



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

ANÁLISIS DE PROVENIENCIA Y AMBIENTE DE DEPÓSITO DE LAS UNIDADES SEDIMENTARIAS DE LA ISLA DIEGO DE ALMAGRO (51'30°S)

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FRANCISCO JOSÉ PARRA ORTIZ

PROFESOR GUÍA:
MAURICIO CALDERÓN NETTLE

PROFESOR COGUÍA:
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ
JACOBOUS LE ROUX

SANTIAGO DE CHILE

2015

Resumen

En este trabajo se presentan nuevas características petrográficas y geoquímicas de las rocas asignadas al Complejo Duque de York (CDY) en la isla Diego de Almagro, ubicada en la Patagonia Chilena. Este complejo es parte del Terreno Madre de Dios (TMD), el cual también incluye a las Calizas Tarlton (calizas cuya formación se ha atribuido a ambientes de latitudes bajas) y al Complejo Denaro (basaltos de fondo oceánico). El CDY es una sucesión metasedimentaria de areniscas y lutitas con una extensión latitudinal de más de 400 km, el cual ha sido interpretado como depósitos turbidíticos en el margen paleo-Pacífico de Gondwana en el Paleozoico tardío.

Las muestras analizadas incluyen areniscas, lutitas y calizas, las cuales cubren la mayor parte del área de estudio. Para las areniscas, se realizaron conteos modales y análisis geoquímicos para determinar la fuente y el régimen tectónico de la cuenca de depósito. En total se estudiaron 46 cortes transparentes, 13 análisis de recuentos modales y 5 análisis geoquímicos.

Las características petrográficas y geoquímicas del CDY evidencian una historia que es congruente con sedimentos generados a partir de la erosión de las raíces profundas de un arco volcánico, el cual expone rocas plutónicas faneríticas. Dicho arco se ubica potencialmente en un margen continental activo. La geoquímica de las rocas terrigenoclasticas evidencia una fuente ígnea común, de composición félsica a intermedia, depositadas en un margen continental activo.

Por su parte, todas las rocas carbonatadas estudiadas presentan diagénesis, por lo que no es posible determinar su ambiente deposicional. Escasos aloquemos (bioclastos) encontrados en algunas muestras de rocas carbonatadas permite correlacionar esta unidad con aquellas que afloran en la isla Madre de Dios, pues corresponden a fósiles marinos someros.

Finalmente, se hicieron comparaciones entre las muestras estudiadas y aquellas analizadas en otros estudios realizados tanto en la Patagonia como en la Antártica. Se confirma, en base a la petrografía y geoquímica, las características comunes que existen entre el CDY y el GPT (Grupo Península Trinidad) en la Antártica, lo que refuerza la idea de un depósito y fuente común entre ambos.

Dedicatoria

Esta tesis está dedicada a mi familia. En particular por las circunstancias a mis padres quienes me apoyan incondicionalmente. Gracias por todo.

Agradecimientos

Agradezco a mi familia, amigos, docentes y todas las personas las cuales de un modo u otro han enriquecido mi estancia en la universidad. A mis padres por todo, a los compañeros desde el colegio hasta la etapa actual.

Tuve el privilegio de conocer a personas maravillas en la universidad. Me gustaría mencionar a los cabros que han hecho todo el aguante por llegar hasta acá. Al Juanfi por todo lo vivido, a Gómez por lo enseñado, a Flowers, el gordo, Chumis por haber recuperado nuestra amistad, la Dani, el Pelao, la María Juana, a la Vale por haber sido parte del viaje más maravilloso de mi vida, a los tecornofi, Nico y Paulo, los cabros MH y todos quienes me hayan ayudado con buena onda y amistad.

Agradezco a mi hermana por estar siempre ahí, aun cuando vivimos dos años separados. Tu vuelta nos llena de esperanza a todos.

Agradezco también a la Blanca y al Quilo, por ser los más grandes.

A los chicos de Plan común, con los cuales compartí el sacrificio del estudio y la belleza del carrete. Al ratón y al Alfonso por ser unos bacanes, a Lequesne por las locuras. Al Seba por su sabiduría y compañía. También a los chicos del fin del mundo.

Agradezco también a Leonardo por mantener la amistad hasta el día de hoy. También a los profesores de mi comisión, los cuales han sido fuente de sabiduría y comprensión. En particular al Caldera, por haberme apoyado en el momento más difícil. También a Pancho por la inspiración, al igual que Reynaldo y Jacobous. Unos verdaderos maestros.

Agradezco al Proyecto Anillo ACT-105 por haber brindado los cortes y los análisis geoquímicos de esta investigación.

Agradezco a Centre Terre, por haberme dado la posibilidad de viajar a la isla más maravillosa. Al Pedro y María Paz, por haber sido la mejor compañía, a Dan y el resto de los miembros de la expedición.

Agradezco también a mis primos Alejandra, Joselo y Ariel. También a mi tía, la cual atraviesa un difícil periodo el cual ha enfrentado con la máxima valentía.

A los amigos que he conocido fuera de la U, quienes hacen de la vida un eterno aprendizaje. Mención especial para los pichis.

Gracias a todos por hacerme ser quien soy.

Tabla de Contenido

Contenido

Resumen.....	1
Dedicatoria	2
Agradecimientos.....	3
Tabla de Contenido	4
Índice de Tablas	6
Índice de Ilustraciones	7
I. Introducción.....	11
I.1 Formulación del estudio propuesto	11
I.2 Objetivos generales	13
I.3 Objetivos específicos.....	13
I.4 Hipótesis de trabajo	13
I.5 Metodología	13
I.5.1 Campaña de terrenos.....	14
I.5.2 Selección de muestras.....	17
I.5.2.1 Grupo 1: Muestras del seno Abraham	17
I.5.2.2 Grupo 2: Muestras del seno Pelantaro	19
I.5.2.3 Grupo 3: Muestras del seno Huemul	20
I.5.3 Preparación de muestras	21
I.5.4 Laboratorio y gabinete	21
II. Marco Geológico.....	22
II.1 Complejo Denaro (CD)	22
II.2 Calizas Tarlton (CT).....	22
II.3 Complejo Duque de York (CDY)	23
II.4 Complejo metamórfico Diego de Almagro (CMDA).....	24
II.5 Zona de cizalle de Seno Arcabuz (ZCSA)	25
II.6 Batolito Surpatagónico (BSP)	26
III. Petrografía.....	30
III.1 Petrografía de areniscas	30
III.1.1 Textura.....	31
III.1.2 Composición General.....	32
III.2 Petrografía de lutitas.....	36
III.3 Petrografía de rocas carbonatadas.....	37

IV. Marco Teórico.....	39
IV.1 Análisis de proveniencia sedimentaria.....	39
IV.1.1 Análisis petrográfico	39
IV.1.1.1 Recuentos modales	39
IV.1.1.2 Clasificación de ambientes tectónicos.....	40
IV.1.2 Análisis geoquímicos	42
IV.1.2.1 Discriminación de ambientes tectónicos	42
IV.1.2.2 Elementos mayores.....	43
IV.1.2.3 Elementos traza.....	45
Resultados	47
V.1 Composición Mineralógica.....	47
V.2 Geoquímica	49
V.2.1 Geoquímica en areniscas	49
V.2.1.1 Elementos mayores.....	49
V.2.1.1 Elementos trazas.....	52
V.2.1.2 Efectos de la meteorización.....	52
V.2.1.3 Proveniencia y marco tectónico	54
Discusión	61
VI.1 Proveniencia sedimentaria de las areniscas del CDY.....	61
VI.1.1 Petrografía y composición modal de areniscas	61
VI.1.2 Geoquímica	61
VI.1.3 Caracterización de la fuente y régimen tectónico de depósito	62
VI.3 Comparación entre muestras del Complejo Duque de York y complejos equivalentes de la Patagonia y Antártica	63
VI.4 Características de la fuente sedimentaria del Complejo Duque de York	71
VI.3 Análisis de petrofacies, comparación modal e interpretaciones paleogeográficas...72	72
VI.4 Comparación entre muestras de las Calizas Tarlton y la influencia del Batolito Patagónico en el Metamorfismo	75
VII. Conclusiones	77
Bibliografía	79
Anexo 1: Ubicación de muestras y análisis realizados.....	86
Anexo 2: Descripción de Cortes	88
Rocas carbonatadas.....	88
Rocas siliciclásticas	100
Anexo 3: Geoquímica, elementos mayores y trazas.....	122

Índice de Tablas

Tabla III.1: Coeficientes de las funciones discriminantes de ambiente tectónicos de Roser y Korsch (1988).....45

Tabla V.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.....47

Tabla V.2: Porcentaje de elementos mayores para las muestras analizadas. Todas son clasificadas como areniscas. Las cuatro primeras provienen del Seno Abraham, mientras que la 23FM9 proviene del Seno Huemul.....50

Índice de Ilustraciones

- Figura I.1: Mapa de la costa suroeste de América del Sur. Se muestran la zona de estudio y el contexto geológico. Modificado de Sernageomin, 2002.....15*
- Figura I.2: Mapa esquemático de la Isla Diego de Almagro con las zonas de muestreo y las unidades geológicas presentes en la isla La subdivisión del CMDA (Complejo Metamórfico Diego de Almagro) fue tomada de Nogueira, 2010.....16*
- Figura I.3: Mapa geológico esquemático de la zona del Seno Abraham y alrededores. En los recuadros se pueden observar las áreas de muestreo y los códigos de muestras.....18*
- Figura I.4: Mapa esquemático de la zona del Seno Pelantaro, con ubicación, datos estructurales y códigos de las muestras de arenisca obtenidas.....19*
- Figura I.5: Mapa de la zona de Seno Huemul con ubicación y códigos de las muestras de las cuales se seleccionaron las que se estudian en este trabajo.....20*
- Figura II.1: Afloramientos del Seno Abraham. A. Vista NS del Batolito Patagónico. B. Contacto Tectónico entre las CT y CDY. C. Mármoles grises de carácter masivo. D. Intercalación entre las areniscas y lutitas del CDY.....27*
- Figura II.2: Afloramientos del Seno Pelantaro. A. Vista NS de las Calizas Tarlton, donde se puede apreciar su carácter masivo y del Batolito Patagónico. B. Lutitas intercaladas con las areniscas, donde se puede apreciar la foliación con su respectivo rumbo y manteo C. Fósil (Colonia de Bryozoas encontrado en las CT). D. Marcas de erosión de las CT.....28*
- Figura II.3: Afloramientos del Seno Huemul. A. Vista panorámica del CDY. Al fondo se encuentra la ZCSA. B. Estratificación cruzada en las metasedimentitas C. Intercalación de areniscas y lutitas. D. Alteración de areniscas.....29*
- Figura III.1: Imágenes de Cortes Transparentes (Nicoles Cruzados) de las principales muestras extraídas del Seno Abraham. A. 11FM1. B. 18FM1. C. 18FM3. D. 18FM5.....31*
- Figura III.2: Imágenes de Cortes Transparentes (Nicoles Cruzados) de las principales muestras extraídas del Seno Huemul. A. 20FM1. B. 23FM1. C. 23FM9. D. 24FM1.....32*
- Figura III.3: Triángulo de clasificación de areniscas, en función de las cantidades de cuarzo, feldspatos y líticos, de acuerdo a Folk, 1980.....33*
- Figura III.4: Fotomicrografía de arenisca de la zona estudiada. A la izquierda, 18FM3 (Seno Abraham), a la derecha, 23FM9 (Seno Huemul).....34*
- Figura III.5: Fotomicrografía de arenisca de Seno Abraham y Huemul. A: Seno Abraham – Muestra 23FM1 y B: Seno Huemul – Muestra 20FM1.....35*

<i>Figura III.6: Microfotografías de areniscas del CDY. A: Lítico Sedimentario. B: Lítico Metamórfico.....</i>	<i>35</i>
<i>Figura III.7: Microfotografías de lutitas del CDY. A: Indicador Cinemático y Oxidación. B: Cambio en la composición de la matriz. C: Vetilla y aloquemos (bioclasto) presente. D: Contacto que representa un cambio en la matriz (micrítica – arenosa).....</i>	<i>36</i>
<i>Figura III.8: Microfotografías de Rocas Carbonatadas, resaltando sus características más importantes. A: Bandeamiento en caliza recristalizada. B: Contraste entre micrita y esparita. C: Mármol encontrada en Seno Abraham, próximo al BP. D: Foraminífero encontrado en muestra de Seno Huemul. E: Aloquemos recristalizados. F: Bioclasto no identificado.....</i>	<i>38</i>
<i>Figura IV.1: Diagramas triangulares de Dickinson et al. (1983) para discriminar ambiente tectónico de proveniencia de sedimentos terrígeno-clásticos.....</i>	<i>42</i>
<i>Figura IV.2: Diagrama químico bivariante SiO₂ vs. K₂O/Na₂O de Roser y Korsch (1986). PM: margen pasivo; ACM: margen continental activo; ARC: arco oceánico de islas.....</i>	<i>44</i>
<i>Figura IV.3: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada.....</i>	<i>45</i>
<i>Figura V.1: Resultados de conteos modales graficados en el diagrama QFL. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983).....</i>	<i>48</i>
<i>Figura V.2: 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 V.1.....</i>	<i>49</i>
<i>Figura V.3: Distribución de las areniscas de la IDA (Isla Diego de Almagro) en los diagramas de clasificación de rocas sedimentarias propuesto por Herron (1988).....</i>	<i>51</i>
<i>Figura V.4: Distribución de las areniscas de la IDA (Isla Diego de Almagro) en los diagramas de clasificación de rocas sedimentarias propuesto por Pettijhon (1972).....</i>	<i>51</i>
<i>Figura V.5: Patrón de elementos REE de las areniscas de la IDA normalizados a condritos.....</i>	<i>52</i>
<i>Figura V.6: Diagrama SiO₂ vs. Índice de Alteración Química (CIA) de Nesbitt y Young (1982). CIA = (A/A+CN+K)*100. A = (Al₂O₃/101,96). CN = ((CaO/56,08)-(P₂O₅/141,948)*3,333)+ Na₂O/61,9796). K = K₂O/94,08.....</i>	<i>53</i>
<i>Figura V.7: Diagrama en proporciones moleculares A-CN-K de Nesbitt y Young (1984, 1989), (proporciones moleculares). A = Al₂O₃; CN = CaO*+Na₂O, donde CaO* = (CaO)- (P₂O₅)*3,333; K = K₂O. WL = Línea de alteración de los feldespatos (Nesbitt y Young, 1984). Se han proyectado promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Grt,</i>	

granito; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; Gab, gabro. Símbolos como en la Figura V.6.....54

