias del Complejo Duque de York, Región de Magallanes, Chile. Memoria de Título. Departamento de Geología. Universidad de Chile.
- Faúndez, V.; Hervé, F.; Lacassie, J.P. 2002. Provenance and depositional setting of pre-Late Jurassic turbidite complexes in Patagonia, Chile. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 45(4): 411-425.

- Fedo, C.M.; Nesbitt, H.W.; Young, G.M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Fedo, C.M.; Eriksson, K.A.; Krogstad, E.J. 1996. Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: Implications for provenance and source-area weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 1751-1763.
- Feng, F.; Kerrik, R. 1990. Geochemistry of the fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: Implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 1061-1081.
- Floyd, P.A.; Leveridge, B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society of London*, 144: 531-542.
- Floyd, P.A.; Winchester, J. A.; Park, R.G. 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N.W. Scotland. *Precambrian Research* 45: 203-214.
- Floyd, P.A.; Shail, R.; Leveridge, B.E.; Franke, W. 1991. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. *En Developments in Sedimentary Provenance Studies* (Morton, A.C.; Todd, S. P.; Haughton, P.D.W.; editores.). *Geological Society Special Publication*, 57: 173-188.
- Folk, R. L. 1955. Student operator error in determination of roundness, sphericity, and grain size: *Journal of Sedimentary Petrology*, 25: 297-301.
- Folk, R. L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas: Hemphill Publishing. 183 p.
- Forsythe, R.D.; Mpodozis, C. 1979. El Archipiélago Madre de Dios, Magallanes: rasgos generales de la estructura del "basamento" pre-jurásico superior. *Revista Geológica de Chile*, 7: 13-29.
- Forsythe, R.D.; Mpodozis, C. 1983. Geología del Basamento pre-Jurásico Superior en el Archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín* 39: 1-63.
- Fritzke, B., 1996. Growing self-organising networks—why. In: Verleysen, M. (Ed.), *European Symposium on Artificial Neural Networks*. D-Facto Publishers, Brussels, pp. 61– 72.
- García, D.; Fontelles, M.; Moutte J. 1994. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *The Journal of Geology*, 102: 411-422.
- Gu, X.X., 1994. Geochemical characteristics of Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: Implications for provenance and interpretation of the tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (21): 4615-4631.
- Gu, X.X.; Liu, J.M.; Zheng, M.H.; Tang, J.X.; Qi, L. 2002. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, South China: Geochemical Evidence. *Journal of Sedimentary Research* 72 (3): 393-407.

Hervé, F.; Bradshaw, J.; Pankhurst, R.J. 2002. Low grade Early Permian (?) metasedimentary complexes at the western entrance of the Strait of Magellan. En: International Symposium on Andean Geodynamics 5, Expanded Abstracts. Toulouse.

Hervé F.; Fanning C.M. 2003. Early Cretaceous subduction of continental crust at the Diego de Almagro Archipelago, southern Chile. *Episodes* 26, N°4: 285-289.

Hervé, F.; Miller, H.; Pimpirev, C. 2006. Patagonia–Antarctica connections before Gondwana break-up. En *Antarctica: Contributions to Global Earth Sciences* (Fütterer D.K.; Damaske D.; Kleinschmidt G.; Miller H.; Tessensohn F.; editores). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 217-228.

Hervé ,F.; Faúndez, V.; Calderón, M.; Massonne H.; Willner, A.P. 2007. En: *The Geology of Chile*, (Moreno T. y Gibbons W.; editores). Geological Society of London, 5-19.

Ingersoll, R.V.; Bullard, T.F.; Ford, R.D.; Grimm, J.P.; Pickle, J.D. 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.

Ishiga, H.; Imoto, N.; Yoshida, M.; Tanabe, T. 1984. Early Permian radiolarians from the Tamba Belt. *Southwest Japan. Earth Science (Chikyu Kagaku)*, 38(1): 44-52, pls.1-2.

Jokat W., Boebel T., König M., Meyer U. 2003. Timing and geometry of early Gondwana breakup. *Journal of Geophysical Research* 108(B9), 2428, doi: 10.1029/2002JB001802: 1-15.

Lacassie, J.P. 2003. Estudio de la proveniencia sedimentaria de los complejos metamórficos de los Andes Patagónicos (46°-51° Lat. S) mediante la aplicación de redes neuronales e isótopos estables. Tesis (Doctor en Ciencias, mención Geología). Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 204 p.

Lacassie, J.P.; Roser, B.; Ruiz Del Solar, J.; Herve, F. 2004. Discovering geochemical patterns using self-organizing neural networks: a new perspective for sedimentary provenance análisis. *Sedimentary Geology*, 165: 175-191.

Lacassie, J.P.; Roser, B.; Hervé, F. 2006. Sedimentary provenance study of the post-Early Permian to pre-Early Cretaceous metasedimentary Duque de York Complex, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 33(2): 199-219.

Lawver L. A., Dalziel I.W.D, Gahagan L.M. 1998. A tight fit Early Mesozoic Gondwana, a plate reconstruction perspective. *Memoirs of the National Institute for Polar Research, Special issue* 53: 214 -229.

Le Maitre, R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, 17: 589-637.

Le Maitre, R.W. 1982. *Numerical Petrology: Statistical interpretation of numerical data*. Elsevier Science, 281 p. Amstersdam.

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

- Ling, H.Y.; Forsythe, R.D. 1987. Late Paleozoic pseudoalbalileid radiolarians from southernmost Chile and their geological significance. In: McKenzie, D.G. (ed.) *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. Geophysical Monographs, American Geophysical Union, 40, 253-260.
- MacKinnon, T.C. 1983. Origin of the Torlesse terrane and coeval rocks, South island, new Zealand. *Geological Society of America Bulletin*. 93: 625-634.
- McLennan, S.M.; Taylor, S. R.; McCulloch, M. T.; Maynard, J. B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2015-2050.
- McLennan, S.M. 1993. Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, 101: 295-303.
- 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. U.S. Geological Survey and The National Academies; USGS OF-2007-1047, Short Research Paper 041; doi:10.3133/of 2007-1047.srp041.
- Mpodozis, C., 1977. Comparación entre sedimentación silíceas actual y radiolaritas: Características químicas de este tipo de depósitos y su valor como indicadores de paleo ambientes de sedimentación. *Comunicaciones*, 21: 1-21.
- Mpodozis, C.; Forsythe, R., 1983. Stratigraphy and geochemistry of accreted fragments of the ancestral Pacific floor in southern South America. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 41: 103-124.
- Murphy, J.B. 2000. Tectonic influence on sedimentation along the southern flank of the late Paleozoic Magdalen basin in Canadian Appalachians: Geochemical and isotopic constrains on the Horton Group in the St. Mary basin, Nova Scotia. *Geological Society of America Bulletin*, 112(7): 997-1011.
- Murray, R.W.; Jones, D.L.; Buchholtz ten Brink, M.R. 1992a. Diagenetic formation of bedded chert: evidence from chemistry of the chert-shale couplet. *Geology*, 20: 271-274.
- Murray, R.W.; Buchholtz ten Brink, M.R.; Gerlach, D.C.; Russ, G.P.; III and Jones, D.L. 1992b. Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment, assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 2657-2671.
- Murray, R.W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sedimentary Geology*, 90, 213-232.
- Nesbitt, H.W.; Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 199: 715-717.
- Nesbitt, H. W.; Young, G. M. 1984: Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 1523-1534.

- Quezada, A.; Bobadilla, H.; Poblete, F.; Castillo, P.; Lacassie, J.P. 2009. Estudios de proveniencia sedimentaria y paleomagnetismo en isla Desolación, Magallanes, Chile: Implicancias tectónicas. Resumen extendido, XII Congreso Geológico Chileno, Santiago.
- Roser, B. P.; Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstones-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94(5): 635-650.
- Roser, B. P.; Korsch, R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119-139.
- Sánchez, J.L.; Centeno, E. 2000. Técnicas y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos del grano fino: Procedencia y Tectónica. Página web del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, [http://www.geologia.unam.mx/igl/index.php?option=com\\_content&view=article&id=542:temas-terrigenos&catid=175:temas&Itemid=222](http://www.geologia.unam.mx/igl/index.php?option=com_content&view=article&id=542:temas-terrigenos&catid=175:temas&Itemid=222) [consulta: Noviembre, 2009].
- Sanchez, A. 2006. Proveniencia sedimentaria de estratos de Cabo Nariz y formación Cerro Toro, cretácico tardío-paleoceno, Magallanes, Chile. Tesis (Magíster en Ciencias, mención Geología), Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 111 p.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Thomson S.T., Hervé F. 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (43-52°S). *Revista Geológica de Chile*, 29(2): 255-271.
- Van der Plas, L.; Tobi, A.C. 1965. A chart for judging the reliability of points counting results. *American Journal of Science*, 263:87-90.
- Willan, R. 2003. Provenance of Triassic-Cretaceous sandstones in the Antarctic Peninsula: implications for terrane models during Gondwana breakup. *Journal of Sedimentary Research* 73 (6): 1062-1077.

## ANEXOS

**Anexo A: Tabla de muestras con estudios y análisis realizados a cada una.**

**Tabla A.1: Análisis realizados a cada muestra.**

N°	Muestra	Tipo	Petrografía	Conteos Modales	Microfósiles	Geoquímica	Ubicación
1	MD6	Chert verde	x		x	x	Islita Hija de Dios
2	MD10	Chert rojo	x		x	x	Punta NW de isla Denaro
3	MD11	Chert verde/rojo con bandas	x		x	x	Punta NW de isla Denaro
4	MD12	Chert verde	x		x	x	Punta NW de isla Denaro
5	MD9811 A	Chert Blanco			x		isla Denaro
6	MD9811 B	Chert rojo	x			x	isla Denaro
7	MD9811 C	Chert Negro	x			x	isla Denaro
8	DA9805 B	Chert	x			x	isla a la entrada de Seno Pelantaro
9	DA9805 C	Chert	x		x	x	isla a la entrada de Seno Pelantaro
10	DY991	Argilita			x	x	isla Duque de Yok, Seno Francisco
11	DY992	Argilita			x	x	isla Duque de Yok, Seno Francisco
12	DY995	Argilita				x	isla Duque de Yok, Seno Francisco
13	DY997	Chert con bandas verde/gris	x		x	x	isla Duque de Yok, Seno Francisco
14	DY998	Arenisca	x	x		x	isla Duque de Yok, Seno Francisco
15	DY999	Argilita			x	x	isla Duque de Yok, Seno Francisco
16	DY9910-A	Arenisca	x	x		x	isla Duque de Yok, Seno Francisco
17	DY9910-F	Argilita					isla Duque de Yok, Seno Francisco
18	DY9911	Argilita				x	isla Duque de Yok, Seno Francisco
19	DY9912	Argilita				x	isla Duque de Yok, Seno Francisco