Figura V.8: 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).....55

Figura V.9: 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.....56

Figura V.10: Diagrama discriminante Hf vs. La/Th modificado por Gu et al. (2002) a partir del diagrama de Floyd y Leveridge (1987). Los cuadrados rojos son promedios de corteza continental inferior (CCI) y corteza continental superior (CCS).....57

Figura V.11: Diagrama Al_2O_3 - TiO_2 -Hf, modificado por Lacassie (2003) de García et al. (1994).....58

Figura V.12: 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).....59

Figura V.13: 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.....60

Figura VI.1: Resultados de la sobreposición de conteos modales de Faúndez (2002), Lacassie (2003), Quezada (2010), Castillo (2011) y este trabajo en el diagrama QFL. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983).....64

Figura VI.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 $CaO^* = (CaO) - (P_2O_5) * 3,333$; K = K_2O . WL = Línea de alteración de los feldespatos (Nesbitt y Young, 1984). Se han proyectado las muestras de los trabajos indicados en la figura; así como los promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Grt, granito; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; Gab, gabro.....65

Figura VI.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 (sólo areniscas) de Faúndez et al. (2002), Lacassie et al. (2006), Quezada, 2010 y Castillo, 2011. 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).....66

Figura VI.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.....67

Figura VI.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); Quezada (2010) y Castillo (2011). Símbolos como en la Figura Anterior.....68

Figura VI.6: Diagrama Al₂O₃-TiO₂-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); Quezada (2010) y Castillo (2011). Símbolos como en la Figura VI.2.....69

Figura VI.7: Diagrama discriminante Co/Th vs. La/Sc (Floyd y Leveridge, 1987). Se proyectan tanto las muestras de este estudio como las de los trabajos de Faúndez et al. (2002); Lacassie et al. (2006); Quezada (2010) y Castillo (2011). 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 VI.3.....70

Figura VI.8: Diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Se proyectan tanto las muestras de este estudio como las de los trabajos de Faúndez et al. (2002); Lacassie et al. (2006); Quezada (2010) y Castillo (2011). Además, 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 VI.3.....71

Figura VI.9: Reconstrucción del Triásico del margen Suroccidental de Gondwana. En negro la zona de estudio. En rojo la fuente encontrada en TFIMC. Se muestra Choiyoi y el Macizo Norpatagónico. En la tabla se muestran los valores de eHf y su marcada sobreposición entre las fuentes y el CDY.....72

Figura VI.10: A: Mapa geográfico de la Patagonia junto a la ubicación de las petrofacies más importantes. B: Triángulo modal con la identificación de las petrofacies.....74

Figura VI.11: Zona de estudio principal. La línea roja corresponde a la transecta que representa el perfil esquemático que muestra la imagen. Los cortes transparentes representan la posible influencia del Batolito Patagónico, en cuanto a la mineralogía y/o metasomatismo de las calizas y areniscas. El batolito aflora en el extremo NE del mapa presentado. Simbología como en la Figura I.2.....76

I. Introducción

I.1 Formulación del estudio propuesto

El basamento de los Andes Patagónicos está compuesto por un ensamble de complejos acrecionarios que se forman en el margen paleo-pacífico de Gondwana, principalmente de edades que van desde el Paleozoico tardío al pre – jurásico temprano, los cuales se diferencian por complejas historias estructurales y metamórficas (e.g., Riccardi, 1971; Forsythe y Mpodozis, 1979; Forsythe, 1982; Dalziel y Forsythe, 1985; Hervé, 1988; Hervé et al., 1999a; Willner et al., 2000; Thomson y Hervé, 2002, Hervé et al., 2003; Ramírez-Sánchez et al., 2005; Augustsson et al., 2006; Calderón et al., 2007; Hervé et al., 2008; Hervé et al., 2010; Sepúlveda et al., 2011). Dichos complejos se constituyen principalmente por rocas terrígeno – clásticas, con intercalaciones de calizas (Augustsson y Bahlburg, 2003; Lacassie, 2003). Diversos resultados han sugerido que estos complejos son parte de terrenos con historias estructurales, deposicionales y metamórficas diferentes (Hervé et al, 1988; Bell y Suárez, 2000; Lacassie, 2003). Uno de estos complejos corresponde al Terreno Madre de Dios (TMD, Ramos, 1988; Hervé y Mpodozis, 2005, Sepúlveda et al., 2008), el cual forma parte de los afloramientos más occidentales del basamento Patagónico. Estos se extienden desde la isla Mornington ($49^{\circ}20' - 50^{\circ}00'S$), la isla Diego de Almagro ($51^{\circ}13' - 51^{\circ}40'S$), las islas Diego Ramírez y Contreras ($51^{\circ}40' - 52^{\circ}10'S$), y las islas Recalada y Desolación ($52^{\circ}40' - 53^{\circ}25'S$). En este trabajo, se utilizará la denominación “Terreno de Madre de Dios” (TMD), en el sentido de Sepúlveda (2011), la cual permite destacar la característica única dentro de la Patagonia de este terreno.

La isla Diego de Almagro (lat $51^{\circ}30'S$) es una isla remota en el archipiélago de Magallanes, ubicada al oeste de la cordillera de Sarmiento. La primera investigación de la geología de la isla por Cecioni (1955) indicó la presencia de rocas paleozoicas. La isla pertenece a una faja semicontinua de rocas metamórficas de bajo grado, las cuales constituyen una gran parte de la Cordillera Costera de Chile entre los $26^{\circ}S$ y los $54^{\circ}S$. Este basamento se considera que representa un sistema extendido de complejos acrecionarios fósiles desarrollados en el margen occidental de Gondwana durante el Paleozoico tardío y el Mesozoico temprano (Hervé, 1988). Sin embargo, aún se desconocen las claves respecto a la evolución geodinámica y al contexto paleogeográfico en que éstas se desarrollaron (e.g., Hervé y Mpodozis, 2005). Si bien se ha considerado que el TMD representaría parte de un prisma de acreción construido en el margen paleo-pacífico de Gondwana en el Paleozoico Superior – Mesozoico temprano (Forsythe y Mpodozis, 1979; Hervé et al., 1981; Dalziel, 1982; Forsythe y Mpodozis, 1983; Sepúlveda, 2008), se desconocen las conexiones/relaciones originales entre el TMD y el resto de las unidades presentes en la Patagonia extra-andina. Sumado a lo anterior, contribuye a esta incógnita la intrusión meso – cenozoica del Batolito Patagónico (Pankhurst et al., 1999; Herve et al., 2007b; Sepúlveda, 2011), el cual separa los dominios paleozoicos de la patagonia austral.

De este modo, los análisis de proveniencia y de la geoquímica de las muestras de la isla Diego de Almagro 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 Patagonia, así como con las que afloran en la península Antártica, las que pueden tener consecuencias sobre la configuración geográfica de Gondwana previo a su rompimiento.

Con posterioridad al estudio de Cecioni (1955, 1956), Forsythe y Mpodozis (1979, 1983) efectuaron un estudio geológico de mapeo regional del archipiélago Madre de Dios, indicando que el basamento que aflora está formado por tres unidades tectono-estratigráficas, las cuales presentan frecuentemente contactos del tipo tectónico. Éstas son el Complejo Denaro (CD), las Calizas Tarlton (CT) y el Complejo Duque de York (CDY), los cuales serán descritos en detalle en el Marco Geológico (Capítulo II).

Afloramientos de las mismas unidades se encuentran en la zona del estrecho Nelson, en la isla Diego de Almagro, 100 km al sur del archipiélago Madre de Dios, donde están en contacto tectónico con rocas jurásicas del Complejo Metamórfico Diego de Almagro (CMDA) a lo largo de la Zona de Cizalle del Seno Arcabuz (Forsythe et al., 1981; Olivares et al., 2003). Forsythe (1981) fue el primero en notar la existencia del CMDA, donde afloran esquistos azules, los cuales son considerados del Pre-Jurásico Tardío en edad.

El Complejo Denaro representaría el piso oceánico sobre el cual se depositaron las Calizas Tarlton. Éstas últimas se habrían dispuesto en un monte submarino o en un ridge mid-oceánico somero. Ambas unidades se encontrarían sobrepuestas de manera disconforme por la sucesión de turbiditas del Complejo Duque de York (Hervé y Fanning, 2003b).

Las reconstrucciones paleogeográficas más recientes para el Pennsylvaniano y el Pérmico Temprano (e.g., Torsvik y Cocks, 2004; Veevers, 2004; Cocks y Torsvik, 2006; Cawood y Buchan, 2007; Blakey, 2007) posicionan el área del margen de Gondwana donde se emplaza actualmente el archipiélago Madre de Dios en una alta latitud austral, muy lejos de la zona tropical en donde se espera que se formen calizas marinas con asociaciones faunísticas como las encontradas en las CT (Douglass y Nestell, 1976; Lacassie, 2003). Este antecedente, junto al ambiente oceánico para el depósito coetáneo de las CT y del CD llevaron a Forsythe y Mpodozis (1983) a sugerir que tales unidades comenzaron a acumularse en latitudes menores siendo luego transportadas, debido al desplazamiento del fondo oceánico, hacia latitudes altas donde fueron incorporadas junto al CDY dentro de un prisma de acreción en el margen paleopacífico de Gondwana.

El objetivo de este trabajo es obtener nuevos datos de las rocas sedimentarias del TMD, en particular de aquellas que se encuentran correlacionadas con el CDY, analizando su proveniencia sedimentaria, para obtener nueva información respecto a su ambiente de formación y la forma en como ésta se acrecionó al margen sudoccidental de Gondwana durante el Paleozoico tardío - Mesozoico, usando nuevos datos de terreno, conteo modal, geoquímica y una revisión bibliográfica profunda.

I.2 Objetivos generales

El objetivo principal de este trabajo consiste en determinar la proveniencia sedimentaria del CDY y la naturaleza de los contactos con las otras unidades tectono-estratigráficas que afloran en la isla Diego de Almagro

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 TMD.
- Generar un control geográfico y geológico de las muestras analizadas.
- Discriminar con criterios petrográficos y geoquímicos la proveniencia y/o ambiente de depósito de las rocas estudiadas.

I.4 Hipótesis de trabajo

Las hipótesis de trabajo bajo las cuales se basará esta investigación son las siguientes:

1. Las unidades que afloran al sur del archipiélago Madre de Dios y en la isla Duque de York tienen un origen común con las del CDY, CD y se depositaron en los mismos rangos de tiempo.
2. Este origen común se traduce en similitudes geoquímicas y mineralógicas y fosilíferas de las unidades asignadas al CDY y CD y que afloran en la isla Diego de Almagro.
3. La geoquímica permite discriminar entre fuentes de sedimentos.
4. Las Calizas Tarlton corresponden a un ambiente marino somero de plataforma.
5. El TMD tiene característica de un prisma de acreción

I.5 Metodología

Con el propósito de realizar una caracterización detallada de las unidades muestreadas, es necesario desarrollar las siguientes actividades:

- Realizar un mapeo geológico de las unidades tectono-estratigráficas que componen la isla Diego de Almagro para reconocer las litologías y contactos. Tomar muestras de roca, para realizar cortes transparentes y análisis geoquímicos.

- Petrografía de las rocas recolectadas: estudio de cortes transparentes de las muestras y apoyar el reconocimiento de facies. Determinar también la mineralogía y microestructuras para determinar el tipo y grado de metamorfismo.
- Geoquímica de roca total: Elementos mayores, trazas
- Realizar un mapeo de estructuras (foliaciones, crenulaciones, estructuras mayores y correlacionarlas para determinar los distintos eventos de deformación)

Se estudiaron muestras recolectadas en terreno durante la campaña de febrero del año 2014 en el contexto de la expedición de la asociación “Centre Terre”, denominada “Última Patagonia 2014”, la cual tenía como objetivos principales el mapeo y estudio de las cuevas kársticas presentes en la zona. El contexto geológico desde donde se desarrolla la zona de estudio se muestra en la Figura I.1, mientras que la ubicación de las zonas de muestreo se grafican en la Figura I.2. Las metodologías utilizadas para determinar la proveniencia sedimentaria se explicarán en el Capítulo II (Marco Teórico).

I.5.1 Campaña de terrenos

Se realizó una campaña a la Isla Diego de Almagro, durante la cual se obtuvieron muestras del Complejo Duque de York para estudios de proveniencia sedimentaria, así como la observación de afloramientos, estructuras y relaciones de contacto. También se obtuvieron muestras de las Calizas Tarlton para la obtención de cortes transparentes, y de acuerdo a su grado de cristalización, utilizarlas para estudios de microfacies. Ambos tipos de muestra se obtuvieron de distintas áreas de la isla (Figura I.2).