Anexo A, continuación:

N°	Muestra	Tipo	Petrografía	Conteos Modales	Microfósiles	Geoquímica	Ubicación
20	FO0074	Arenisca	x	x		x	isla Ramírez, Seno Vargas
21	FO0076	Arenisca	x	x		x	isla Ramírez, Seno Vargas
22	FO0080 A	Arenisca	x	x		x	isla Ramírez, Seno Vargas
23	FO0203	Arenisca	x	x		x	Costa NE de isla Desolación
24	FO0203C	Chert Blanco	x		x	x	Costa NE de isla Desolación
25	FO0203D	Chert Blanco	x		x	x	Costa NE de isla Desolación
26	FO0203E	Chert Rojo	x		x	x	Costa NE de isla Desolación
27	FO0203F	Chert Rojo	x		x	x	Costa NE de isla Desolación
28	FO0203G	Arenisca	x	x		x	Costa NE de isla Desolación
29	FO0204	Arenisca	x	x		x	Costa NE de isla Desolación
30	FO0422	Arenisca	x	x		x	isla Madre de Dios, extremo S
31	FO0423	Chert blanco/verde	x		x	x	isla Madre de Dios, extremo S
32	DSOL-07	Chert gris/rojo	x		x	x	Costa NW de isla Desolación
33	DSOL-10	Arenisca	x	x		x	Costa NW de isla Desolación
34	DSOL-16	Arenisca	x	x		x	Costa NW de isla Desolación
35	DSOL-17	Lutita			x	x	Costa NW de isla Desolación
36	DSOL-19	Lutita				x	Costa NW de isla Desolación
37	DSOL-20	Arenisca	x	x		x	Costa NW de isla Desolación

**Anexo B: Resultados de análisis geoquímicos**

**Tabla B.1: Resultados de geoquímica de arenisca**

	DSOL-10 ID	DSOL-16 ID	DSOL-20 ID	FO0203 ID	FO0203G ID	FO0204 ID	FO0074 IR	FO0076 IR	FO0080 A IR	DY998 IDY	DY9910-A IDY	FO0422 IMD
SiO2 (%)	65,3	70,45	71,81	70,2	67,76	69,13	67,45	68,82	73,58	71,71	74,79	69,95
Al2O3	16,35	14,04	13,25	13,86	15,23	14,33	15,08	14,62	13,12	13,54	11,64	14,29
Fe2O3(T)	4,89	3,44	3,46	3,85	4,17	4,44	3,66	3,58	2,88	3,75	4,02	3,85
MnO	0,07	0,051	0,063	0,051	0,064	0,057	0,051	0,075	0,039	0,059	0,049	0,088
MgO	2,06	1,28	1,27	1,08	1,41	1,33	1,4	1,2	0,9	1,18	0,98	1,25
CaO	1,72	3,01	3,59	2,71	2,23	2,84	3,08	3,13	1	1,49	1,68	1,05
Na2O	3,37	3,25	3,51	3,23	3,35	3,1	3,17	3,39	3,64	3,52	3,42	3,44
K2O	2,64	2,32	1,26	2,32	2,8	2,27	2,11	1,98	1,62	1,88	1,17	1,94
TiO2	0,656	0,439	0,422	0,501	0,549	0,56	0,505	0,53	0,443	0,533	0,432	0,54
P2O5	0,18	0,16	0,15	0,14	0,17	0,14	0,14	0,12	0,11	0,1	0,12	0,12
LOI	2,44	1,59	1,62	1,69	1,85	1,85	1,88	1,8	1,23	1,32	2,13	2,07
<b>Total</b>	<b>99,67</b>	<b>100</b>	<b>100,4</b>	<b>99,63</b>	<b>99,59</b>	<b>100</b>	<b>98,54</b>	<b>99,25</b>	<b>98,57</b>	<b>99,09</b>	<b>100,4</b>	<b>98,59</b>
La (ppm)	39,7	35,7	31,1	43,8	36,5	52,7	35,4	46	33,8	59,9	31,8	39,1
Ce	75,7	70,2	61,3	86,3	71,8	101	68,3	77,9	65,7	109	64,2	77
Pr	8,55	7,75	6,8	9,39	7,97	10,8	7,43	9,06	7,07	12,5	7,37	8,31
Nd	32,3	29,2	25,4	34,6	29,8	39,2	27,3	33,2	25,8	41	25,1	30,2
Sm	6,4	5,7	5	6,6	5,9	7,3	5,1	5,9	4,7	7,2	4,7	5,6
Eu	1,27	1,12	1,07	1,23	1,26	1,34	1,16	1,25	0,97	1,28	0,63	1,06
Gd	5,3	4,6	4,1	5,3	4,9	5,7	4,1	4,7	3,6	5,2	3,8	4,2
Tb	0,8	0,7	0,6	0,8	0,8	0,9	0,6	0,7	0,6	0,8	0,6	0,7
Dy	4,7	4	3,7	4,7	4,3	4,9	3,4	3,8	3,2	4,3	3,4	3,7
Ho	0,9	0,8	0,7	0,9	0,9	1	0,7	0,7	0,6	0,8	0,7	0,7
Er	2,6	2,2	2,1	2,7	2,4	2,8	1,9	2,1	1,8	2,4	1,9	2,1

Continuación

	DSOL-10 ID	DSOL-16 ID	DSOL-20 ID	FO0203 ID	FO0203G ID	FO0204 ID	FO0074 IR	FO0076 IR	FO0080 A IR	DY998 IDY	DY9910-A IDY	FO0422 IMD
<b>Tm</b>	0,39	0,33	0,31	0,39	0,36	0,41	0,27	0,3	0,27	0,35	0,29	0,31
<b>Yb</b>	2,6	2,2	2,1	2,7	2,5	2,8	1,8	2	1,8	2,4	2	2,1
<b>Lu</b>	0,46	0,39	0,37	0,49	0,43	0,5	0,32	0,35	0,33	0,44	0,36	0,37
<b>Hf</b>	4,9	5,7	5,1	7,3	5,8	7	4,8	5,9	6,3	5,3	6,4	6,3
<b>Ta</b>	1,1	0,7	0,7	0,9	0,9	1	0,7	0,8	0,7	0,9	0,7	0,9
<b>W</b>	3	2	2	2	2	2	2	11	< 1	1	1	2
<b>Tl</b>	0,5	0,3	< 0.1	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4
<b>Pb</b>	24	21	11	20	22	19	18	17	17	18	19	21
<b>Bi</b>	1,3	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0,4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
<b>Th</b>	14,7	10	10,4	15,8	12,5	15,3	9,9	11,8	12,5	16,4	11,6	11,7
<b>U</b>	3,8	2,5	2,3	3,7	2,9	3,4	2,2	2,2	2,4	2,8	2,9	2,7
<b>Sc</b>	12	8	8	8	10	10	9	9	7	9	6	8
<b>Be</b>	3	2	2	2	3	2	2	2	2	2	1	2
<b>V</b>	103	71	71	83	88	100	71	73	52	69	46	74
<b>Ba</b>	499	554	275	561	743	375	547	538	345	590	212	838
<b>Sr</b>	391	597	315	338	615	227	421	457	355	388	322	250
<b>Y</b>	25	21	20	26	23	26	19	21	17	22	17	19
<b>Zr</b>	173	217	204	277	218	270	185	226	251	198	240	230
<b>Cr</b>	60	40	30	40	50	50	40	40	30	30	20	40
<b>Co</b>	12	8	6	8	9	9	9	8	5	8	8	11
<b>Ni</b>	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	120	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
<b>Cu</b>	30	10	10	10	20	10	60	< 10	< 10	< 10	< 10	10

Continuación

	DSOL-10 ID	DSOL-16 ID	DSOL-20 ID	FO0203 ID	FO0203G ID	FO0204 ID	FO0074 IR	FO0076 IR	FO0080 A IR	DY998 IDY	DY9910-A IDY	FO0422 IMD
<b>Zn</b>	90	50	40	50	60	50	60	50	< 30	50	50	80
<b>Ga</b>	21	16	15	17	20	18	18	17	14	16	12	18
<b>Ge</b>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	1
<b>As</b>	9	5	< 5	< 5	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	9	8
<b>Rb</b>	118	86	37	70	102	78	76	70	68	62	54	80
<b>Nb</b>	13	8	8	10	11	10	9	9	8	9	7	12
<b>Mo</b>	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
<b>Ag</b>	< 0.5	0,6	0,5	0,8	0,6	0,8	0,5	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7
<b>In</b>	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
<b>Sn</b>	6	4	4	5	5	5	3	3	3	4	3	5
<b>Sb</b>	1,1	< 0.5	< 0.5	1,9	0,9	0,5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,7	< 0.5
<b>Cs</b>	5,5	2,9	0,8	2,4	4,2	1,9	3,4	3	3,3	2,1	2,2	3,8