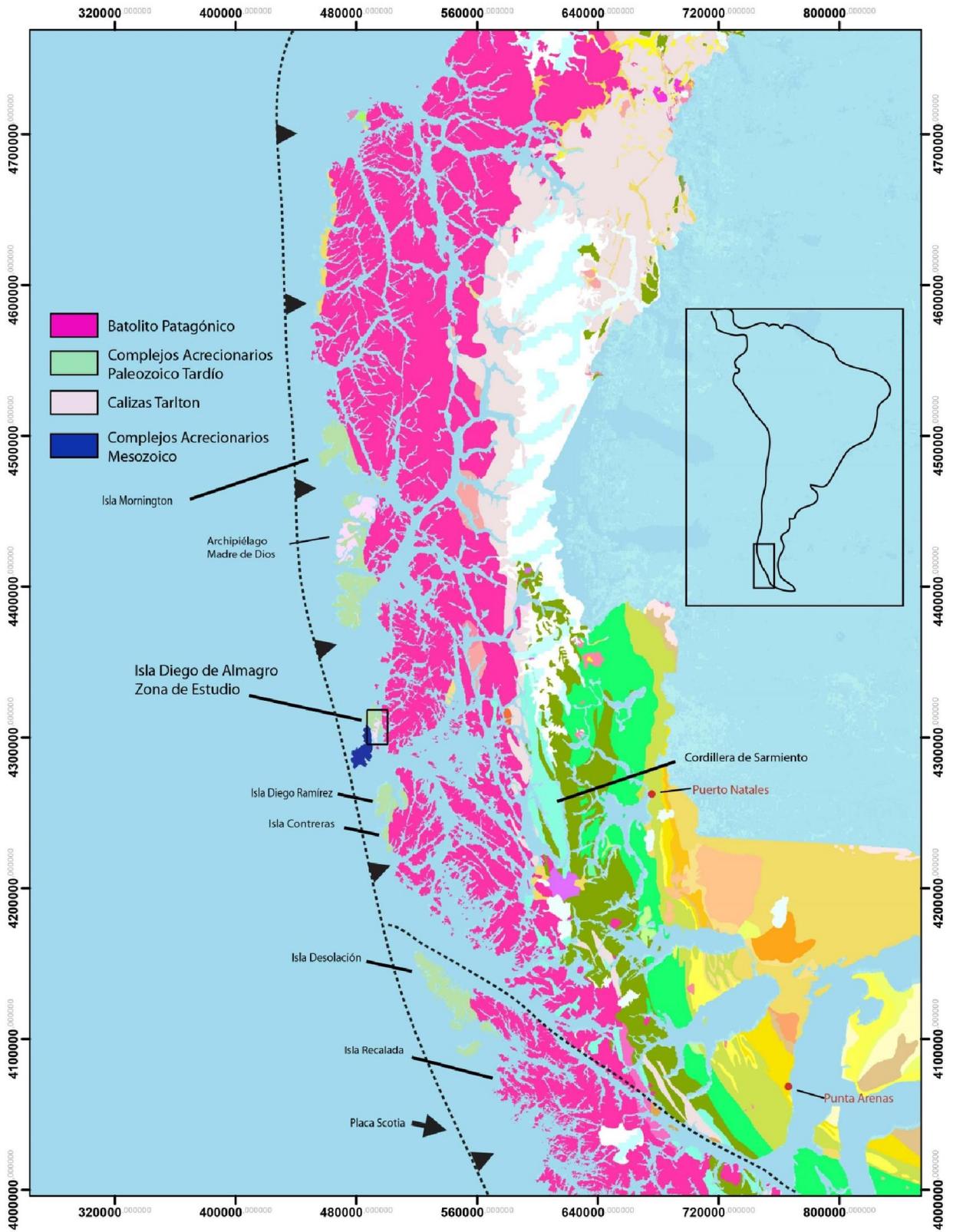


Figura I.1: Mapa de la costa suroeste de América del Sur. Se muestran la zona de estudio y el contexto geológico. Modificado de Sernageomin, 2002.

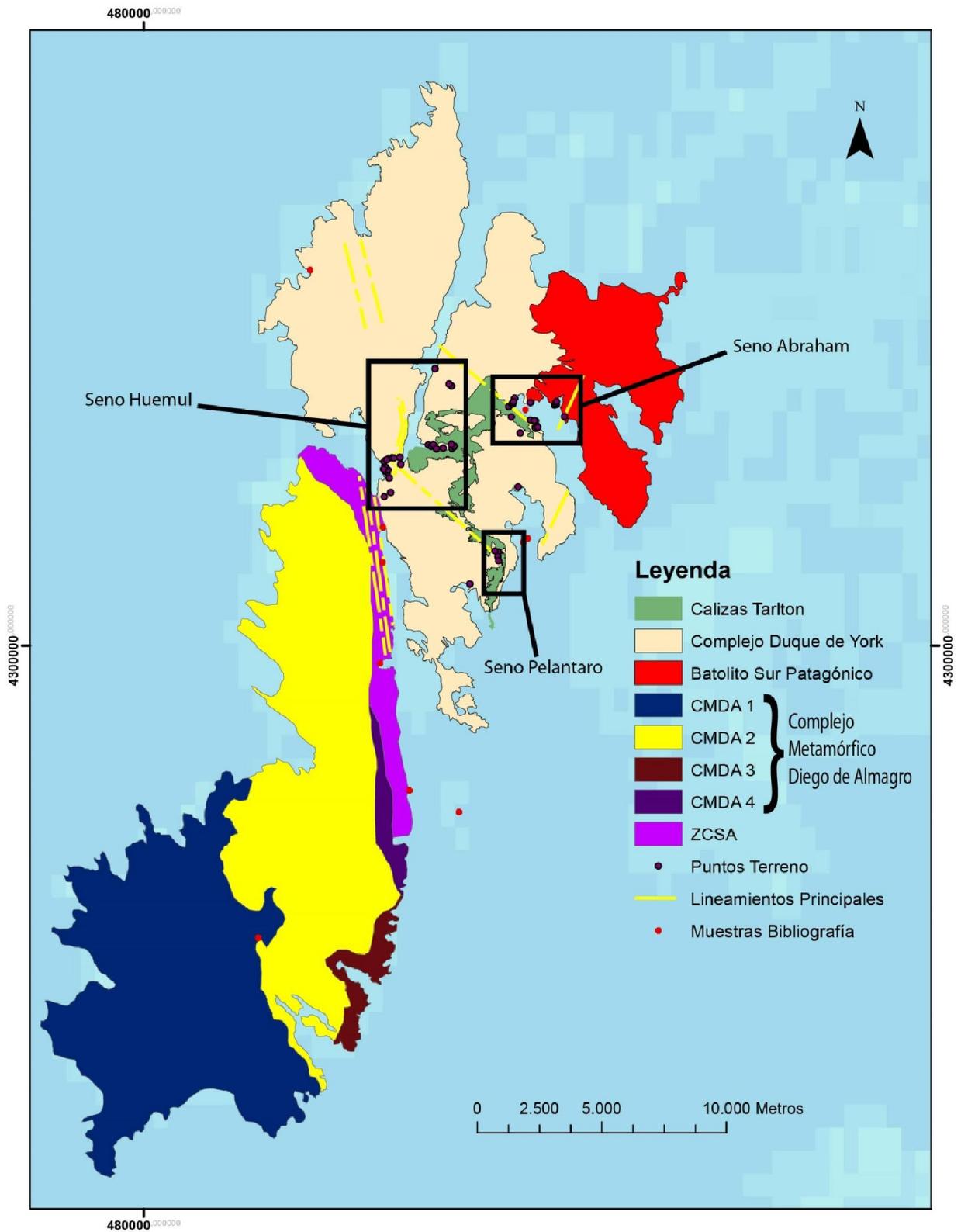


Figura I.2: Mapa esquemático de la isla Diego de Almagro con las zonas de muestreo y las unidades geológicas presentes en la isla. La subdivisión del CMDA (Complejo Metamórfico Diego de Almagro) fue tomada de Nogueira (2010) y se encuentra detallada en el Marco Geológico (Capítulo II).

I.5.2 Selección de muestras

Como resultado de la revisión de muestras recolectadas en la campaña de terreno, se separó una selección de 16 areniscas, 5 wackas y 10 lutitas y 7 calizas y 6 mármoles. 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 zona, cantidad y tipo de muestra. Las muestras fueron clasificadas de acuerdo a la localidad en la cual fue extraída, mientras que la rotulación se realizó de acuerdo al día de extracción en terreno.

I.5.2.1 Grupo 1: Muestras del seno Abraham

Ubicado en el sector central de la isla, el seno Abraham constituyó el campamento base de la expedición Última Patagonia 2014. De aquí proviene el grupo mayoritario de muestras. Corresponden a 9 muestras de areniscas, 10 muestras de lutitas y 5 muestras de mármol. Los afloramientos de areniscas y lutitas consistían en sucesiones de cientos de metros de espesor en las que se alternaban dichas rocas. En terreno predominaba el color negro, con marcas que indican oxidación, la cual oblitera la textura original de la roca. La estratificación de las lutitas se encontraba orientada en dirección NW-SE (Figura I.2), con manteos que variaban entre 90 y 45°E, haciéndose subverticales al final del seno.

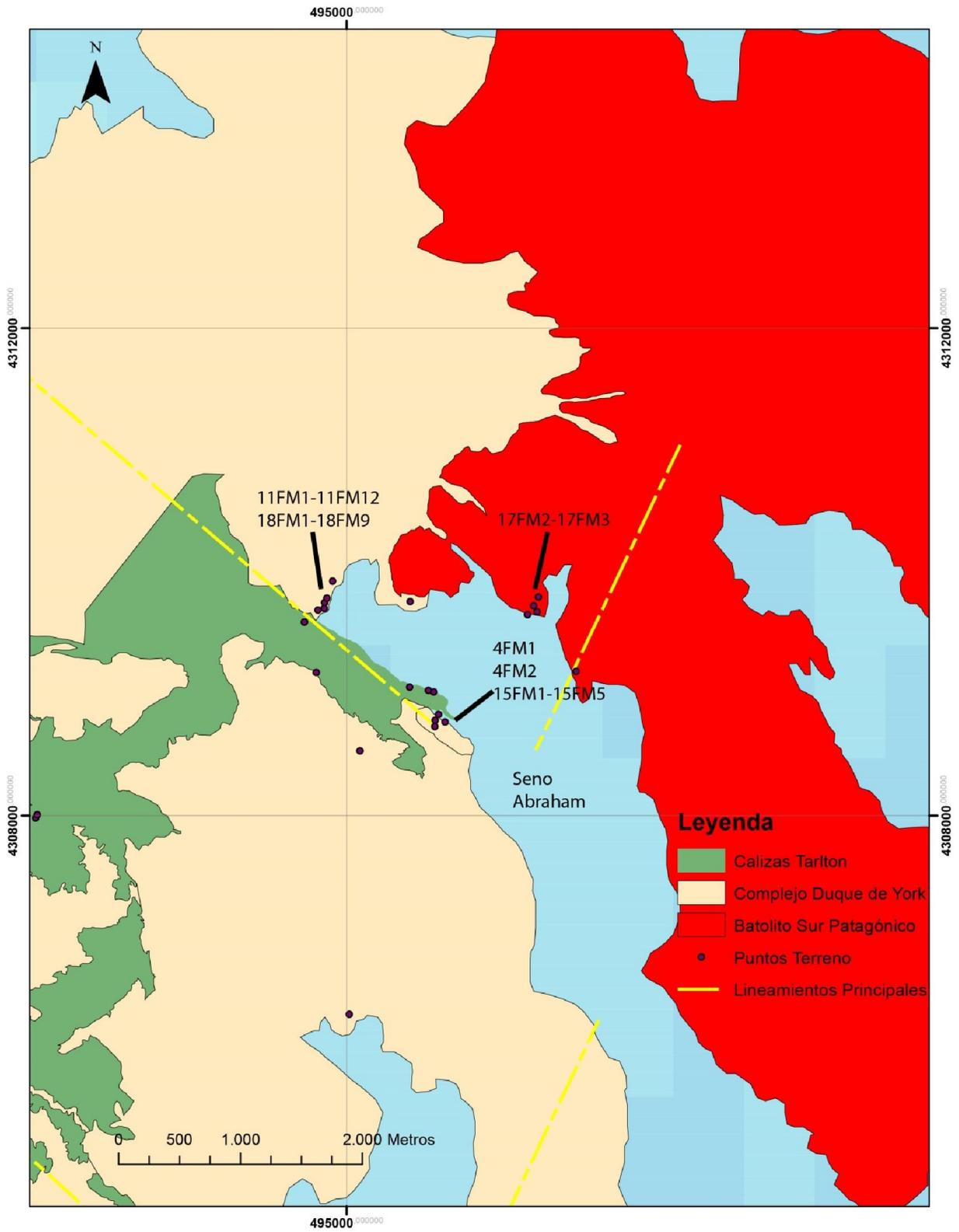


Figura I.3: Mapa geológico esquemático de la zona del seno Abraham y alrededores. En los recuadros se pueden observar las áreas de muestreo y los códigos de muestras.

1.5.2.3 Grupo 3: Muestras del seno Huemul

Se cuenta con 17 muestras, todas recolectadas de la zona del seno Huemul (Figura I.5). Las muestras 20FM1, 23FM1, 23FM2, 23FM3, 23FM4 y 23FM9 corresponden a areniscas; 23FM5, 23FM6, 23FM7, 23FM8, 23FM10, 23FM11 y 23FM12 a calizas; y 20FM2, 24FM1, 24FM2 y 24FM3 a lutitas. Los afloramientos consisten en sucesiones turbidíticas de centenas de metros de espesor, con intercalaciones de areniscas y lutitas. Las calizas por su parte, corresponden a bloques masivos de color blanco, los cuales se disponen sobre las areniscas a través de un contacto no determinado. Además, la vegetación dificulta enormemente ver dichos contactos en terreno.

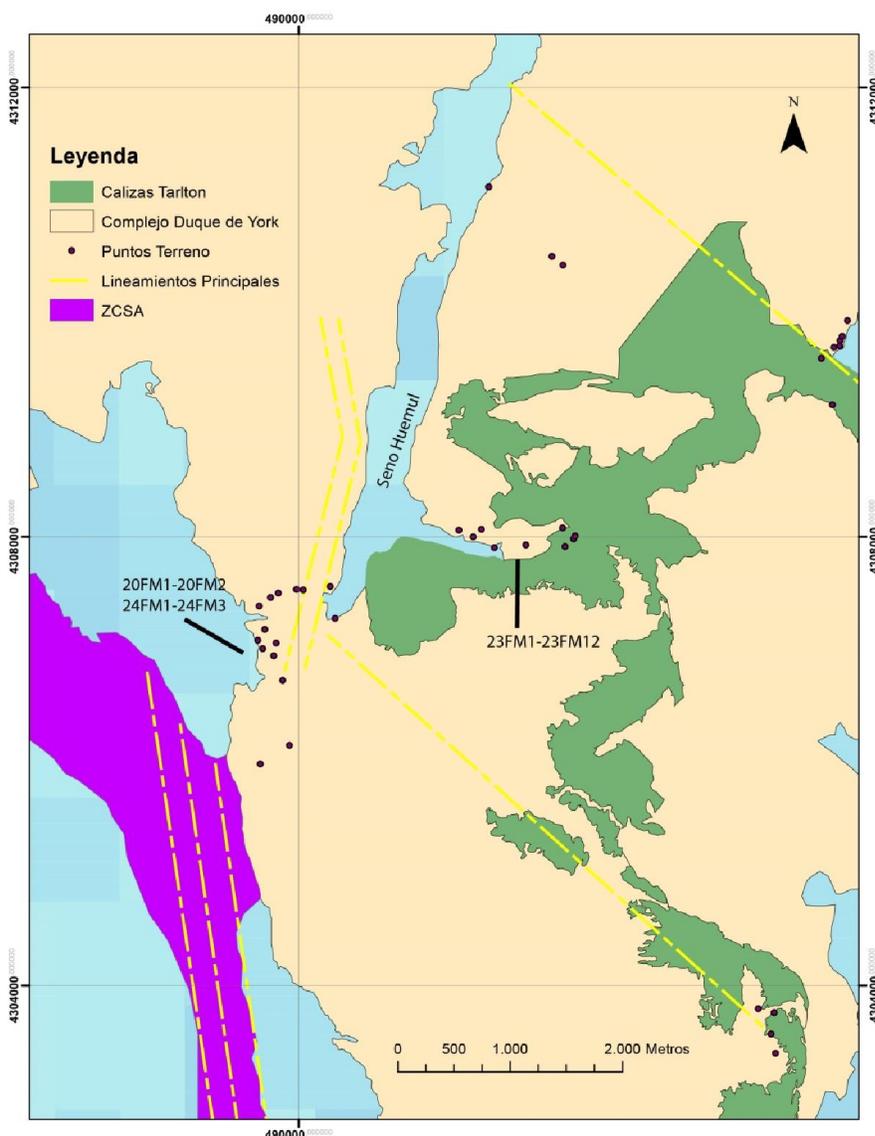


Figura I.5: Mapa de la zona de seno Huemul con ubicación y códigos de las muestras de las cuales se seleccionaron las que se estudian en este trabajo.