**Tabla B.2: Resultados de geoquímica de argilitas.**

	DSOL-17 ID	DSOL-19 ID	DY991 IDY	DY992 IDY	DY995 IDY	DY999 IDY	DY9910-F IDY	DY9911 IDY	DY9912 IDY
SiO2 (%)	54,83	57,69	58,8	58,44	67,91	58,87	53,24	65,85	66,25
Al2O3	19,45	18,24	17,77	18,67	14,96	17,59	21,63	14,95	15,55
Fe2O3(T)	8,18	7,51	6,15	7,18	4,08	6,95	6,9	5,92	6,58
MnO	0,09	0,118	0,071	0,06	0,057	0,067	0,064	0,055	0,059
MgO	3,37	3,29	2,42	2,32	1,38	2,55	2,63	1,77	1,81
CaO	1,72	1,82	2,13	0,94	1,24	1,93	1,22	1,04	1,27
Na2O	2,15	2,77	3,34	1,94	4,41	2,06	1,12	3,19	2,94
K2O	5,11	3,92	3,52	4,01	2,19	4	6,04	2,19	2,2
TiO2	1,056	0,993	0,811	0,938	0,596	0,922	1,135	0,665	0,693
P2O5	0,18	0,18	0,19	0,18	0,19	0,25	0,18	0,17	0,17
LOI	4,02	3,43	3,34	4,25	1,7	3,52	4,84	2,71	2,67
<b>Total</b>	<b>100,2</b>	<b>99,97</b>	<b>98,54</b>	<b>98,93</b>	<b>98,7</b>	<b>98,72</b>	<b>98,99</b>	<b>98,5</b>	<b>100,2</b>
La (ppm)	40,7	39,1	49,7	48,2	48,4	44,4	35,2	40,5	42,2
Ce	80,9	78,4	92,6	96,6	94	89,5	71,6	81,8	83,9
Pr	9,32	8,77	9,82	10,6	10,3	9,95	7,97	8,93	10
Nd	35,3	33,1	36,2	39,6	38,1	37,4	30,1	33,1	35,3
Sm	7,1	6,5	6,9	7,8	7,1	7,5	6	6,5	6,9
Eu	1,33	1,32	1,41	1,56	1,29	1,45	1,37	1,54	1,75
Gd	6	5,6	5,7	6,5	5,5	6,1	5,3	5,2	5,3
Tb	1	0,9	0,9	1	0,8	1	0,9	0,8	0,8
Dy	5,5	5,1	4,8	5,7	4,6	5,3	5	4,4	4,6
Ho	1,1	1	0,9	1,1	0,9	1	1	0,9	0,8
Er	3	2,8	2,6	3,1	2,5	2,9	3	2,3	2,4
Tm	0,44	0,42	0,39	0,46	0,37	0,42	0,47	0,34	0,35
Yb	3	2,8	2,6	3,1	2,6	2,8	3,3	2,4	2,4
Lu	0,51	0,49	0,45	0,54	0,46	0,5	0,59	0,41	0,43
Hf	3,5	3,2	3,9	4,4	9,3	4,9	5	6,2	5,7
Ta	1,6	1,5	1,4	1,5	1	1,4	1,9	1,1	1,1
W	3	3	4	3	2	3	5	2	1
Tl	1	0,6	0,7	0,8	0,3	0,8	1,1	0,4	0,4
Pb	17	5	30	22	22	20	12	30	36
Bi	1,3	2,9	2	< 0.4	< 0.4	1,1	< 0.4	0,5	1,2
Th	15,4	14,2	20,7	16,2	15,9	15,4	20,6	13,9	13
U	3,5	3,9	5,8	4	4,1	4,1	4,5	3,5	3,5
Sc	20	19	14	17	10	17	23	11	11
Be	4	4	3	3	2	3	4	2	2
V	168	153	128	150	85	150	205	99	96
Ba	863	643	746	576	642	797	945	476	445
Sr	298	363	300	146	322	237	86	280	241

Continuación

	DSOL-17 ID	DSOL-19 ID	DY991 IDY	DY992 IDY	DY995 IDY	DY999 IDY	DY9910-F IDY	DY9911 IDY	DY9912 IDY
<b>Y</b>	30	28	27	31	24	27	29	22	22
<b>Zr</b>	121	117	136	155	346	175	173	232	208
<b>Cr</b>	90	80	60	80	40	80	100	50	40
<b>Co</b>	19	20	17	17	10	18	11	11	11
<b>Ni</b>	40	40	30	30	< 20	30	30	20	< 20
<b>Cu</b>	40	50	40	30	30	30	30	30	30
<b>Zn</b>	170	120	120	140	80	150	120	80	110
<b>Ga</b>	30	27	25	25	18	25	32	19	20
<b>Ge</b>	2	2	2	2	2	2	2	2	2
<b>As</b>	5	8	7	9	12	12	< 5	7	8
<b>Rb</b>	216	157	166	193	82	182	269	104	111
<b>Nb</b>	21	18	17	18	12	18	24	14	13
<b>Mo</b>	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
<b>Ag</b>	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1	0,5	< 0.5	0,7	0,6
<b>In</b>	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
<b>Sn</b>	11	10	8	9	5	7	10	6	6
<b>Sb</b>	0,6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,7	2,3	< 0.5	< 0.5	0,5
<b>Cs</b>	10,7	7,1	7,4	9,7	2,7	9,7	11,9	4,3	4,3

**Tabla B.3: Tabla de promedios de resultados geoquímicos en areniscas y argilitas.**

	Símbolo de la unidad	Límite de Detección	Promedio Arenisca	Promedio Argilitas	Promedio Areniscas y Argilitas
SiO <sub>2</sub>	%	0.01	71,73	62,82	67,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	0.01	14,45	18,44	16,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	%	0.01	3,92	6,90	5,20
MnO	%	0.001	0,06	0,07	0,07
MgO	%	0.01	1,31	2,50	1,82
CaO	%	0.01	2,35	1,54	2,00
Na <sub>2</sub> O	%	0.01	3,45	2,77	3,15
K <sub>2</sub> O	%	0.01	2,07	3,86	2,84
TiO <sub>2</sub>	%	0.001	0,52	0,91	0,69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.01	0,14	0,20	0,16
Sc	ppm	1	8,67	15,78	11,71
Be	ppm	1	2,08	3,00	2,48
V	ppm	5	75,08	137,11	101,67
Ba	ppm	3	506,42	681,44	581,43
Sr	ppm	2	389,67	252,56	330,90
Y	ppm	2	21,33	26,67	23,62
Zr	ppm	4	224,08	184,78	207,24
Cr	ppm	20	39,17	68,89	51,90
Co	ppm	1	8,42	14,89	11,19
Ni	ppm	20	70,00	31,43	40,00
Cu	ppm	10	20,00	34,44	27,65
Zn	ppm	30	57,27	121,11	86,00
Ga	ppm	1	16,83	24,56	20,14
Ge	ppm	1	1,83	2,00	1,90
As	ppm	5	7,20	8,50	8,00
Rb	ppm	2	75,08	164,44	113,38
Nb	ppm	1	9,50	17,22	12,81
Mo	ppm	2	1,00	1,00	1,00
Ag	ppm	0.5	0,64	0,70	0,65
In	ppm	0.2	0,10	0,10	0,10
Sn	ppm	1	4,17	8,00	5,81
Sb	ppm	0.5	1,02	1,03	1,02
Cs	ppm	0.5	2,96	7,53	4,92

Continuación:

	Símbolo de la unidad	Límite de Detección	Promedio Arenaisca	Promedio Argilitas	Promedio Areniscas y Argilitas
La	ppm	0.1	40,46	43,16	41,61
Ce	ppm	0.1	77,37	85,48	80,84
Pr	ppm	0.05	8,58	9,52	8,98
Nd	ppm	0.1	31,09	35,36	32,92
Sm	ppm	0.1	5,84	6,92	6,30
Eu	ppm	0.05	1,14	1,45	1,27
Gd	ppm	0.1	4,63	5,69	5,08
Tb	ppm	0.1	0,72	0,90	0,80
Dy	ppm	0.1	4,01	5,00	4,43
Ho	ppm	0.1	0,78	0,97	0,86
Er	ppm	0.1	2,25	2,73	2,46
Tm	ppm	0.05	0,33	0,41	0,36
Yb	ppm	0.1	2,25	2,78	2,48
Lu	ppm	0.04	0,40	0,49	0,44
Hf	ppm	0.2	5,90	5,12	5,57
Ta	ppm	0.1	0,83	1,39	1,07
W	ppm	1	2,73	2,89	2,80
Tl	ppm	0.1	0,30	0,68	0,47
Pb	ppm	5	18,92	21,56	20,05
Bi	ppm	0.4	0,85	1,50	1,34
Th	ppm	0.1	12,72	16,14	14,19
U	ppm	0.1	2,82	4,10	3,37

Algunos de los valores fueron obtenidos transformando a los valores fuera del límite de detección a la mitad de este último. Casos ejemplares son el Mo y el Zn.



Tabla B.4: Resultados de geoquímica de chert

	FO0423 MD	MD6 IDN	MD10 IDN	MD11 IDN	MD12 IDN	MD9811 B IDN	MD9811 C IDN	DA9805 B IDA	DA9805 C IDA	DSOL-07 ID	FO0203C ID	FO0203D ID	FO0203E ID	FO0203F ID	DY997 IDY
SiO2 (%)	94,56	93,78	95,69	95,74	96,31	95,88	97,77	75,12	96,92	92,56	91,52	82,9	88,73	93,76	97,49
Al2O3	2,2	1,58	0,09	1,17	0,38	0,11	0,47	0,24	0,68	3,27	3,08	7,06	4,1	1,66	0,85
Fe2O3(T)	1,2	0,89	2,96	0,91	0,59	2,68	0,88	0,31	0,38	2,04	1,63	3,62	2,67	1,83	0,8
MnO	0,096	0,006	0,012	0,006	0,016	0,009	0,011	0,065	0,004	0,166	0,049	0,168	0,265	0,032	0,026
MgO	0,52	0,23	0,08	0,19	0,08	0,05	0,15	0,27	0,16	0,8	0,45	1,39	0,99	0,33	0,13
CaO	0,09	0,08	0,22	0,04	0,54	0,09	0,11	13,29	0,03	0,13	0,2	0,3	0,14	0,06	0,06
Na2O	0,2	0,03	0,01	0,02	0,01	< 0,01	< 0,01	0,02	0,02	0,45	0,01	0,54	0,33	0,03	0,03
K2O	0,46	0,48	< 0,01	0,31	0,1	< 0,01	0,06	0,06	0,19	0,52	1,07	1,78	1,02	0,54	0,21
TiO2	0,087	0,065	0,007	0,044	0,013	0,004	0,02	0,008	0,024	0,119	0,109	0,346	0,173	0,069	0,032
P2O5	0,06	0,03	< 0,01	0,01	0,02	< 0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,05	0,03	0,03	0,02
LOI	0,58	0,54	0,2	0,18	0,5	-0,01	0,31	10,54	0,15	0,66	0,46	1,53	0,73	0,23	0,13
<b>Total</b>	<b>100</b>	<b>97,72</b>	<b>99,29</b>	<b>98,61</b>	<b>98,56</b>	<b>98,83</b>	<b>99,8</b>	<b>99,96</b>	<b>98,58</b>	<b>100,7</b>	<b>98,59</b>	<b>99,7</b>	<b>99,19</b>	<b>98,57</b>	<b>99,78</b>
La (ppm)	9,6	4,47	2,74	2,3	0,74	0,96	4,24	2,96	2,59	7,36	5,16	17,9	8,19	5,04	3,2
Ce	28,4	10	1,42	3,73	0,97	0,45	3,53	2,81	4,54	14,5	20,8	46,6	16,9	8,11	4,91
Pr	2,25	1,03	0,45	0,51	0,18	0,14	0,88	0,5	0,58	1,83	1,18	3,92	1,83	1,19	0,79
Nd	8,09	3,7	1,87	1,82	0,79	0,66	3,22	2	2,27	6,55	4,37	14,6	7,03	4,7	2,98
Sm	1,66	0,75	0,31	0,43	0,2	0,13	0,6	0,43	0,46	1,43	0,83	2,94	1,45	0,95	0,59
Eu	0,307	0,065	0,059	0,084	0,03	0,021	0,121	0,101	0,087	0,291	0,136	0,532	0,274	0,185	0,137
Gd	1,54	0,64	0,32	0,45	0,23	0,16	0,65	0,46	0,46	1,27	0,65	2,34	1,3	0,79	0,51
Tb	0,24	0,1	0,05	0,07	0,04	0,03	0,12	0,08	0,07	0,2	0,1	0,37	0,2	0,12	0,08
Dy	1,37	0,55	0,3	0,42	0,23	0,16	0,78	0,48	0,42	1,19	0,59	2,12	1,24	0,7	0,44
Ho	0,26	0,11	0,05	0,09	0,04	0,03	0,17	0,1	0,07	0,23	0,11	0,43	0,25	0,13	0,08
Er	0,72	0,33	0,16	0,29	0,13	0,11	0,52	0,28	0,19	0,68	0,35	1,24	0,75	0,42	0,22
Tm	0,104	0,05	0,025	0,046	0,02	0,018	0,088	0,041	0,026	0,101	0,061	0,185	0,118	0,071	0,031
Yb	0,68	0,35	0,16	0,33	0,14	0,12	0,62	0,27	0,17	0,67	0,42	1,24	0,83	0,48	0,21
Lu	0,131	0,068	0,025	0,065	0,022	0,02	0,103	0,045	0,028	0,112	0,066	0,219	0,143	0,075	0,035