I.5.3 Preparación de muestras

Se realizaron cortes transparentes de 20 muestras representativas de la zona de estudio. Estos fueron realizados en el Laboratorio de Cortes 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, SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅; 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.

I.5.4 Laboratorio y gabinete

Se realizó la descripción de cortes transparentes representativos de las rocas que forman parte de la unidad CDY, que aflora 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 (qué minerales y líticos están presentes, con qué 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 recuentos 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 qué 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 1), así como mapas con la ubicación de estas (Figura I.1, Figura I.2, Figura I.3, Figura I.4, Figura I.5).

Se hicieron análisis geoquímicos a un total de 5 muestras, las cuales corresponden a areniscas. Los resultados de areniscas se proyectarán en distintos diagramas de discriminación de proveniencia sedimentaria. Las concentraciones resultantes de los análisis geoquímicos de los óxidos mayores fueron normalizadas al 100% libre de volátiles antes de trabajar con ellos.

II. Marco Geológico

II.1 Complejo Denaro (CD)

Es una sucesión constituida por basaltos amigdaloidales de espesor indeterminado, recubiertos por delgadas capas de cherts metalíferos y lentes de depósitos metalíferos, 30-60 m de cherts radiolaríticos bandeados rojos y verdes, los primeros con arcillolitas rojas intercaladas, y 20-50 m de lutitas silíceas negras y calcarenitas re TRABAJADAS grises con fusulínidos. Los afloramientos de esta unidad corresponden en su mayoría a bloques limitados por fallas, lo que unido a probables cambios de facies laterales hace que esta sucesión no siempre se presente completa. En los basaltos se preservan estructuras primarias tales como almohadillas, hialoclastitas y pillow-breccias, mientras en las cercanías de estructuras mayores (fallas) los basaltos se presentan foliados (Sepúlveda et al., 2011). Radiolarios presentes en los cherts (género *Pseudoalbaillella*) permiten acotar la edad de este complejo entre el Pennsylvaniano y el Pérmico Temprano (Ling et al., 1985). Estos mismos autores reconocieron fósiles de foraminíferos fusulínidos en las calcarenitas, los que fueron asignados al Pérmico Temprano.

II.2 Calizas Tarlton (CT)

Es una unidad constituida por calizas macizas, parcialmente recristalizadas, y mármol, con un espesor mínimo estimado de 500 m. Sólo en una localidad las CT yacen sobre una secuencia de basaltos almohadillados, depósitos metalíferos y cherts rojos bandeados, potencialmente parte del CD. El contacto entre esta unidad y el CD es, generalmente, de naturaleza tectónica. Debido a la intensa recristalización, disolución y deformación (plegamiento) de esta unidad, son muy pocos los lugares donde se puede reconocer su estratigrafía original. Las calizas corresponden a calcarenitas y margas, y son portadoras de abundante fauna fósil, la que incluye foraminíferos (fusulínidos), gastrópodos, crinoídeos, corales y braquiópodos, además de abundantes trazas. Los fusulínidos presentes en estas rocas (géneros *Tricitites*, *Schwagerina*, *Pseudofusulina*, *Charloswagerina*, *Climacamina*, entre otros) indican un rango de edad entre el Pennsylvaniano medio a Pérmico Temprano (Cecioni, 1956; Douglass y Nestell, 1972, 1976; Chisaka y Corvalán, 1979).

En el trabajo pionero de Douglas y Nestell (1976) realizado en la Isla Madre de Dios, se halló fauna fósil correspondiente a un paleoambiente somero de aguas cálidas (principalmente fusulínidos), correspondiente a latitudes menores a las encontradas en la configuración actual. Esto, sumado a que los cinturones climáticos durante el Carbonífero Tardío – Pérmico Temprano eran similares a la configuración actual (e.g., Tabor y Poulsen, 2008; Shi y Waterhouse; 2010, Sepúlveda, 2011) comprueba la naturaleza exótica del TMD. En efecto, se han realizado comparaciones con las unidades carbonatadas marinas del Paleozoico tardío presentes en el centro y norte de Chile (Formación Juan de Morales, Cerro de Cuevitas, Huentelauquén), las cuales presentan afinidades de aguas templadas a frías (Díaz-Martínez et al., 2010), lo cual reafirma la

naturaleza más ecuatorial de las CT. Estudios paleomagnéticos indicarían una posición de latitud menor a la más septentrional de dichas unidades, la cual corresponde a la Formación Juan de Morales, la cual habría estado ubicada alrededor de los 30° (Rakotosolofo et al., 2006).

El carácter macizo de las CT sugiere que éstas representan a una plataforma carbonatada depositada en un arrecife (Forsythe y Mpodozis, 1983), mientras que la gran extensión y potencia que posee (aflora en la isla Madre de Dios y la isla Diego de Almagro, las cuales se encuentran a una distancia de más de 100 km) sugiere que correspondería a un arrecife de evolución avanzada (Field et al., 2002). Sin embargo, la recristalización y deformación que afectan a estas rocas, las cuales se vieron involucradas en los procesos de metamorfismo acontecidos durante el Jurásico Temprano, dificulta el análisis de las facies sedimentarias y condiciones de depositación. Aun así, las edades asignadas para los fusulínidos caracterizados por Douglas y Nestel (1976), coinciden con una época donde proliferaron arrecifes de aguas cálidas en el lapso Carbonífero Temprano Tardío (Serpukhoviano) – Pérmico Temprano (Sakmario) (e.g., Beauchamp y Desrochers, 1997; Beauchamp y Bauld, 2002; Weidlich, 2002; Reid et al., 2007, Sepúlveda, 2011).

II.3 Complejo Duque de York (CDY)

Corresponde a la unidad más extensa del TMD, la que se encuentra complejamente imbricada y deformada, lo que impide reconocer certeramente su estratigrafía original. Está compuesta por una sucesión, de varios de miles de metros de espesor, de areniscas, lutitas y conglomerados. Las rocas siliciclásticas corresponden a areniscas y wackas, con mala selección y granos subangulares de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos. Los conglomerados son, generalmente, matriz-soportados, con un dominio de clastos redondeados de “volcanitas ácidas”, lutitas, limolitas y areniscas, además de clastos de calizas y chert en menor proporción. Algunas capas de la sucesión presentan estructuras sedimentarias tales como bioturbación, estratificación cruzada, marcas de fondo, calcos de carga y ciclos de Bouma. En dos localidades en la Isla Madre de Dios (seno Palo-Pico York y extremo SE de fiordo Contreras) areniscas del CDY se apoyan en forma concordante sobre cherts radiolaríticos del CD. Por otro lado, en seno Soplador una superficie paleo-kárstica separa en discordancia de erosión al CDY de las CT (Hervé et al., 1999b; Lacassie et al., 2006), mientras que en isla Tarlton el CDY parece suceder estratigráficamente a las CT (Forsythe y Mpodozis, 1983). Lo anterior apunta que el CDY se habría depositado con posterioridad a las unidades anteriores. Edades U-Pb SHRIMP de circones detríticos en areniscas pertenecientes al CDY revelan que la población de circones más joven y abundante es del Pérmico Temprano (ca. 270 Ma) (Hervé et al., 2003). Este dato es consistente con la edad pérmica temprana de radiolarios presentes en intercalaciones de cherts que ocurren dentro del CDY (A. Yoshiaki, comunicación escrita, 2002; en Hervé et al., 2007a).

II.4 Complejo metamórfico Diego de Almagro (CMDA)

Forsythe et al. (1981) describió la porción oeste del archipiélago como un complejo metamórfico de rocas básicas y ultramáficas, constituido por serpentinitas, anfibolitas, anfibolitos de granate, esquistos de anfíbola-epidota-feldespato-cuarzo. Luego, fue clasificada como un complejo acrecionario del Eo-Jurásico (Hervé & Fanning, 2003) y finalmente fue denominado como Complejo Metamórfico Diego de Almagro, el cual se compone de rocas metamórficas altamente deformadas de forma dúctil, que corresponden a esquistos azules, esquistos verdes, mica-esquistos, rocas ultramáficas y metacherts (Hervé et al., 1999).

Alrededor de la latitud $51^{\circ}30'$ aflora este complejo acrecionario, en contacto tectónico con las unidades del Terreno Madre de Dios. Dataciones U – Pb en circón de un esquisto micáceo rico en cuarzo y un granito milonitizado dieron edades de ca. 166 Ma y 170 Ma respectivamente (Hervé y Fanning, 2003). En esta misma isla fue encontrado un afloramiento de esquistos azules y otras rocas metamórficas de facies esquistos verdes con: una edad máxima de depositación de 157 ± 2 Ma (U-Pb en zircones detríticos), edades de enfriamiento de 122 ± 21 Ma, 117 ± 11 Ma (ambas K-Ar en glaucofano) y una edad de 89 ± 8 (K-Ar en mica blanca recristalizada). Todas las edades se encuentran resumidas en Hervé et al., 1999.

Nogueira (2010) describió litotipos característicos del CMDA, los cuales son: esquistos verdes, esquistos azules; anfibolitas de granate (retro-eclogíticos); anfibolitas; meta-gabros; rocas meta-ultramáficas; esquistos cloríticos y micáceos con granate y anfíbola; mica-esquistos de cuarzo con o sin granate; metacherts con anfíbola, pirita, estilpnomelano, y lentes de granate; y esquistos grafitosos. Estas rocas constituyen una secuencia volcanosedimentaria, metamorfizada en condiciones de alta presión y retrometamorfizadas en metacherts y metapelitas. Adicionalmente a los esquistos azules, que apuntan a condiciones de generación de alta presión y baja temperatura, se encuentran también rocas que fueron metamorfizadas en facies de anfibolito, y que muestran, así como los esquistos azules, rastros de reequilibrio metamórfico en facies de esquistos verdes. Ocurren también en esta secuencia rocas retro-eclogíticas, formadas por metamorfismo de alta presión y alta temperatura (o al menos moderada) (Nogueira, 2010).

Los litotipos descritos de acuerdo a la nomenclatura utilizada por Nogueira, 2010; los cuales se encuentran en el mapa geológico de este trabajo (Figura I.2) corresponden a:

- CMDA 1: Secuencia metavolcanosedimentaria. Área de concentración de esquistos azules, metatobas, tobas de meta-lapilli, meta – lavas pillow, metacherts, esquistos micáceos y cuarzosos y esquistos grafitosos)
- CMDA 2: Secuencia metavolcanosedimentaria. Área de concentración de anfibolitas de granate, esquistos verdes, relictos de esquistos azules, metacherts, esquistos grafitosos, esquistos micáceos y cuarzosos.
- CMDA 3: Rocas con alteraciones hidrotermales sobrepuestas: hornfels de granate, anfibolitas de granate, esquistos de clorita – albita – epidota – magnesio hornblenda, epidotitas, enclaves de rocas metaultramáficas en esquistos máficos.

- CMDA 4: Secuencia metavolcanosedimentaria: Área de concentración esquistos de albita – epidota – hornblenda, anfíbolitas, metacherts, esquistos micáceos y cuarzosos.

A grandes rasgos, y desde el punto de vista geológico, la isla Diego de Almagro registra importantes eventos tectónicos los cuales abarcan gran parte de la historia geológica de nuestro territorio. En particular, consiste en la yuxtaposición de un complejo acrecionario del Paleozoico tardío (Forsythe y Mpodozis, 1979), en el sector nororiental, mientras que el sector suroccidental corresponde a un complejo acrecionario del Mesozoico (Complejo Metamórfico Diego de Almagro). Ambas se encuentran en contacto mediante la Zona de Cizalle del seno Arcabuz (ZCSA), de carácter dúctil, en la que se ha determinado indicadores cinemáticos de rumbo sinistral e inverso, la cual habría controlado la exhumación de las rocas de alta presión presentes en este sector SW de la isla (Olivares, 2003; Nogueira, 2010). Los trabajos anteriores muestran una vergencia de cabalgamiento E – SE, lo que terminó por yuxtaponer niveles estructurales distintos (CMDA, CDY, CT y CD). De los datos estructurales obtenidos por Nogueira (2010), se midieron direcciones de transporte general hacia el norte (ej. Peces de Cuarzo), así como fallas inversas indicando transporte hacia el E.

II.5 Zona de cizalle de Seno Arcabuz (ZCSA)

Ésta corresponde a rocas finamente laminadas, dobladas y cizalladas, identificadas como metatobas con lentes de metacherts intercalados, donde también pueden ocurrir intercalaciones de esquistos de grafito. Las metabasitas corresponden petrográficamente a esquistos de albita – epidota – hornblenda con texturas semejantes a los esquistos azules bandeados con epidota, los cuales se diferencian por el anfíbol verde – oscuro (Nogueira, 2010). La foliación del ZCSA se orienta característicamente de forma vertical (Olivares, 2003).

Son frecuentes también intercalaciones en las rocas máficas laminadas de micaesquistos de cuarzo – granate, con granates muy finos (< 1mm) de color rojo anaranjado. En algunos afloramientos, predominan rocas foliadas, comúnmente miloníticas, de color verde, con abundantes porfiroblastos de albita, en asociación con metacherts y esquistos de grafitos. Cercanos a la costa fueron identificados en las metabasitas pillow lavas envueltas por esquistos verdes porfiroclásticos (Nogueira, 2010).

La secuencia se encuentra intensamente deformada por pliegues irregulares y la esquistosidad previa está fuertemente transportada por un cizallamiento bien pronunciado, donde son comunes cuarzos estirados, lenticularizados y plegados. Subordinadamente fueron observados bloques de anfíbolitas, que componen rocas macizas con anfíbol de granulación media a fina, y a veces se ven con forma de *boudins* en metatobas finas (Nogueira, 2010).

En esta localidad, Hervé & Fanning (2003) apuntaron a la presencia de posibles granitos con granate, intensamente milonitizados, y de origen posiblemente anorogénico.

II.6 Batolito Surpatagónico (BSP)

La construcción del BSP demoró alrededor de 150 Ma, desde el Jurásico Superior hasta fines del Mioceno Medio proponiéndose dos rangos de edades: 165 - 11 Ma (Bruce et al., 1991) y 153 - 5 Ma (Rapela et al., 2003). Esta discrepancia se debe esencialmente a los métodos utilizados. El proceso formativo parece tener un máximo de actividad intrusiva en correspondencia con otros batolitos circumpacíficos, entre los 120 - 70 Ma (Bruce et al., 1991). Esto es coincidente con la máxima tasa de generación de corteza oceánica global durante el Cretácico (Larson y Pitman, 1992) y correspondiente al clímax de la orogenia andina (Bruce et al., 1991).

En cuanto a las características composicionales de las rocas que conforman el BSP, se encuentra que a una escala local (areas de 5000 a 10000 km² dada la escala del B, según Bruce et al., 1991) los plutones más jóvenes son félsicos y los más antiguos son máficos. También se aprecia que los plutones más félsicos se encuentran en el eje del BSP y que la mayor parte de las rocas constituyentes son de composición intermedia (Figura 4). El BSP se encuentra muy poco afectado por deformación, contrastando con los eventos registrados en regiones adyacentes, donde el registro estratigráfico da cuenta de los procesos deformacionales que han afectado a la región.

Las edades totales de cristalización por U-Pb en el BSP, muestran que el locus de las intrusiones habría migrado en dirección oeste más de 200 km entre el Jurásico y el Cretácico Inferior, para luego ir desplazándose en dirección este hasta retomar su posición actual en la Patagonia extra-andina (Hervé et al., 2007).

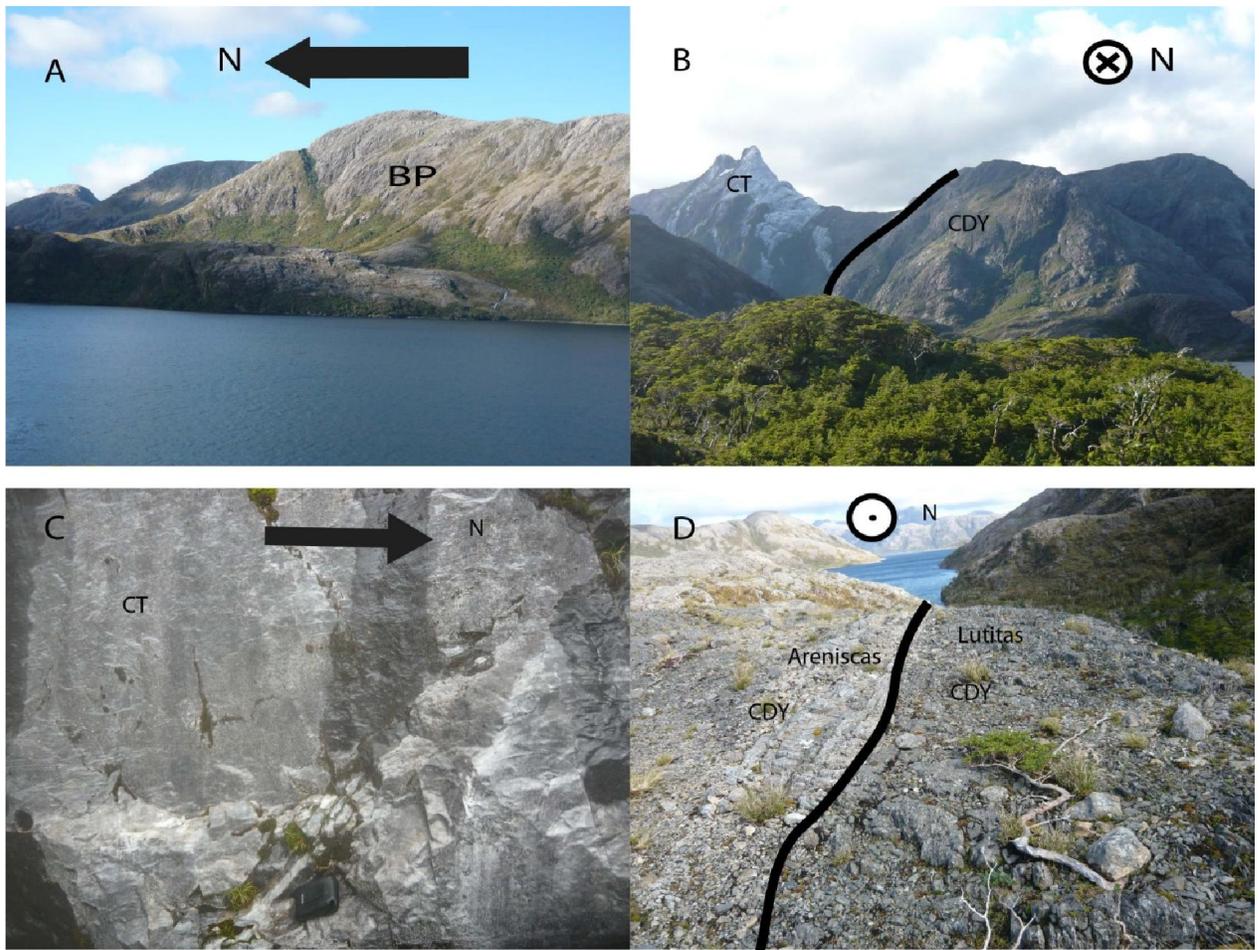


Figura II.1: Afloramientos del seno Abraham. A. Vista NS del Batolito Patagónico (BP). B. Contacto tectónico entre las CT y CDY. C. Mármoles grises de carácter masivo. D. Intercalación entre las areniscas y lutitas del CDY.

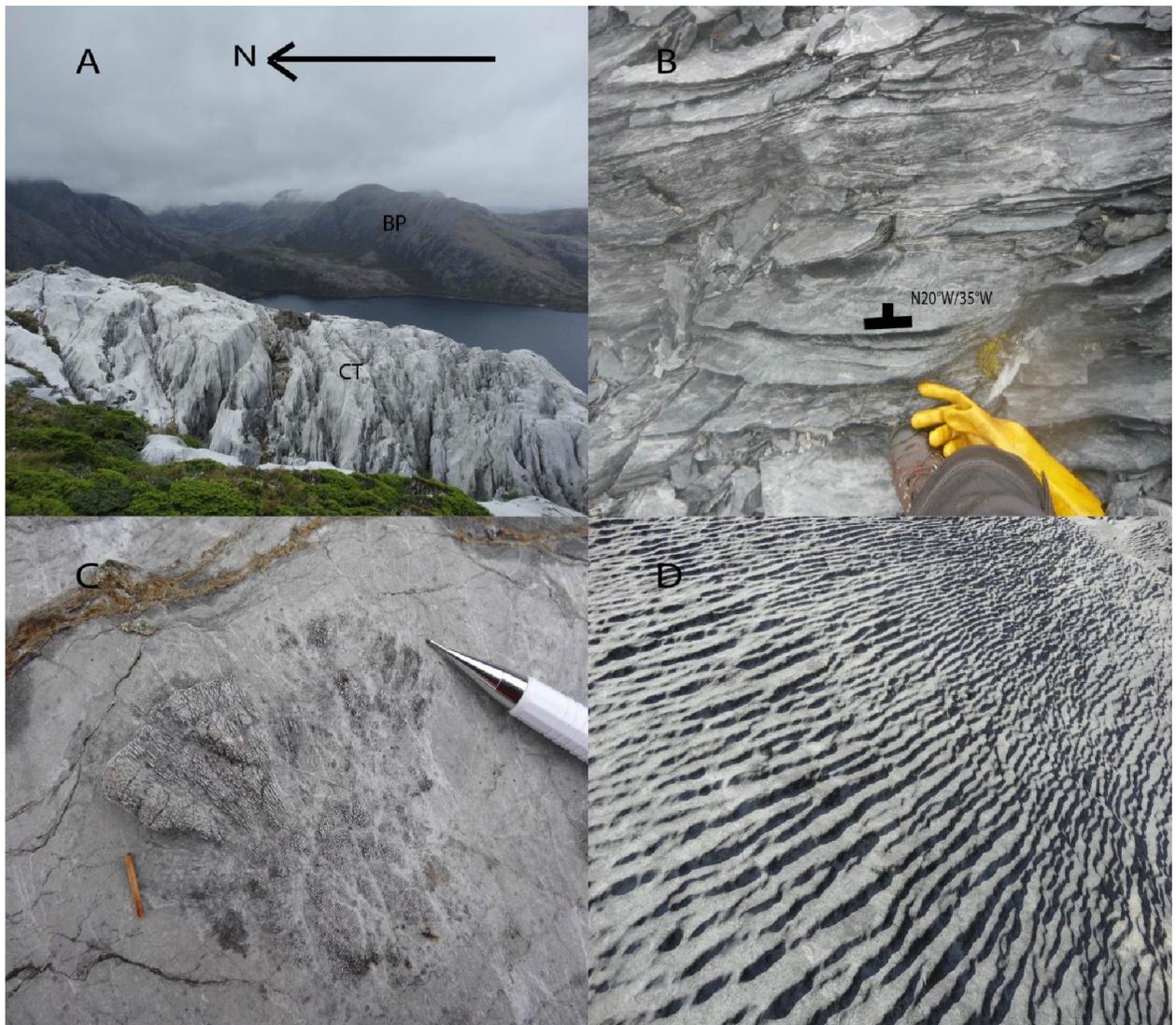


Figura II.2: Afloramientos del seno Pelantaro. A. Vista NS de las Calizas Tarlton (CT), donde se puede apreciar su carácter macizo y del Batolito Patagónico. B. Lutitas intercaladas con las areniscas, donde se puede apreciar la foliación con su respectivo rumbo y manteo C. Fósil (Colonia de bryozoos encontrado en las CT). D. Formas de disolución de las CT (lapiaz).

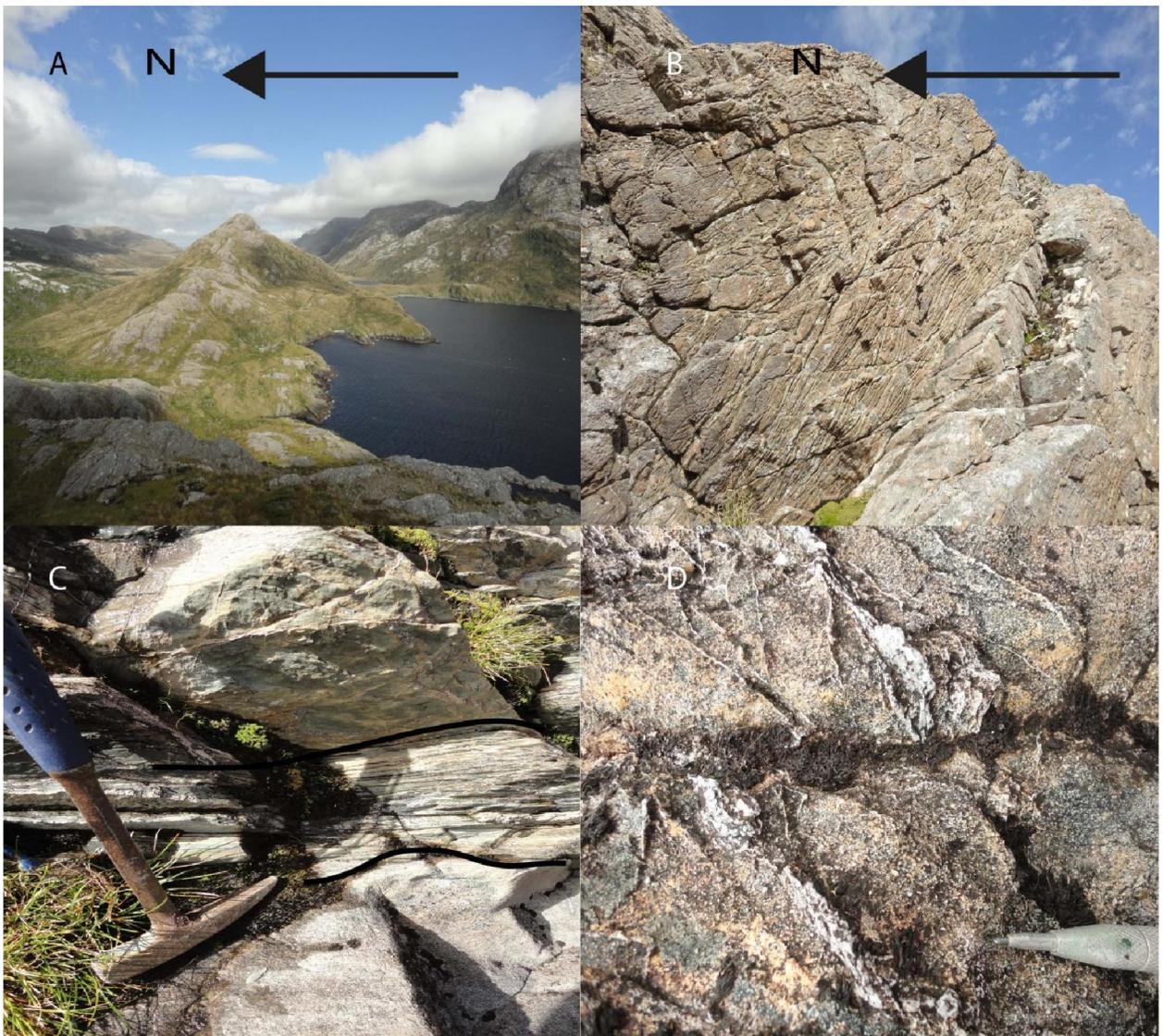


Figura II.3: Afloramientos del seno Huemul. A. Vista panorámica del CDY. Al fondo se encuentra la Zona de cizalle de seno Arcabuz (ZCSA) y el Complejo Metamórfico Diego de Almagro (CMDA). B. Estratificación cruzada en las metasedimentitas C. Intercalación de areniscas y lutitas. D. Alteración de areniscas y vetillas de cuarzo.