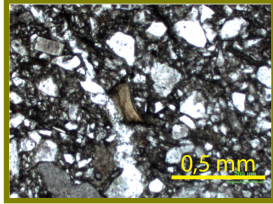
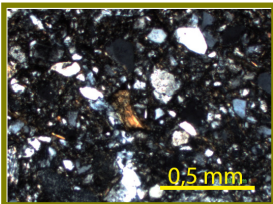
Continuación:

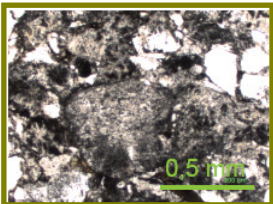
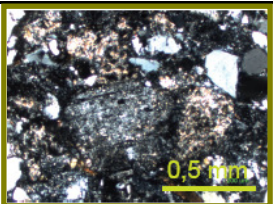
	FO0423 IMD	MD6 IDN	MD10 IDN	MD11 IDN	MD12 IDN	MD9811 B IDN	MD9811 C IDN	DA9805 B IDA	DA9805 C IDA	DSOL- 07 ID	FO0203C ID	FO0203D ID	FO0203E ID	FO0203F ID	DY997 IDY
Hf	0,6	0,4	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	0,2	< 0,1	0,1	0,6	0,7	1,8	0,8	0,3	0,1
Ta	0,23	0,17	< 0,01	0,08	0,02	< 0,01	0,04	< 0,01	0,02	0,19	0,19	0,58	0,28	0,09	0,02
W	2,5	5,1	2,6	37,3	0,6	5,4	< 0,5	0,9	1,5	< 0,5	2,9	1,6	2,3	0,7	< 0,5
TI	0,12	0,09	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,06	0,17	0,25	0,1	< 0,05	< 0,05
Bi	0,9	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,5	< 0,1	0,3	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Th	2,72	1,07	< 0,05	0,59	0,12	< 0,05	0,35	0,13	0,49	2,1	1,81	5,8	2,96	1,02	0,53
U	1,31	0,3	0,53	1,03	0,4	0,39	2,56	0,67	1,14	1,06	0,72	0,98	2,36	1,07	1,63
Sc	4	2	< 1	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	4	5	7	5	2	1
Be	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	< 1	< 1	< 1
V	14	15	31	11	9	34	18	< 5	7	23	24	67	39	29	9
Ba	348	8051	47	1248	2926	18	1918	102	197	236	267	1254	585	176	386
Sr	17	76	6	18	72	2	20	156	2	19	84	34	16	14	14
Y															
Zr															
Cr	30	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	50	< 20	< 20	< 20
Co	7	1	3	1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	6	5	8	9	3	1
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	40	30	< 20	< 20
Cu	30	10	< 10	30	20	< 10	10	< 10	< 10	20	< 10	20	20	< 10	< 10
Zn	40	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	70	< 30	< 30	< 30	30	60	50	< 30	< 30
Ga	4	4	< 1	2	< 1	< 1	1	< 1	1	5	7	10	7	3	2
Ge															
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5	< 5	< 5	< 5
Rb															
Nb															

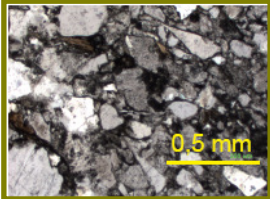
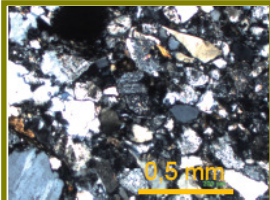
Continuación:

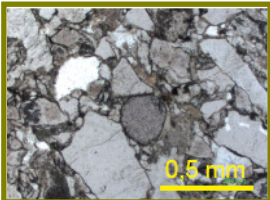
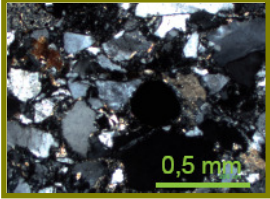
	FO0423 MD	MD6 IDN	MD10 IDN	MD11 IDN	MD12 IDN	MD9811 B IDN	MD9811 C IDN	DA9805 B IDA	DA9805 C IDA	DSOL- 07 ID	FO0203C ID	FO0203D ID	FO0203E ID	FO0203F ID	DY997 IDY
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In															
Sn	2	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	1	4	2	< 1	< 1

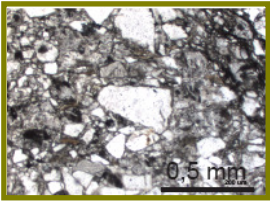
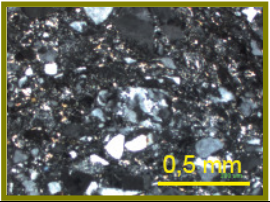
## Anexo C: Petrografía de arenisca

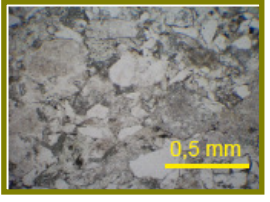
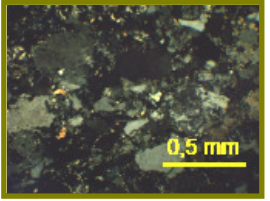
<b>Muestra DSOL-10</b>	Wacka arcósica
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Desolación, Costa NW-CDY
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena fina a gruesa, selección mala, granos angulosos a subangulosos
<b>Composición</b>	
	Matriz:(25%) Mica blanca y en menor medida granos con apariencia de cuarzo tamaño limo
	Cuarzo: (51%) Granos monocristalinos, tamaño entre 0,1 y 1 mm (aunque la mayoría está entre 0,1 y 0,3 mm). Extinción ondulosa
	Feldespatos(43%) Feldespato potásico: Granos alterados a mica blanca, miden entre 0,1 y 0,4 mm, se observan algunos granos con lamelas de exolución. Plagioclasa: Granos con macla albítica de 0,1 a 0,3 mm de tamaño, alterados a mica blanca y fracturados.
	Líticos Escasos
	Otros Circones, biotitas y mica blanca.
<b>Observaciones</b>	Vetillas de cuarzo de 0,3 mm. Es la muestra que en general tiene mayor cantidad de granos tamaño arena fina a media.

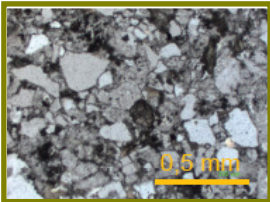
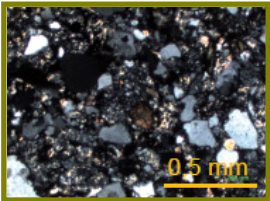
<b>Muestra DSOL-16</b>	Arcosa
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Desolación, Costa NW-CDY
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena media a gruesa , mala selección, granos angulosos a subangulosos.
<b>Composición</b>	
	Matriz:(15%) Principalmente mica blanca y algunos granos de cuarzo. Alteración de granos inestables a sericita genera pseudomatriz.
	Cuarzo: (60%) Granos principalmente monocristalinos, tamaño 0,1-0,6 mm, algunos con extinción ondulosa.
	Feldespatos(35%) Feldespato potásico: granos de 0,2 a 0,4 mm, alterados a sericita. Se observan algunos con macla de tartan y otros con lamelas de exolución. Plagioclasa: Granos de 0,1 a 0,3 mm, con macla polisintética, se presentan fracturadas, en algunos granos se observan zonaciones.
	Líticos (5%) Escasos
	Otros Los granos están alterados a clorita (10% de los minerales en el corte afectados). Circones más abundantes que en otras muestras del estudio, biotita, muscovita.
<b>Observaciones</b>	

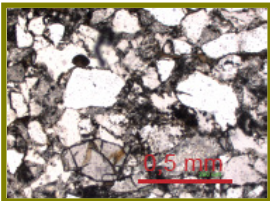
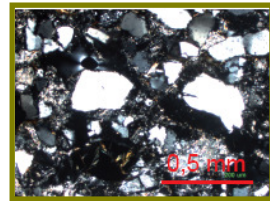
<b>Muestra DSOL-20</b>	Arcosa	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Desolación, Costa NW-CDY	
<b>Textura y estructuras:</b>	clástica, selección moderada buena, granos angulosos a subangulosos .	
<b>Composición</b>		
	Matriz:(10%)	Matriz de mica blanca. Pseudomatriz por alteración de minerales inestables a sericita.
	Cuarzo: (54%)	Granos angulosos a subangulosos, la mayoría corresponde a granos monocristalinos, tamaño entre 0,1 y 0,4 mm.
	Feldespatos(44%)	Feldespato potásico: Los granos son subangulosos están en su mayoría afectados por alteración a sericita, se observa un fragmento con macla de tartan, el tamaño varía entre 0,1 y 0,4 mm. Plagioclasa: Macla albitica, alteración a sericita fuerte en la mayoría de los granos, aunque algunos se ven más frescos, tamaño 0,1- 0,3 mm.
	Líticos (2%)	Escasos.
	Otros	Circones, biotitas y micas blancas alineadas junto con alineación en una dirección preferencial de los granos, por lo que se deduce compactación. Posiblemente hay eigrina, escasos opacos.
<b>Observaciones</b>	Vetillas de cuarzo de 0,3 mm. Es la muestra que en general tiene mayor cantidad de granos tamaño arena fina a media.	