III. Petrografía

En esta sección se describe en detalle la petrografía de las rocas sedimentarias obtenidas del estudio de la isla Diego de Almagro. Ésta corresponde a una herramienta útil en el estudio de proveniencia, así como en el estudio de interpretación de ambientes sedimentarios. En particular en este trabajo se realizará el análisis de minerales livianos en areniscas, ya que la composición mineralógica de los sedimentos se encuentra estrechamente ligada a la naturaleza y régimen tectónico desde donde éstos se originan (Dickinson, 1970; Dickinson y Suczek, 1979).

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

Por su parte, la información que se puede obtener de las lutitas a partir de cortes transparentes es escasa, por su importante porcentaje de matriz. Justamente este último componente es la mayor fuente de información en dichas rocas, en la cual se puede discriminar una matriz micrítica, arenosa o arcillosa, lo que puede indicar el ambiente de depositación de los sedimentos. En cuanto a las calizas, y en función de su porcentaje de recristalización (criterio de Dunham, 1962), es posible a partir de las secciones transparentes, realizar un análisis de microfacies, el cual permitiría interpretar el ambiente sedimentario).

III.1 Petrografía de areniscas

Las muestras examinadas, en las dos principales zonas de estudio (seno Abraham y seno Huemul; Figuras II.2 y II.3), en general, presentan características similares, en cuanto a su mineralogía primaria, madurez textural, bajo porcentaje de matriz, etc. Para una información detallada, en el anexo II se encuentran las descripciones petrográficas.

A continuación se presentan las observaciones más relevantes hechas en las areniscas, las cuales servirán como guías para la realización del recuento modal y el análisis de proveniencia sedimentaria.

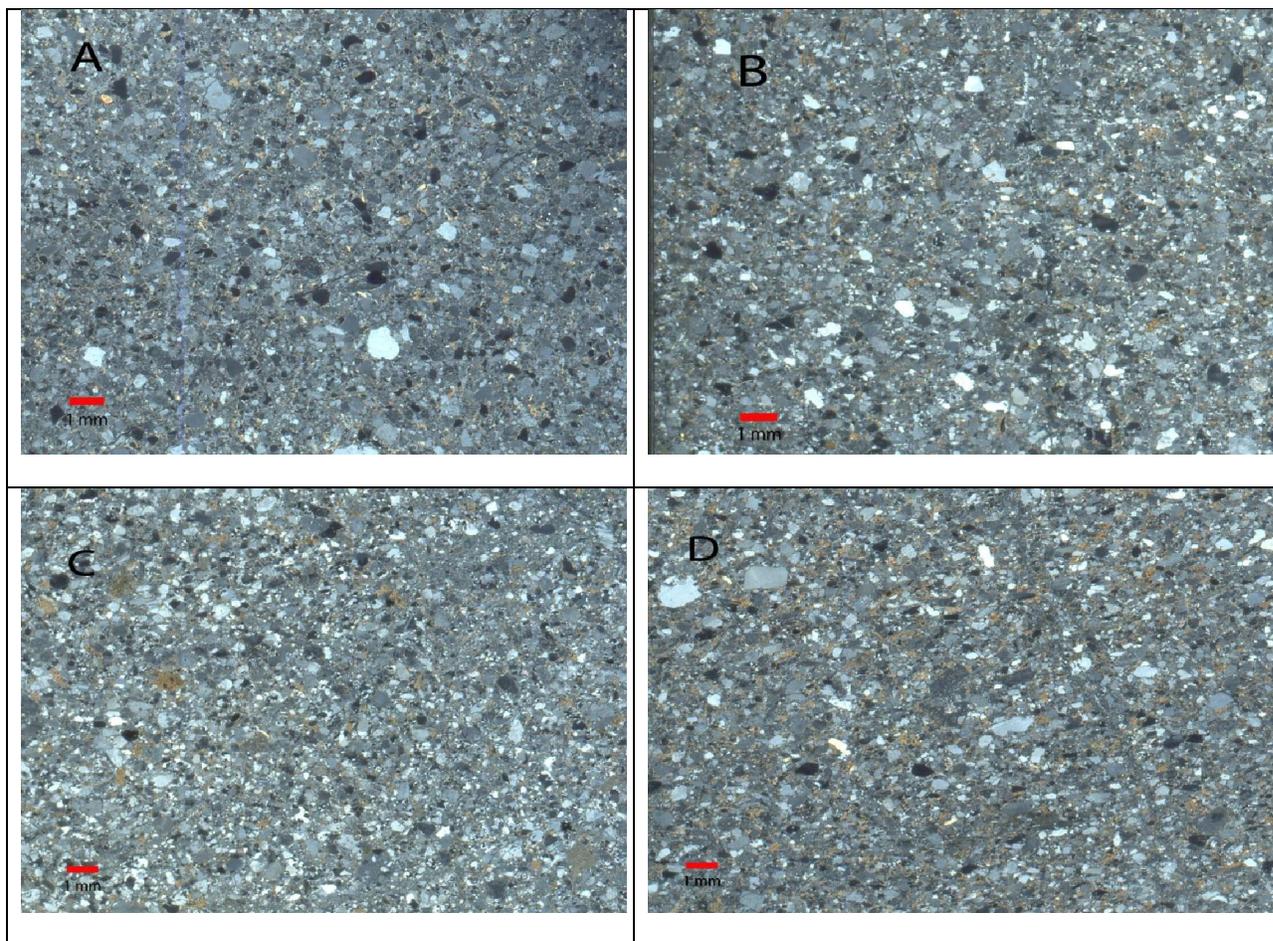


Figura III.1: Imágenes de cortes transparentes (nicoses cruzados) de las muestras del seno Abraham. A. 11FM1. B. 18FM1. C. 18FM3. D. 18FM5.

III.1.1 Textura

En general, las muestras examinadas corresponden a areniscas de grano fino a medio, con poca matriz (<15%). Las muestras 24FM1 y 24FM2 (ver anexo), de la zona sur del seno Huemul, tienen tamaño de arena muy fina (promedio 0,08 mm). Algunas muestras del seno Abraham (Fig. III.1), y la zona norte del seno Huemul (Fig. III.2) son las que tienen el tamaño de grano más grueso, con promedios de 0,5 mm. La selección es moderada a buena, dentro de las cuales las muestras con mejor selección son las 20FM1 y 23FM2. Los granos son subangulosos a subredondeados, incluyendo escasos fragmentos líticos (principalmente sedimentarios) y feldespatos euhedrales.

Los porcentajes de matriz generalmente son bajos (entre 5 y 15%), siendo las muestras 18FM4 y 23FM1, las con más contenido de ésta. Está compuesta por granos de tamaño arena fina a limo, algunas veces por micrita y filosilicatos, principalmente arcillas, que le da un color negro. En las zonas más cercanas al Batolito Patagónico la matriz se encuentra con un color rojo anaranjado, además de poseer un porcentaje considerable de micas y principalmente biotitas en los intersticios de los granos de cuarzo y feldespatos, no así en las areniscas del seno Huemul, las cuales no presentan

dicha alteración. Las biotitas presentan formas que indicarían que son producidas por metamorfismo.

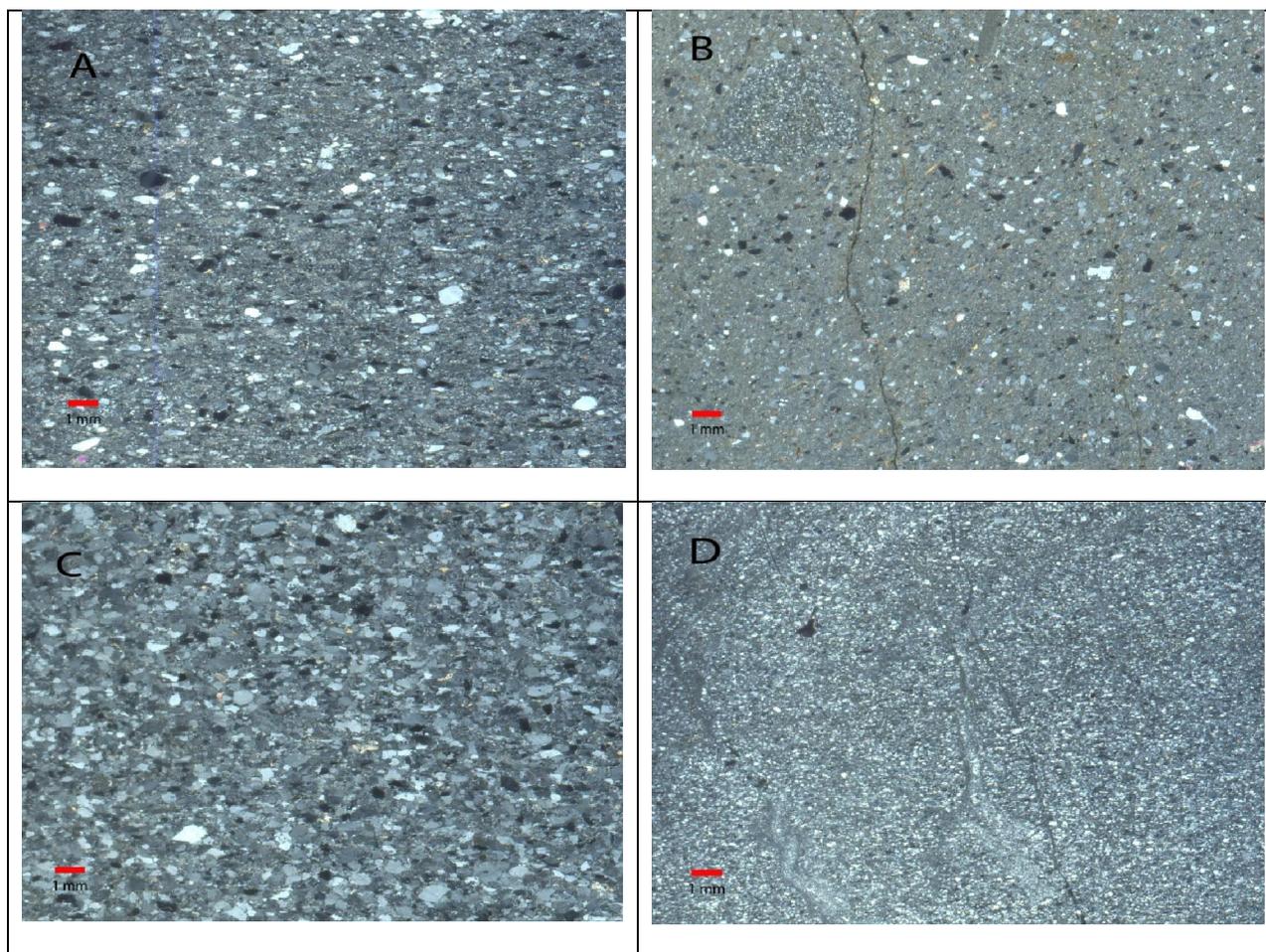


Figura III.2: Imágenes de cortes transparentes (nicoles cruzados) de las principales muestras extraídas del seno Huemul. A. 20FM1. B. 23FM1. C. 23FM9. D. 24FM1.

Las principales diferencias que se aprecian en las muestras recolectadas en los distintos senos radican en la presencia de biotitas, las cuales se depositan en los intersticios entre los granos de cuarzo y feldespato. A su vez, los feldespatos presentes están moderadamente alterados a sericita en el sector del seno Abraham. En contrapartida, las areniscas de seno Huemul presentan una madurez textural más baja, lo que se aprecia en los porcentajes mayores de matriz, una peor selección y angulosidades mayores en sus granos que aquellas areniscas del seno Abraham.

III.1.2 Composición General

Las areniscas, en general, se clasifican como arcosas, en el límite de lo feldespático y cuarífero (ver Fig III.3) (Folk, 1980).

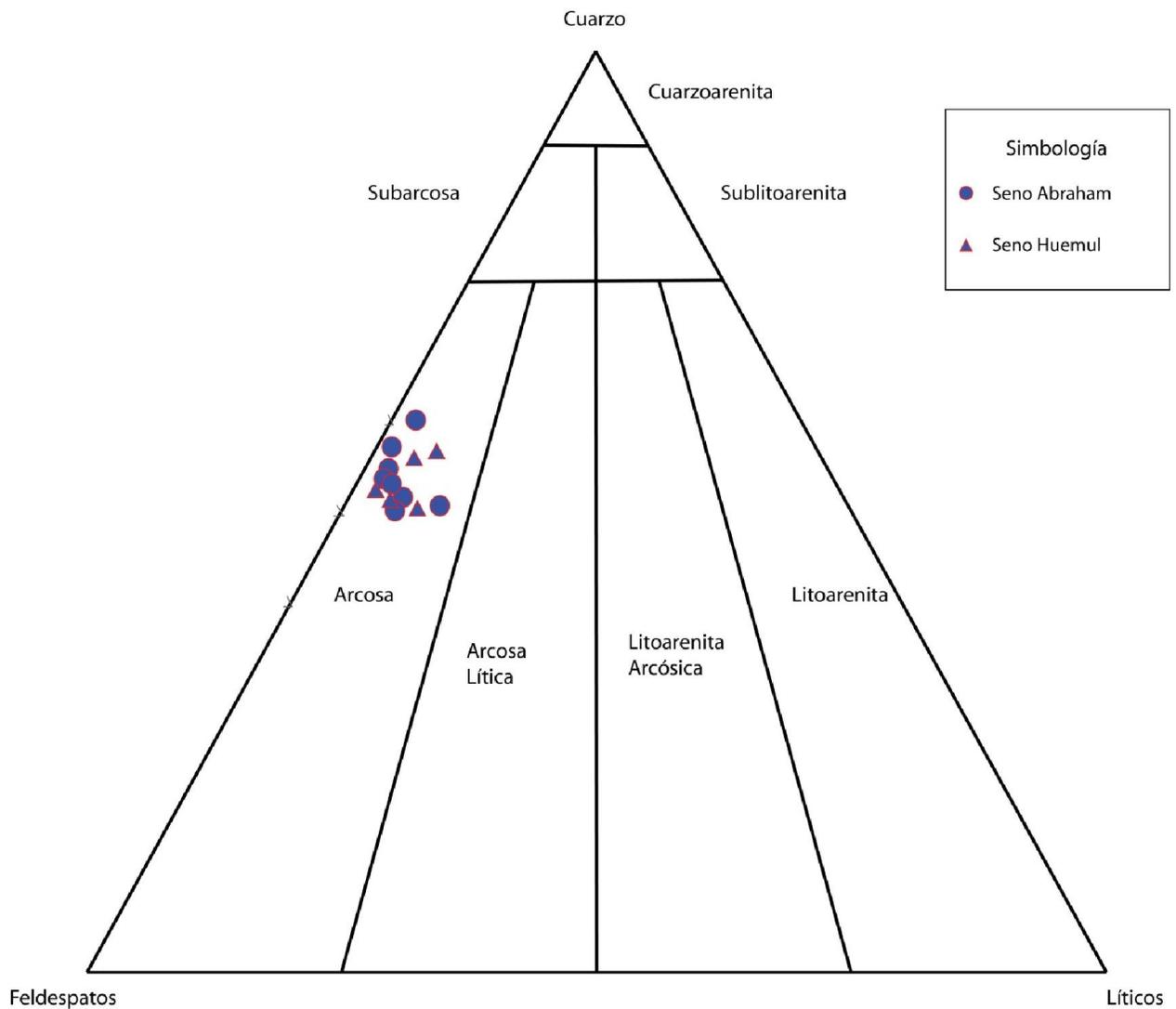


Figura III.3: Triángulo de clasificación de areniscas, en función de los porcentajes de cuarzo, feldespatos y líticos, de acuerdo a Folk (1980).

- **Cuarzo**

Los fragmentos de cuarzo son abundantes (30-60% del total de los fragmentos). Existen muestras que concentran cuarzo policristalino, pero mayoritariamente éstos corresponden a cuarzo monocristalino (entre 2 y 6% de cuarzo policristalino). También es común observar extinción ondulosa (Figuras III.4, III.5).

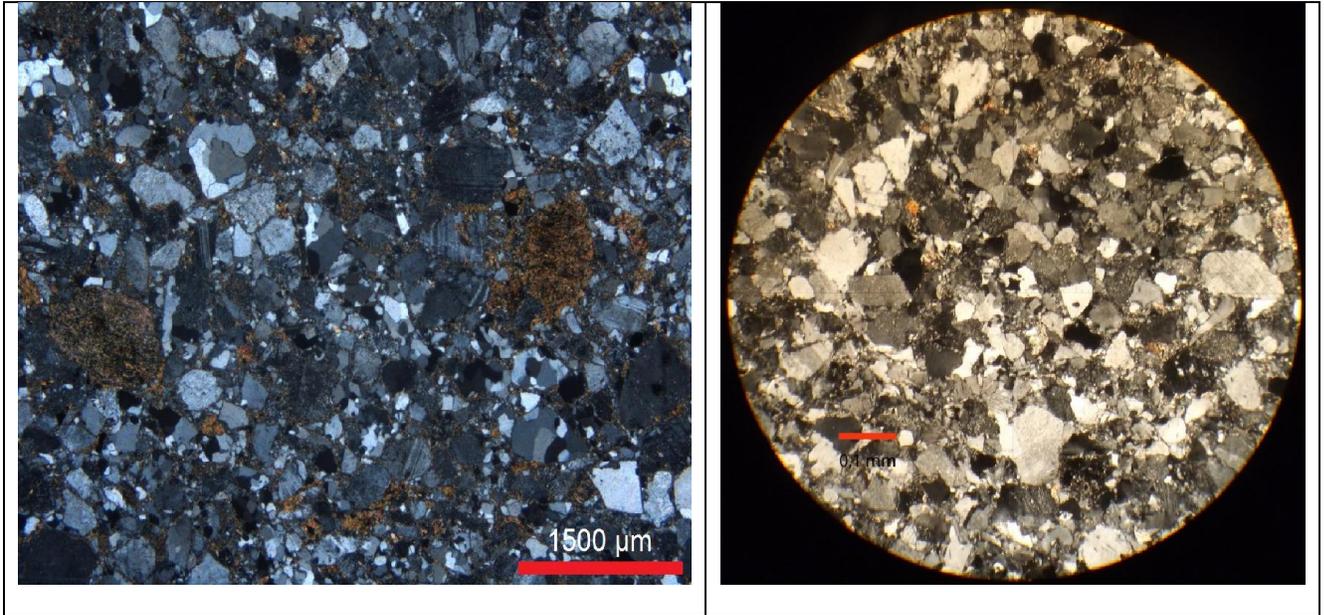


Figura III.4: Fotomicrografía de arenisca de la zona estudiada. A la izquierda, 18FM3 (seno Abraham), a la derecha, 23FM9 (seno Huemul).

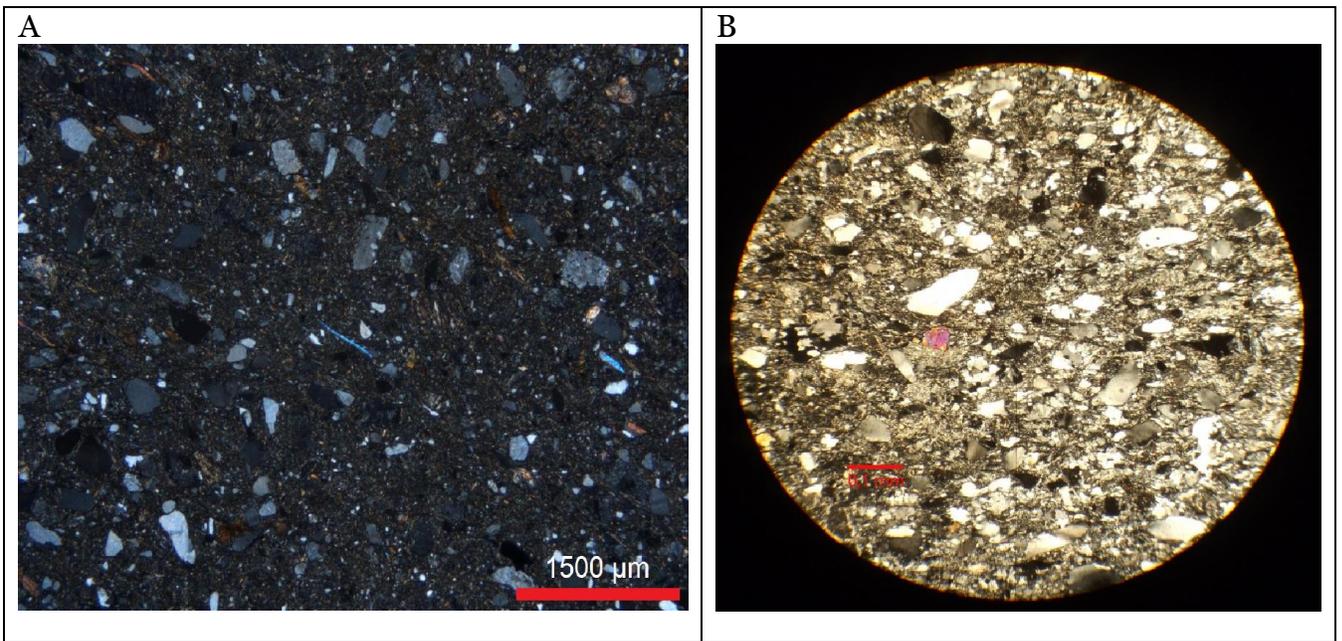


Figura III.5: Fotomicrografía de arenisca de seno Abraham y Huemul. A: Seno Abraham – muestra 23FM1 y B: Seno Huemul – muestra 20FM1.

- **Feldespatos**

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

Los cristales de plagioclasa se presentan maclados (macla de la albita y de Carlsbad), no se observan zonaciones y tienen un grado variable de alteración a sericita. Los feldespatos intermedios son los más comunes, los cuales se distinguen de los cuarzos por su alteración a sericita. Generalmente no están maclados, sin embargo ocurren algunos cristales de microclina con macla de tartan. También se observaron

micropertitas y al igual que las plagioclasas, tienen un intenso grado de sericitización, el cual varía en cuanto a su intensidad de este a oeste, alejándose del contacto con el batolito.

- Líticos

Los líticos representan entre el 1 y 5% de los fragmentos totales en todas las localidades estudiadas. En general, se encuentran sericitizados, por lo que es muy difícil su clasificación.

Los líticos metamórficos encontrados corresponden a metareniscas que evidencian presencia de cizalle (Figura III.6-B)

Los líticos sedimentarios observados son los más frecuentes y ocurren especialmente en el seno Huemul (<1%), los cuales tienen tamaños mucho mayores al resto de los fragmentos y también son redondeados. Corresponden a fangolitas oscuras con similares características a las pertenecientes a las lutitas encontradas en este estudio (Figura III.6-A)

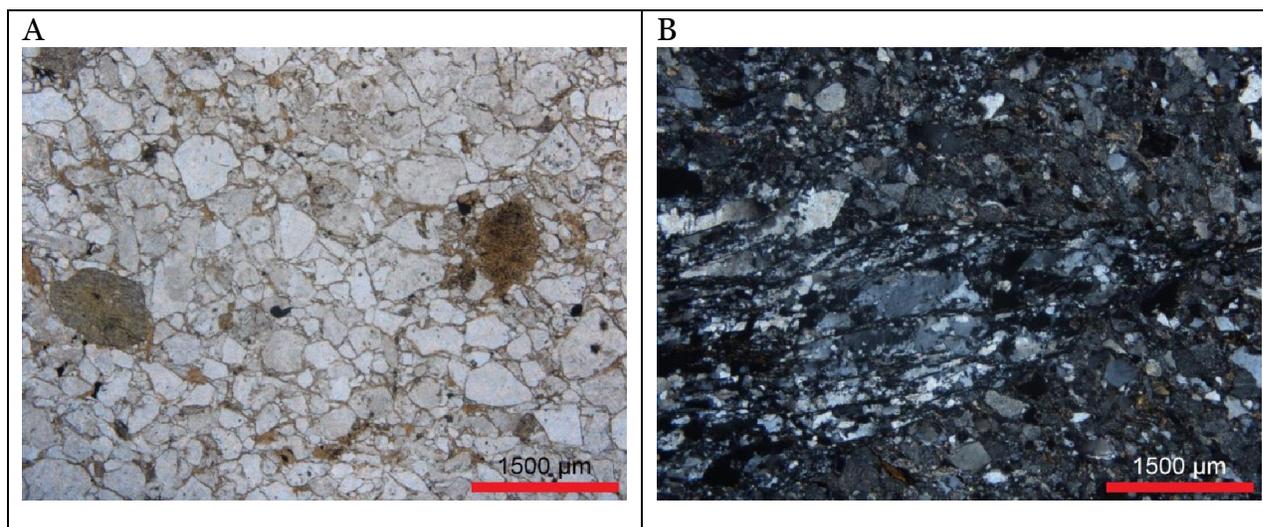


Figura III.6: Fotomicrografías de areniscas del CDY. A: Lítico sedimentario (nícoles paralelos). B: Lítico metamórfico con banda de cizalle.

- Minerales accesorios detríticos

Los minerales accesorios detríticos representan, en total, menos del 2% del total, siendo los más comunes: muscovita, biotita, clorita, minerales opacos y minerales pesados. Dentro de estos últimos, se reconocieron circones, granates, apatitos, titanitas y epidotas (Figura III.5-B).

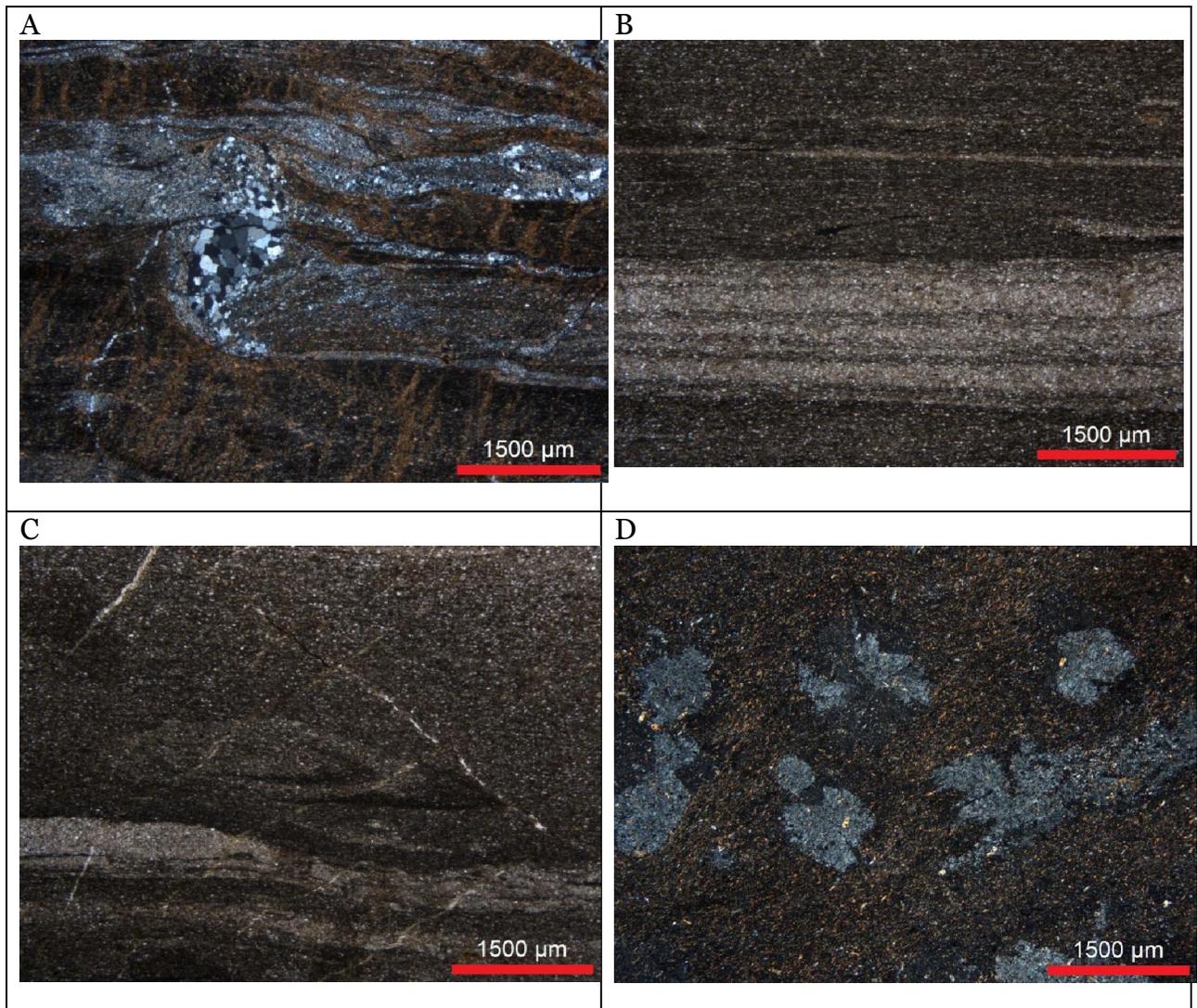


Figura III.7: Fotomicrografías de lutitas del CDY. A: Indicador cinemático (sigmoidal). B: Cambio en la composición de la matriz. C: Vetilla y aloquemos (bioclasto) presente. D: Cordierita sobreimpuesta por un termometamorfismo en lutitas.