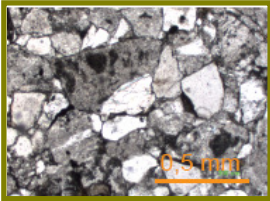
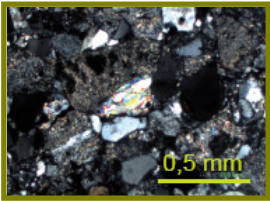
<b>Muestra FO0203</b>	Arcosa	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Desolación, Costa NE-CDY	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena media gruesa, mala selección granos subangulosos a angulosos.	
<b>Composición</b>		
	Matriz:(5%)	Principalmente mica blanca y pseudomatriz por alteración a sericita de minerales inestables.
	Cuarzo: (63%)	Principalmente monocristalino, tamaño 0,1 a 0,6 mm, con extinción ondulosa.
	Feldespatos(35%)	Feldespato potásico: Alterados a mica blanca, tamaño entre 0,1 a 0,6 mm. Plagioclasa: Granos con macla polisintética, de 0,1- 0,4 mm, alterados a sericita. Fragmentos de cristales zonados.
	Líticos (2%)	Escasos
	Otros	Opacos (aunque igualmente escasos, un poco más abundantes que en otras muestras del estudio), biotitas alineadas de lo que se deduce compactación y muscovita.
<b>Observaciones</b>	Vetillas con clorita de 1 mm de ancho.	

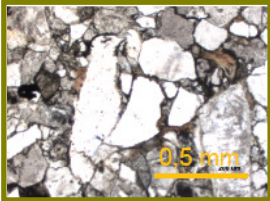
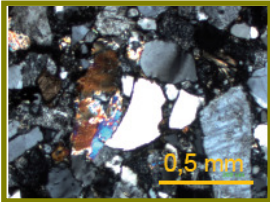
<b>Muestra FO0203G</b>	Arcosa	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Desolación, Costa NE-CDY	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica, arena media a gruesa, mala selección, granos angulosos a subangulosos.	
<b>Composición</b>		
	Matriz:(15%)	Principalmente de mica blanca. La alteración de minerales inestables a mica blanca genera una pseudomatriz que hace parecer la cantidad de matriz mucho mayor a nícoles cruzado.
	Cuarzo: (72%)	Granos monocristalinos, angulosos a subangulosos, tamaño 0,1 a 0,5 mm. Fragmento de chert.
	Feldespatos(26%)	Feldespato potásico: Granos alterados a sericita de tamaño 0,1 a 0,5 mm, angulosos a subangulosos. Se observan algunos con lamelas y macla de tartan. Plagioclasa: Dado el alto grado de alteración a sericita no es posible distinguir muchas con macla polisintética.
	Líticos (2%)	Escasos
	Otros	Circones, opacos y biotitas. Estas últimas, crecen entre granos en una dirección preferencial lo que indicaría compactación.
<b>Observaciones</b>	Alineación de algunos granos, asociados a fracturas y vetillas. Vetillas rellenas de óxidos, clorita y mica blanca en los bordes de éstas.	

<b>Muestra FO0204</b>	Arcosa	
<b>Ubicación-Formación</b>	Principalmente mica blanca creciendo entre los granos	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena media a gruesa, los granos son angulosos a subangulosos la selección es mala.	
<b>Composición</b>		
	Matriz:(7%)	Principalmente mica blanca creciendo entre los granos
	Cuarzo: (50%)	Cuarzo monocristalino principalmente, anguloso a subanguloso, 0,2-0,6 mm. Algunos presentan extinción ondulosa aunque no predomina.
	Feldespatos(48%)	Feldespato potásico: Granos alterados a mica blanca, su tamaño varía entre 0,3 y 0,5 mm. Son angulos a subredondeados. Se observan algunos con lamelas de exolución y otros con macla de tartan. Plagioclasa: Granos con macla albítica son abundantes y no están tan alteradas a sericita como en otros cortes (e.g. FO0203G) tamaño entre 0,2 y 0,4 mm. Se presentan angulosas y fracturadas.
	Líticos	Escasos se identifica un lítico volcánico
	Otros	Opacos, granate autóctono, fragmentos de turmalina y piroxeno.
<b>Observaciones</b>	Vetilla de cuarzo de 1,5 corta a otras mas pequeñas.	

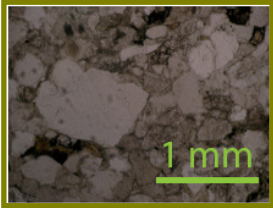
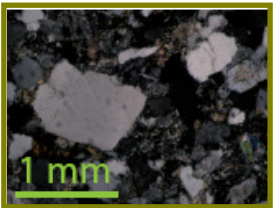
<b>Muestra FO0074</b>	Arcosa	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Ramírez, Seno Vargas-CDY	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena media a gruesa, selección moderada a mala, granos angulosos a subangulosos.	
<b>Composición</b>		
	Matriz:(8%)	Principalmente mica blanca. Pseudomatriz producto de alteración de minerales inestables por sericita .
	Cuarzo: (58%)	Granos principalmente monocristalinos, de tamaño 0,1-0,4 mm, angulosos y con extinción ondulosa.
	Feldespatos(40%)	Feldespato potásico: Granos alterados a sericita, miden entre 0,1 a 0,4 mm. Plagioclasa: Pocos cristales con macla polisintética, miden entre 0,1 a 0,4 mm y están alterados a sericita
	Líticos (3%)	Escasos. Se identifica uno metamórfico: Grano con cristales de mica blanca y algunos cristales de cuarzo entre ellos (mica blanca de tamaño mayor que la sericita que afecta a los feldespatos)
	Otros	Opacos, biotitas, mica blanca, circones.
<b>Observaciones</b>	No se observan vetillas.	

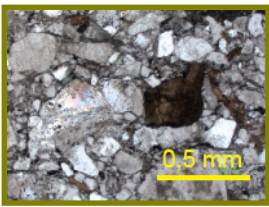
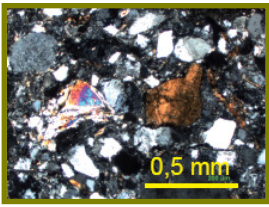
<b>Muestra FO0076</b>	Arcosa	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Ramírez, Seno Vargas-CDY	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica, arena media, granos angulosos a subangulosos, mala selección	
<b>Composición</b>		
	Matriz:(8%)	Mica blanca principalmente, esta forma una pseudomatriz cuando altera de manera fuerte los feldespatos
	Cuarzo: (60%)	Principalmente granos monocristalinos, fracturados. Aparecen algunos clastos de chert (cuarzo microcristalino). Tamaño 0,1-0,6 mm. La extinción es ondulosa en gran parte de los granos.
	Feldespatos(39%)	Feldespato potásico: Alterados a mica blanca, tamaño entre 0,1 a 0,4 mm. Se hace difícil distinguir de la plagioclasa producto de la alteración. Plagioclasa: A escasos granos se les puede distinguir la macla polisintética, 0,1-0,3 mm de tamaño.
	Líticos (1%)	Escasos
	Otros	Crecimiento de biotitas entre los granos en una dirección preferencial; pueden medir entre 0,1 y 0,15 mm, indicarían compactación. Opacos, mica blanca.
<b>Observaciones</b>	Algunas vetillas	

<b>Muestra FO0080 A</b>	Arcosa	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Ramírez, Seno Vargas-CDY	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica, arena media a gruesa, granos angulosos a subangulosos, selección moderada a buena.moderada a buena.	
<b>Composición</b>		
	Matriz:(10%)	Mica blanca principalmente. Alteración a sericita en los minerales inestables genera una pseudomatriz.
	Cuarzo: (41%)	Granos con extinción ondulosa, tamaño entre 0,1 a 0,5 mm.
	Feldespatos(53%)	Feldespato Potásico: Granos entre 0,2 a 0,5 mm, alterados a sericita en distintos grados. Plagioclasa: macla polisintética apreciable en varios granos de tamaño 0,2 a 0,5 mm.
	Líticos (6%)	Escasos
	Otros	Biotitas, granate, mica blanca, opacos y circones.
<b>Observaciones</b>	Vetilla de cuarzo de 0,3 mm, el cuarzo que la rellena es microcristalino.	

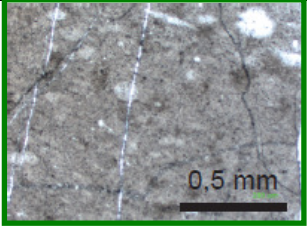
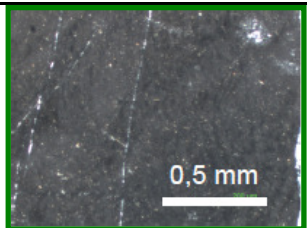
<b>Muestra DY998</b>	Arcosa	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Duque de York, Seno Francisco-CDY	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena gruesa a media, selección moderada a mala, granos angulosos a subangulosos.}	
<b>Composición</b>		
	Matriz:(5%)	Granos monocristalinos, tamaño entre 0,2 y 1,0 mm con extinción ondulosa. Algunos granos están fracturados.
	Cuarzo: (53%)	Granos monocristalinos, tamaño entre 0,1 y 1 mm (aunque la mayoría está entre 0,1 y 0,3 mm). Extinción ondulosa
	Feldespatos(46%)	Feldespato potásico: Granos alterados a sericita, tamaño entre 0,3 y 0,8 mm, se observan algunos con macla de tartan y otros con lamelas de exolución. Plagioclasa: Granos con macla polisintética de tamaño entre 0,1 y 0,6 mm, alterados a sericita en distintos grados. Algunos granos están deformados. Se observan fragmentos de plagioclasas zonadas.
	Líticos (1%)	Escasos
	Otros	Circones, moscovita, granates con bordes bien conservados y opacos. Para el caso de las micas, no se observaba alineación de éstas. Algunos granos presentan pertitas.
<b>Observaciones</b>	Vetillas de 0,05 mm rellenas por óxidos.	

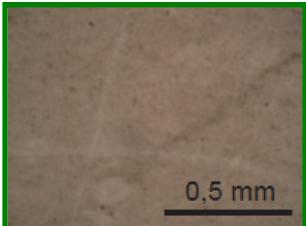
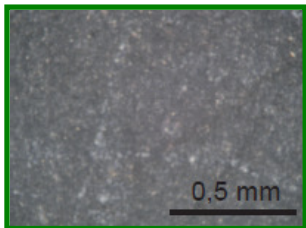


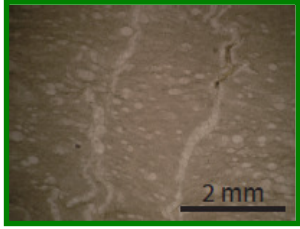
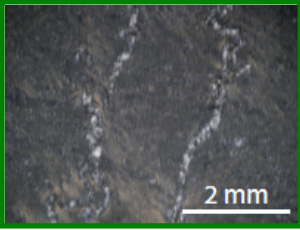
<b>Muestra DY9910-A</b>	Arcosa	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Duque de York, Seno Francisco-CDY	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica; arena gruesa a media, selección moderada a mala, granos angulosos a subangulosos.}	
<b>Composición</b>		
	Matriz:(5%)	Principalmente mica blanca entre los granos. La alteración a sericita de los minerales inestables no es tan fuerte en el sentido que se puede distinguir a nicoles cruzados los bordes de los granos afectados
	Cuarzo: (56%)	Granos monocristalinos principalmente, tamaño entre 0,1 y 0,8 mm, con extinción ondulosa y fracturados.
	Feldespatos(42%)	Feldespato Potásico: Granos alterados a sericita, miden entre 0,1 y 0,8 mm. Plagioclasa: Granos con macla albítica, fracturados y difíciles de distinguir del feldespato potásico por el grado de alteración a sericita que presentan.
	Líticos (2%)	Escasos
	Otros	Biotitas y en menor cantidad moscovitas, crecen entre los granos con una orientación preferencial, por lo que se deduce compactación. Opacos, circones en mayor abundancia que otras muestras del estudio.
<b>Observaciones</b>	Vetillas de calcita de 0,2 mm. Al microscopio se ven vetillas con cuarzo también presentes. Calcita cementando Lm de granate.	

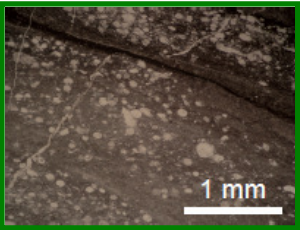
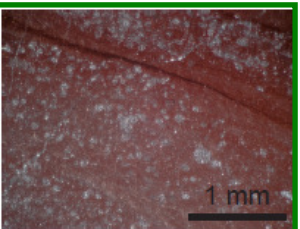
<b>Muestra FO0422</b>	Arcosa	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Madre de Dios, extremo S-CDY	
<b>Textura y estructuras:</b>	Clástica, clastos angulosos a subangulosos, mala selección, grano medio a grueso.	
<b>Composición</b>		
	Matriz:(10%)	Mica blanca y en menor medida granos con apariencia de cuarzo tamaño limo
	Cuarzo: (59%)	Granos monocristalinos, con extinción ondulosa
	Feldespatos(38%)	Feldespato potásico: Granos alterados a mica blanca, miden entre 0,1 y 0,4 mm, se observan algunos granos con lamelas de exolución. Plagioclasa: Granos con macla albítica de 0,1 a 0,3 mm de tamaño, alterados a mica blanca y fracturados.
	Líticos (3%)	Escasos
	Otros	Circones. minerales pesados como apatita. Granates fracturados.
<b>Observaciones</b>	En general el tamaño de grano se vé más grueso que los otros cortes transparentes estudiados. Presenta crecimiento de micas en una dirección preferencial.	

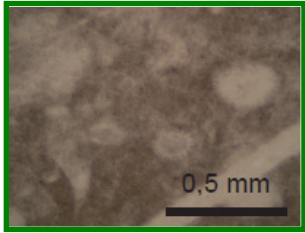
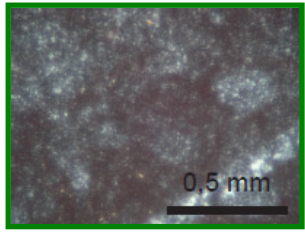
## Anexo D: Petrografía de chert

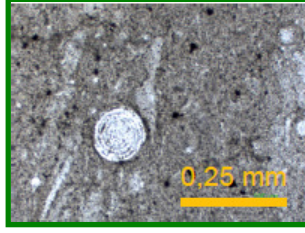
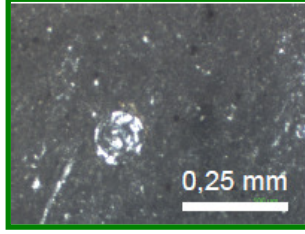
<b>Muestra DSOL-07</b>	Chert (gris rojizo)
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Desolación, costa SW-CDY
<b>Composición</b>	
	<b>Matriz</b> De cuarzo cripto y microcristalino, se vé de color gris amarillenta.
	<b>Fósiles</b> Formas circulares a elipsoidales de entre 0,05 a 0,2 mm, están rellenos por cuarzo microcristalino y se ven más claros que la matriz a nicoles paralelo, algunos parecen tener una estructura concéntrica. Están deformados. Cubren aproximadamente el 40% del corte
	<b>Estructuras</b> Muy afectado por vetillas de cuarzo, que miden entre 0,02 y 1 mm, se disponen en todas direcciones cortándose entre sí. Algunas presentan desplazamiento aparente a ambos lados de fracturas que las cortan. Estas fracturas miden 0,2 mm. Algunas vetillas presentan clorita y sericita.
	<b>Otros</b> Escasos opacos
<b>Observaciones</b>	De las matrices de sílice más finas vistas entre las muestras estudiadas. A nivel macroscópico, el chert presenta pliegues isoclinales de escala decimétrica.

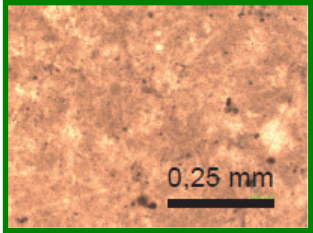
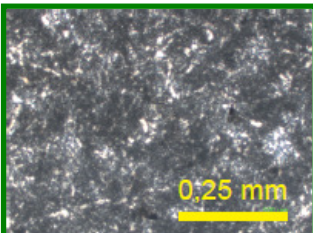
<b>Muestra FO0203C</b>	Chert, blanco
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Desolación, costa NE-CDY
<b>Composición</b>	
	<b>Matriz</b> Se vé de color gris claro, "sucio" y está compuesta por cuarzo cripto y microcristalino.
	<b>Fósiles</b> Débiles impresiones ovoidales deformadas de entre 0,05 y 0,15 mm, que corresponderían a fantasmas de caparazones de radiolarios. En algunas partes del corte abarcan más del 50% de éste (con respecto a la matriz). Están rellenas con cuarzo microcristalino un poco más grueso que el de la matriz, lo que la hace contrastar con ésta.
	<b>Estructuras</b> Vetillas de cuarzo de tamaño entre 0,02 y 0,3 mm. Se desarrollan en todas direcciones y por ende se cortan entre ellas observándose desplazamientos aparentes en las vetillas que son cortadas a ambos lados de la vetilla que las corta. Las vetillas más gruesas están rellenas por cuarzo en mosaico y en general cortan a las vetillas más delgadas. También hay suturas microestilolíticas, parecen estar rellenas con óxidos.
	<b>Otros</b> Sericita 0,02 mm. Opacos escasos.
<b>Observaciones</b>	A escala macroscópica se observa una pátina negra que rellenan algunas fracturas.

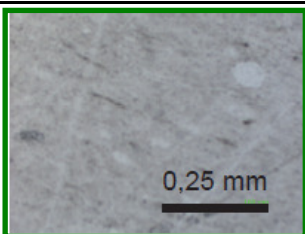
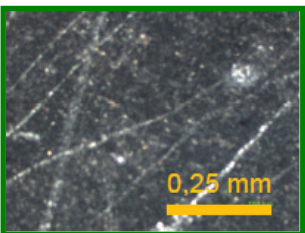
<b>Muestra FO0203D</b>	Chert, blanco grisáceo	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Desolación, costa NE-CDY	
<b>Composición</b>		
	<b>Matriz</b>	La matriz se vé gris "sucia". Esta formada pro cuarzo cripto y microcristalino
	<b>Fósiles</b>	Abundantes impresiones de formas ovoidales que se pueden distinguir claramente en algunos sectores del corte que corresponderían a caparazones de radiolarios. Miden de 0,05 a 0,15 mm de diámetro. Se observan deformados. Están rellenos de cuarzo microcristalino más grande que el de la matriz.
	<b>Estructuras</b>	Vetillas de distinto grosor que puede variar entre 0,02 a 1mm. Son de cuarzo y están plegadas. Pueden tener clorita y mica blanca. Suturas microestilolíticas, también parecen estar plegadas, truncan vetillas. Hay fracturas que miden entre 0,1 a 0,4 mm.
	<b>Otros</b>	Micas alineadas se pueden apreciar por todo el corte a nícoles cruzado. Escasos opacos.
<b>Observaciones</b>		

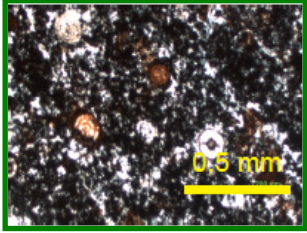
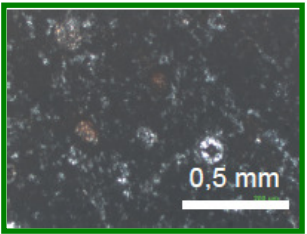
<b>Muestra FO0203E</b>	Chert, rojo	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Desolación, costa NE-CDY	
<b>Composición</b>		
	<b>Matriz</b>	De color rojo, los cambios de intensidad de este color definen bandas, cuando el color es menos fuerte se puede apreciar una matriz de cuarzo microcristalino (<0,004 mm). También se observa mica blanca.
	<b>Fósiles</b>	Estructuras circulares y elipsoidales algunas de las cuales conservan su ornamentación original, están por todo el corte. Su radio varía entre 0,05 a 0,15 mm. Los test están rellenos por cuarzo microcristalino principalmente (~0,01 mm). Algunos se ven alargados en la misma dirección en que se desarrollan las suturas.
	<b>Estructuras</b>	Vetillas de cuarzo microcristalino (< 0,01mm) y de mica blanca (0,01 mm).El ancho de la vetila es 0,2 mm. Presenta pequeñas suturas microestilolíticas que truncan las vetillas más gruesas, pero no a otras vetillas de 0,01 mm.
	<b>Otros</b>	Opacos de tamaño <0,01 mm.
<b>Observaciones</b>		

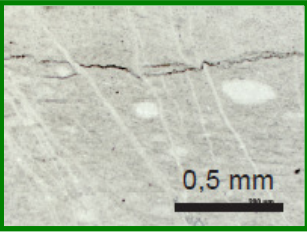
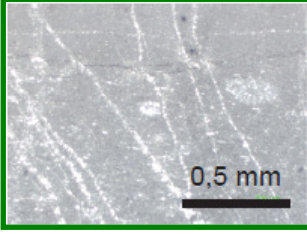
<b>Muestra FO0203F</b>	Chert, rojo	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Desolación, costa NE-CDY	
<b>Composición</b>		
	<b>Matriz</b>	Se vé de color gris rojiza, formada de cuarzo cipto a microcristalino
	<b>Fósiles</b>	Mas del 60% del corte transparente es abarcado por formas ovoidales de tamaño entre 0,1 a 0,2 mm. Hay otras formas triangulares con agujeros. Algunos conservan restos de ornamentación y están rellenos con cuarzo microcristalino. También se observan en un sector formas alargadas de 0,2 mm de largo por 0,01 mm de ancho.
	<b>Estructuras</b>	Atravesado por varias vetillas de cuarzo. que se cortan entre sí; miden entre 0,01 y 0,1 mm de ancho. Las más gruesas presentan cuarzo microcristalino en mosaico. Fracturas miden 0,02 mm a 1 mm.
	<b>Otros</b>	Algunos opacos. Sericita en vetillas de 0,02 mm y también diseminada por todo el corte de 0,01 mm promedio.
<b>Observaciones</b>	A nivel macroscópico, las fracturas parecen estar rellenas por óxidos, específicamente limonita.	

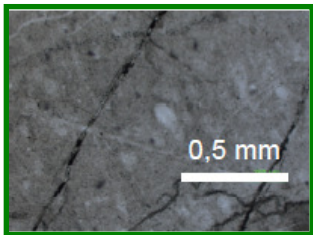
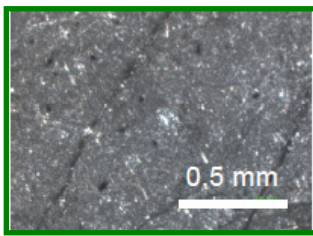
<b>Muestra DY997</b>	Chert, verde grisáceo	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Duque de York, Seno Francisco-CDY	
<b>Composición</b>		
	<b>Matriz</b>	De color girs claro a oscuro, se ve "sucia", y está formada por cuarzo criptocristalino y microcristalino,
	<b>Fósiles</b>	Se ven formas ovoidales de tamaño 0,05 a 0,2 mm; estas se aprecian como débiles impresiones que corresponderían a caparazones de radiolarios. Algunos presentan estructuras concéntricas. Se ven más claros que la matriz a nícoles paralelo. Estan rellenos por cuarzo microcristalino de granos un poco más grandes que los de la matriz. Están deformados en una dirección preferencial.
	<b>Estructuras</b>	Muchas vetillas de cuarzo de grosor entre 0,025 y 0,4 mm. Las vetillas se desarrollan en todas direcciones y por ende se cortan unas a otras. Presencia de Microestilolitos que truncan vetillas. También aparecen fracturas de entre 0,2 a 1 mm de ancho. Las vetillas más gruesas pueden presentan cuarzo en mosaico y cuarzo con hábito columnar.
	<b>Otros</b>	Zonas con gran cantidad de opacos, de 0,02 mm. Sericita de aproximadamente 0,005 mm diseminada
<b>Observaciones</b>		

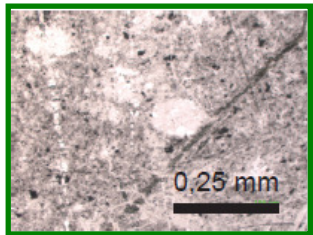
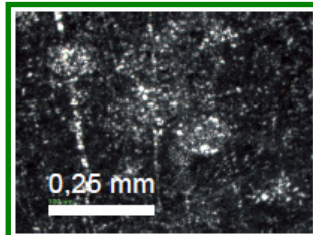
<b>Muestra FO0423</b>	Chert, blanco grisáceo verdoso	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Madre de Dios, extremo S-CDY	
<b>Composición</b>		
	Matriz	Es de color gris, formada por sílice cripto a microcristalino.
	Fósiles	Se ven estructuras alargadas y puntiagudas que no están dispuestas en una dirección preferencial, estas podrían ser espículas de esponja. A nícoles paralelo se observan formas ovoidales más claras que la matriz, miden entre 0,03 y 0,1 mm de diámetro, predominando los tamaños más pequeños. Están rellenos por sílice microcristalina, aunque se observa cierta extinción radial en algunas zonas lo que indicaría presencia de calcedonia. Algunos de los restos presentan estructuras concéntricas. Están algo deformados
	Estructuras	Vetillas de 0,02 mm, de cuarzo no son tan numerosas como en otras muestras usadas en este estudio. Varias suturas microestilolíticas en una dirección preferencial, salvo por un par que están dispuestas casi perpendiculares a las anteriores, conectándolas. Pátinas de óxidos. Fracturas de aproximadamente 0,2 mm.
	Otros	Sericita diseminada por todo el corte (tamaño < 0,01), están alineadas. Algunos opacos. En un sector del corte la sericita aparece se dispone en una dirección preferencial.
<b>Observaciones</b>	Es de los cortes con matriz mas fina de los usados en este trabajo.	

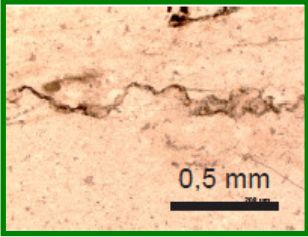
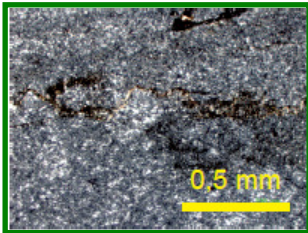
<b>Muestra MD6</b>	Chert, verde, gris	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Hija de Dios-CD	
<b>Composición</b>		
	Matriz	Se vé de color gris claro y está formada por cuarzo cripto a microcristalino
	Fósiles	Se observan impresiones difusas (fantasmas) de forma ovoidal que miden entre 0,1 y 0,2 mm que corresponderían a caparazones de radiolarios. Estan rellenos de cuarzo microcristalino de tamaño muy similar al de la matriz, lo que explica lo difícil que es localizarlos en la mayoría de los casos.
	Estructuras	Surcado por vetillas de cuarzo dispuestas en todas direcciones por lo que se cortan unas a otras, también pueden tener calcita. Las vetillas miden entre 0,02 y 0,5 mm . Las vetillas son truncadas por suturas microestilolíticas con clorita. Están dispuestas en una dirección preferencial.
	Otros	Sericita diseminada por todo el corte. Se observan cristales con forma de rombo presumiblemente dolomita.
<b>Observaciones</b>		

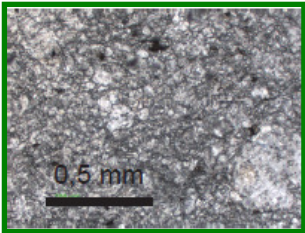
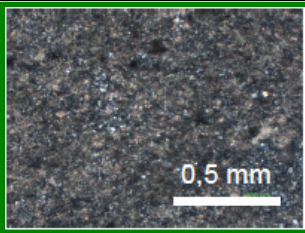
<b>Muestra MD10</b>	Chert , rojo
<b>Ubicación-Formación</b>	Punta NW de Isla Denaro-CD
<b>Composición</b>	
	<p><b>Matriz</b> En general oscura, negra a rojiza; a nícoles cruzado se vé más rojizo. Zonas más claras de la matriz dejan ver cuarzo microcristalino.</p>
	<p><b>Fósiles</b> Formas circulares y ovoidales de 0,16 mm, algunas muestran una estructura concéntrica. Presentan restos de ornamentación. Están rellenas por cuarzo microcristalino que contrasta con el de la matriz por ser cristales mas grandes. Algunos parecen estar oxidados, la intensidad del color rojo disminuye desde las pareces al centro de los ovoides.</p>
	<p><b>Estructuras</b> Fracturas de 1 mm. Muchas vetillas en todas las direcciones, de grosores que van entre 0,01 hasta 1 mm. Son de cuarzo en mosaico y también se observa calcita y clorita que en algunos casos presenta hábito acicular radial. Se observan en vetillas que son cortadas por otras desplazamientos aparentes a cada lado de la vetilla que corta, lo que podría estar indicando disolución por presión</p>
	<p><b>Otros</b> A nivel macroscópico con lupa de 10x se pueden apreciar pequeños cristales con aspecto de pirita (&lt;0,1mm).</p>
<b>Observaciones</b>	Matriz oscura puede ser producto de formación a partir de sedimentos ricos en materia orgánica.

<b>Muestra MD12</b>	Chert, verde
<b>Ubicación-Formación</b>	Punta NW de Isla Denaro-CD
<b>Composición</b>	
	<p><b>Matriz</b> De color blanco a gris claro, está formada por cuarzo cirpto a microcristalino</p>
	<p><b>Fósiles</b> A nícoles paralelo se observan impresiones débiles más claras que la matriz de formas ovoidales que podrían corresponder a caparazones de radiolarios. El diámetro de estas es de entre 0,03 a 1,2 mm. Están rellenos por cuarzo microcristalino apenas más gruesa que la matriz. Están deformados (alargados en una dirección y ocupan gran parte del corte.</p>
	<p><b>Estructuras</b> Vetillas de cuarzo, 0,01 y 0,3 mm. . Aparecen suturas microestilolíticas que se disponen en una dirección preferencial y que cortan las vetillas.</p>
	<p><b>Otros</b> Mineral con forma de rombo de tamaño ente 0,07 mm, posiblemente de dolomita. Sericita de tamaño de tamaño 0,01 mm. En y alrededor de algunas vetillas se observan parches de calcita que llegan a tener 0,05 mm por 0,05 mm.</p>
<b>Observaciones</b>	La elongación de los radiolarios deformados parece ser en el mismo sentido en que están dispuestas las suturas.

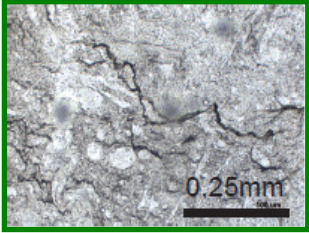
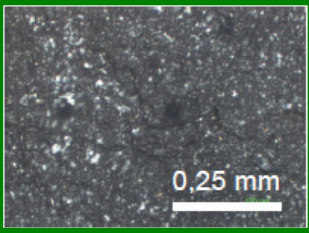
<b>Muestra MD9811A*</b>	Chert, verde gris
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Denaro-CD
<b>Composición</b>	
	<b>Matriz</b> La matriz es de sílice fino y está compuesta principalmente por cuarzo criptocristalino y microcristalino. Holosilíceica
	<b>Fósiles</b> Difusas impresiones ovoidales que corresponden a de caparazones de radiolarios. Estos miden entre 0,125 y 0,3 mm de diámetro. Rellenas de cuarzo microcristalino y calcedonia.
	<b>Estructuras</b> Afectado por vetillas de grosor entre 0,02 a 0,4 mm de cuarzo, que se cortan entre sí y las más gruesas tienen cuarzo en mosaico y calcedonia. Algunas tienen clorita. También hay fracturas de ancho $\leq 1$ mm. Suturas microestilolíticas pequeñas, que no parecen seguir una dirección preferencial; algunas tienen clorita.
	<b>Otros</b> Algunos opacos. Sericita, se ve que los cristales siguen una dirección preferencial.
<b>Observaciones</b>	A escala macroscópica se ve cubierto por una pátina negra. * A esta muestra no se le hizo geoquímica.

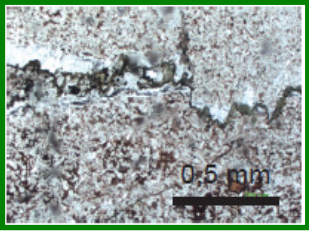
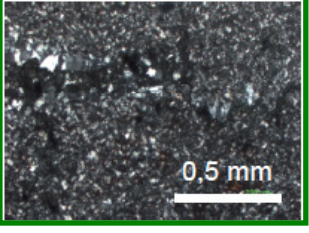
<b>Muestra MD9811C</b>	Chert, Negro
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla Denaro-CD
<b>Composición</b>	
	<b>Matriz</b> De color gris sucio, formada por cuarzo criptocristalino a microcristalino.
	<b>Fósiles</b> Presenta fantasmas de caparazones de radiolarios que se observan como estructuras ovales que miden entre 0,1 y 0,3 mm de diámetro. Están rellenos de cuarzo microcristalino un poco más grande que el de la matriz. Parecieran estar alargados (deformados) en una dirección preferencial.
	<b>Estructuras</b> Está atravesado por varias vetillas, rellenas por cuarzo en mosaico y algunos carbonatos, las más delgadas pueden medir 0,01 mm y las vetillas más gruesas 0,03 mm. Estas últimas son las que tienen cuarzo en mosaico y cortan a las vetillas más delgadas. Presenta suturas microestilolíticas con clorita. Se observan fracturas que cortan vetillas que se presentan un desplazamiento aparente a ambos lados de las discontinuidades.
	<b>Otros</b> Presencia de opacos de tamaño entre 0,05 y 0,1 mm. Vetillas cortan los opacos. Mica blanca escasa de 0,02 mm en vetillas, otras en las vetillas y también diseminadas por el corte.
<b>Observaciones</b>	Única muestra de chert de color negro entre todas las usadas en este trabajo

<b>Muestra MD11</b>	Chert, bandeado rojo/verde grisáceo	
<b>Ubicación-Formación</b>	Punta NW de Isla Denaro-CD	
<b>Composición</b>		
	<b>Matriz</b>	De color gris claro, formada por cristales criptocristalinos a microcristalinos
	<b>Fósiles</b>	Formas ovoidales de 0,1 mm, muy escasas. A nícoles cruzado no se observa contraste de tamaño del cuarzo al interior de estas con respecto a la matriz como suele ocurrir con las caparazones de radiolarios.
	<b>Estructuras</b>	Vetillas de cuarzo de ancho >0,05 mm. Las más gruesas tienen hasta 2 mm ambas son de cuarzo en mosaico. Se cortan unas a otras; siendo, en general, las más gruesas las que cortan a las más finas. A veces aparece en los bordes un mineral con clivaje posiblemente calcita. Aparecen también suturas microestilolíticas con clorita.
	<b>Otros</b>	Mica blanca de 0,005 mm o menos, diseminada por todo el corte. En general no se observan muchos opacos.
<b>Observaciones</b>		

<b>Muestra DA9805 B</b>	Chert, blanco gris	
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla a la entrada de Seno Pelantaro- CD?	
<b>Composición</b>		
	<b>Matriz</b>	Masa fina de sílice cripto a microcristalina
	<b>Fósiles</b>	Estructuras circulares que parecieran tener ornamentación de tamaño < 0,05 mm. Sus paredes no implican contraste con la matriz por lo que se cree que son producto de la realización del corte y no fósiles
	<b>Estructuras</b>	Múltiples suturas microestilolíticas de 0,1 mm de ancho, dispuestas en una dirección preferencial. Estas suturas truncan vetillas y encierran zonas de mayor alteración (con calcita, se observan clivajes).
	<b>Otros</b>	Mineral de alto relieve con forma de rombo, incoloro a verdoso, de tamaño 0,018 mm, diseminado por todo el corte.
<b>Observaciones</b>		



<b>Muestra DA9805 C</b>	Chert, gris negruzco
<b>Ubicación-Formación</b>	Isla a la entrada de Seno Pelantaro-CD?
<b>Composición</b>	
	Matriz      Cuarzo microcristalino <0,02 mm, prácticamente holosilíceo
	Fósiles      No se observan, formas que evidencien presencia de fósiles, lo que se justifica por el grado de recristalización de la muestra.
	Estructuras      Vetillas más gruesas llegan a medir 1,3 mm son de cuarzo en mosaico. Se observan fracturas de 0,5 mm, suturas microestilolíticas que truncan a las vetillas. Existen algunas vetillas que cortan las suturas
	Otros      Mucha mica blanca diseminada por todo el corte.
<b>Observaciones</b>	Se observan minerales color marrón con forma de rombo formando cúmulos, podrían ser carbonatos, posiblemente dolomita.

<b>Muestra MD9811 B</b>	Chert, rojo
<b>Ubicación - Formación</b>	Isla Denaro
<b>Composición</b>	
	Matriz      Cuarzo microcristalino de tamaño >0,01 mm que a nicoles paralelo se vé como escamas de color blanco (cristales de cuarzo) entre una matriz rojo oscura a negra.
	Fósiles      No se observan estructuras asociables a fósiles, esto es atribuible a que el grado de recristalización es alto, teniendo en cuenta que es una de las muestras con matriz silíceo más gruesa.
	Estructuras      Muchas vetillas, dispuestas en todas direcciones, miden entre 0,15 y 1 mm y son de cuarzo microcristalino. Se observa una sutura microestilolítica que trunca vetillas. Las suturas cambian de dirección en algunas zonas. Fracturas de aprox. 1mm de ancho
	Otros      Opacos.
<b>Observaciones</b>	A nivel macroscópico es posible apreciar que las zonas donde hay fracturas hubo disolución por presión, teniendo en cuenta el desplazamiento aparente observado entre las partes de las vetillas cortadas

## Anexo E: Base de datos de areniscas

Base de datos de areniscas usadas para realizar análisis con RNA. El subset 1 corresponde a elementos mayores, el subset 2 a elementos menores. Extraído de Lacassie et al., 2004 y Castillo 2008.

Grupo	subset		Sucesión sedimentaria	Referencia
	1 (Mayores)	2 (Trazas)		
<b>P1</b>	6		Promedios de areniscas de arcos de islas oceánicas	Bhatia(1983)
	33		Sedimentos marinos: Islas Solomon- Cuenca Woodlark	Crook et al. (1984)
	9		Fm. Baldwin-Gupo Tamworth (Australia)	Chappell (1968); Bathia (1985b)
	20	19	Terreno Brook St. (Nueva Zelanda)	Roser (unpubl. data).
	35	31	Terreno Maitai( Nueva Zelanda)	Roser y Korsch (1988); Roser (unpubl. data).
	23	24	Arco de islas Izu-Bonin (Japón)	Gill et al. (1994)
	6	6	Fm. Kays Creek, Terreno Caples (Nueva Zelanda)	Roser et al. (1993)
<b>Subtotal</b>	132	80		
<b>%</b>	14,1	11,2		
<b>P2</b>	31	26	Terreno Waipapa (Nueva Zelanda)	Roser y Korsch (1988); Palmer et al. (1995)
	35	34	Grupo North Range, Terreno Murihiku (Nueva Zelanda)	Roser et al. (2000a, 2002)
	46	46	Grupo Tuapeka (Nueva Zelanda)	Roser et al. (1993)
	24	24	Fm. Upper Peak y Fm. Bold Peak, Terreno Caples (N.Z.)	Roser et al. (1993)
	22		Complejo Uyak (Isla Kodiak, Alaska)	Conelly (1978)
	9		Sucesión Hill End (Australia)	Bhatia (1985b)
	6		Promedios de areniscas de arcos de islas oceánicas	Bhatia(1983)
	4		Fm. Balwin (Australia)	Chappell (1968)
<b>Subtotal</b>	177	130		
<b>%</b>	19,0	18,1		

Anexo E (continuación):

Grupo	subset		Sucesión sedimentaria	Referencia
	1 (Mayores)	2 (Trazas)		
P3	30	30	Kaihikuan-Warepan, Terreno Murihiku (Nueva Zelanda)	Roser et al. (2000a, 2002)
	256	292	Terreno Torlesse (Terrenos Rakaia y Pahau, N. Z.)	Roser et al. (1995a)
	7		Cuenca Hodgkinson (Australia)	Bhatia (1985b)
	14		Complejo Franciscan (California, U. S. A.)	Bailey et al. (1964)
	17		Shimanto Belt (Shikoku, Japón)	Shinjoe (1995)
	22		Montañas St.Ynez (California, U.S.A)	Van de Kamp et al. (1976)
	9		Holocene Sands (Cuenca Salton, California, U.S.A)	Van de Kamp et al., (1976)
<b>Subtotal</b>	355	322		
<b>%</b>	38,0	44,9		
Grupo	subset		Sucesión sedimentaria	Referencia
	1 (Mayores)	2 (Trazas)		
P4	14	14	Montañas Snowy (Australia)	Wyborn y Chappell (1983)
	82	82	Terreno Buller (Nueva Zelandia)	Roser et al. (1995b, 1996)
	14	14	Terreno Takaka (Nueva Zelandia)	Roser et al. (1995b, 1996)
	43		Grupo Tanabe (Honshu, Japón)	Roser et al. (2000b)
	20		Grupo Horton (Nova Scotia, Canada)	Murphy (2000)
	13		Grupo Libby Creek (Wyoming, U.S.A.)	Crichton y Condie (1993)
	8		Supergrupo Pongola (Sudáfrica)	Wronkiewicz y Condie (1987)
10		Sucesiones Bendigo y Cookman (Australia)	Bhatia (1983, 1985b)	
<b>Subtotal</b>	204	110		
<b>%</b>	21,9	15,3		

Anexo E continuación:

Grupo	subset		Sucesión sedimentaria	Referencia
	1 (Mayores)	2 (Trazas)		
No definido	7	7	Areniscas del Grupo Península Trinidad	Castillo (2008)
	8	8	Lutitas del Grupo Península Trinidad	Castillos(2008)
		4	Areniscas del Grupo Península Trinidad	Willan (2003)
		3	Areniscas del Grupo Le May	Willan (2003)
		3	Areniscas de la Formación Latady	Willan (2003)
	5	5	Areniscas del Complejo Duque de York	Lacassie et al. (2006)
	6	6	Lutitas del Complejo Duque de York	Lacassie et al. (2006)
	9	9	Areniscas del TPG	Castillo (2010)?
	9	9	Fangolitas del TPG	Castillo (2010)?
	12	12	Areniscas CDY	Este trabajo
	9	9	Fangolitas CDY	Este trabajo
<b>Subtotal</b>	65	75		
<b>%</b>	7,0	10,5		
<b>TOTAL</b>	933	717		

**Anexo F: Matrices de correlación.**

**Tabla F.1: Correlación de areniscas y lutitas.**

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

**Tabla F.2: Correlaciones solo areniscas.**

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

**Tabla F.3: Correlaciones solo argilitas.**

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