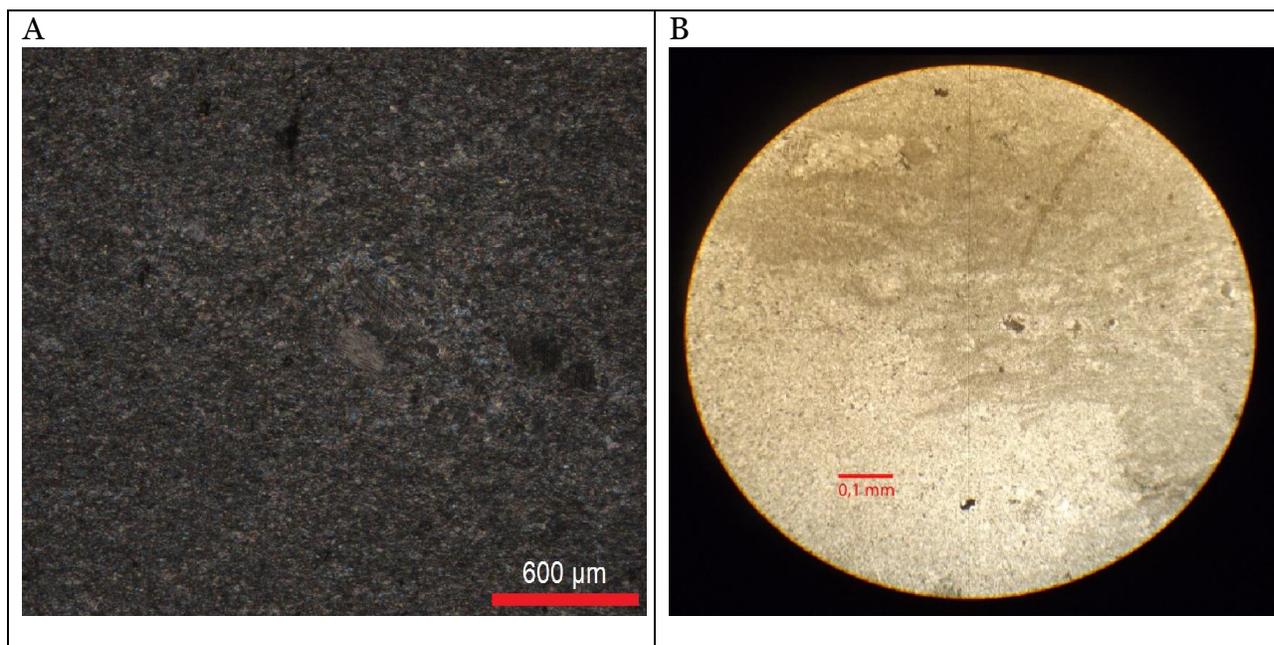
III.2 Petrografía de lutitas

Las lutitas estudiadas en este trabajo se encuentran en las distintas zonas de muestreo. Éstas afloran asociadas a las areniscas, en sucesiones de cientos de metros, las cuales se intercalan de forma rítmica. En general, las lutitas no registran mucha información en cortes transparentes, debido a la abundante matriz (>75%) que poseen, lo que involucra un tamaño de grano muy pequeño. Aun así, y en este caso, las lutitas registran la estratificación presente que caracteriza la deformación en la zona de estudio. Ésta dirección coincide con aquélla que fue registrada en terreno, la cual corresponde a principalmente rumbos NW-SE (ver Figura I.3 y II.2). También se pueden apreciar cambios en la composición de la matriz, desde una de composición micrítica a una arenosa.

Las lutitas que se encuentran bordeando el contacto con el Batolito Patagónico presentan alteración, la que está compuesta por minerales de arcilla y micas (principalmente biotita). En algunos cortes también se pueden observar indicadores de deformación posteriores a la estratificación. (Figura III.7). Por su parte, en la figura III.7.D se observan cristales de cordierita, la cual es indicadora de un proceso de metamorfismo de contacto de bajo grado.

III.3 Petrografía de rocas carbonatadas

Las muestras analizadas van desde calizas a mármoles. Las calizas, y los mármoles no presentan una amplia variedad textural y composicional. Algunas calizas contienen escasas cantidades de aloquemos (<10 %), debido a la intensa recristalización de éstas. Dichos aloquemos corresponden principalmente a peloides y en menor medida a bioclastos. Son en su totalidad matriz-soportadas, es decir se clasifican en boundstones, de acuerdo a la clasificación de Dunham (1962). Los bioclastos no son reconocibles, ya que el alto grado de recristalización las transforma en fantasmas de aloquemos. Los peloides están constituidos en su mayoría por esparita y no evidencian deformación. La composición del esqueleto es fundamentalmente de esparita, por lo que según la clasificación de Dunham (1962), serían descritas como Rocas carbonatadas cristalinas, ya que es complejo visualizar rasgos primarios. (Figura III.8).



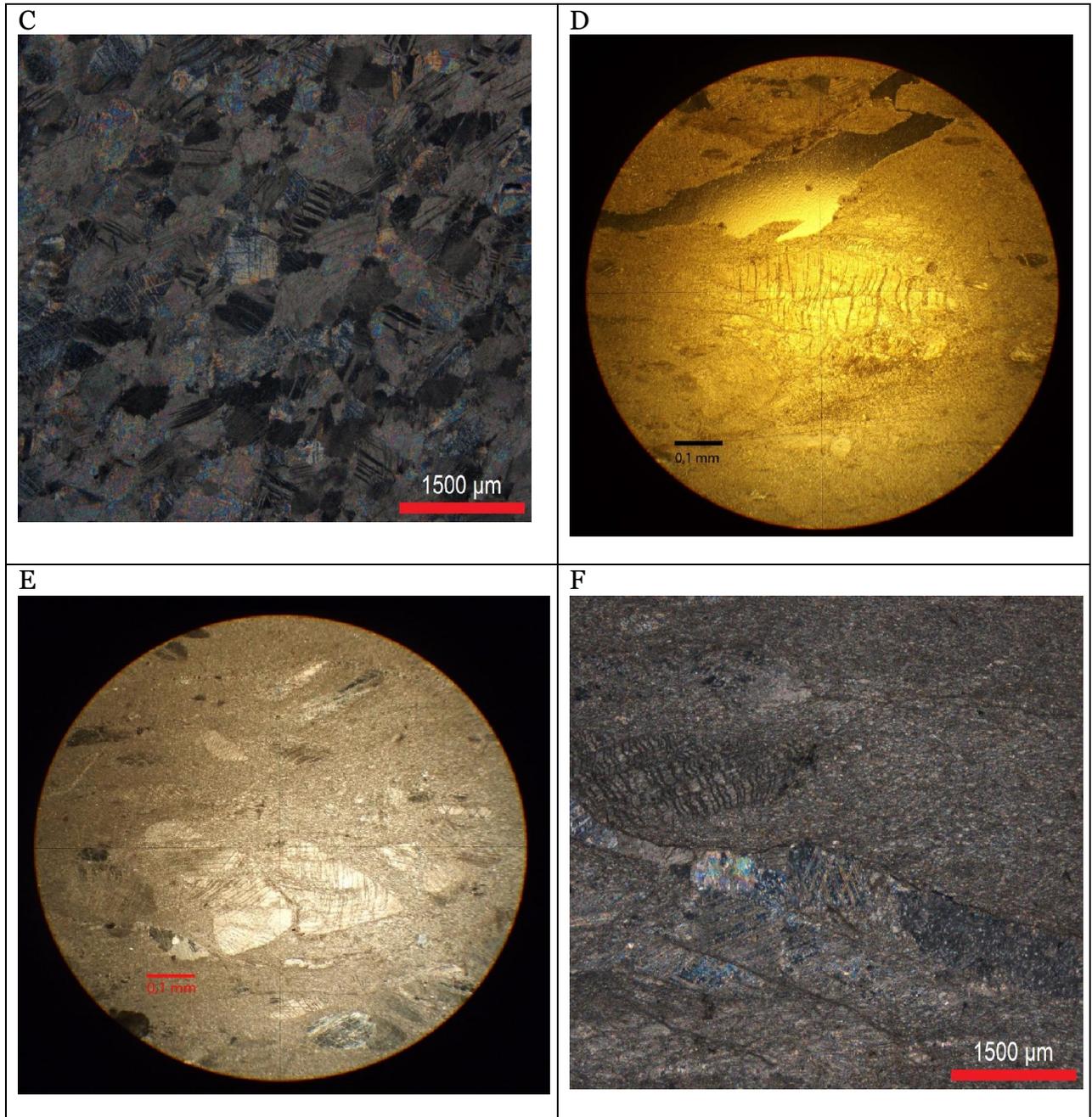


Figura III.8: Fotomicrografías de rocas carbonatadas, resaltando sus características más importantes. A: Bandeamiento en caliza recristalizada. B: Contraste entre micrita (zona grisácea) y esparita (zona blanquecina). C: Mármol encontrada en seno Abraham, próximo al Batolito Patagónico. D: Foraminífero E: Aloquemos recristalizados. F: Bioclastos no identificados.

IV. Marco Teórico

IV.1 Análisis de proveniencia sedimentaria

El análisis de proveniencia sedimentario se fundamenta en que el control geológico de los sedimentos detríticos ésta determinado por la interacción de diversos factores. De éstos, los más importantes son tres: transporte, ambiente de depósito y la diagénesis (Suttner, 1974, citado en Ingersoll et al., 1984; Bathia, 1983; Dickinson y Suczek, 1979). Así, se conformarán diversos tipos de fragmentos que litificados conformarán una arenisca, de acuerdo a la combinación de los factores antes mencionados. Por lo tanto, se tendrá que para cada modo de conformación de una arenisca se tendrán diferentes composiciones tanto geoquímicas como modales. Por ello, y por la homogeneidad en cuanto a los componentes mayores de las areniscas (cuarzo, feldespatos y líticos), se han propuesto y generado múltiples métodos para realizar la discriminación entre areniscas basadas en las características previamente mencionadas. Éstos se detallan a continuación

IV.1.1 Análisis petrográfico

IV.1.1.1 Recuentos modales

El conteo modal corresponde a una metodología que permite determinar la abundancia relativa de distintos tipos de fragmentos en las areniscas. Dicho método consiste en contar los granos minerales así como también los granos líticos abarcando la totalidad del corte, y en donde, para cada punto contado, debe estar a una distancia mayor o igual al tamaño del mayor grano presente en la muestra. Además, para evitar sobrestimaciones estadísticas y que el porcentaje de granos de un mineral dado a partir de los conteos y el que se presenta en la muestra difiera en no más de un 5% se deben contabilizar al menos 400 puntos por muestra (Van der Plas y Tobi, 1965).

Los análisis de recuentos modales se realizarán utilizando la metodología de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984). Ésta consiste en contar los granos tamaño arena presentes en el corte (tamaño mayor a 0,625 mm) de areniscas ignorando elementos tales como la matriz, cemento y vetillas. Lo que se debe distinguir es: cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), feldespatos (F), filosilicatos (M), minerales pesados (D), fragmentos líticos (L), los que se dividen en volcánicos (Lv), sedimentarios (Ls) y metamórficos (Lm). Se deben realizar 400 recuentos por lámina para lograr confiabilidad estadística. El método difiere a otros en el sentido de que no se cuentan los fragmentos grandes de rocas como líticos aquéllos que contienen minerales tamaños arena. Así por ejemplo, si se tiene un cuarzo tamaño arena dentro de un fragmento lítico, éste se cuenta como cuarzo monocristalino.

Las problemáticas que presenta este método son los cambios texturales de los cuerpos rocosos producidos por procesos de transporte, diagenéticos y metamórficos, limitando así el estudio de petrografía respecto al conteo e identificación de los parámetros utilizados por el método (e.g Faúndez, 2000).

IV.1.1.2 Clasificación de ambientes tectónicos

En Dickinson y Suczek (1979) se proponen distintos tipos de proveniencia para los sedimentos formadores de areniscas en base a las relaciones existentes entre la fuente de sedimentos y los contenidos de minerales y líticas de las areniscas que derivan de éstas. Allí se proponen diversos tipos de cuencas sedimentarias que pueden recibir aportes principalmente desde un tipo particular de proveniencia; además, se pueden establecer conexiones entre proveniencia y las cuencas asociadas a cada tipo. De esta manera se clasifican las proveniencias y las areniscas derivadas en tres tipos principales: bloque continental, arco magmático y orógeno reciclado, los cuales a su vez se subdividen en diversas categorías. Las clasificaciones y subdivisiones respectivas definen campos en los diagramas de discriminación donde las líneas que dividen se establecen en base al ajuste de resultados empíricos de contenidos de cuarzo, feldespato y líticas en areniscas (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Figura IV.1). Estos diagramas resaltan características básicas y específicas en las areniscas. Así por ejemplo, en el diagrama QFL las variaciones del contenido de cuarzo resaltan la madurez de las areniscas, mientras que en el diagrama QmFl se resaltan las fuentes de aporte.

El significado de cada campo presente en los diagramas de discriminación, así como sus subdivisiones son:

Bloque continental: Las fuentes de sedimento están en escudos y plataformas o bloques de basamento alzado. Se subdivide en este campo en cratón interior, continental transicional y basamento alzado, según disminuye la proporción de cuarzo con respecto a feldespatos. 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 más cuarzosas) y de alzamientos de basamento donde la erosión ha expuesto zonas profundas de la corteza continental (las más feldespáticas), (Dickinson et al., 1983).

Podemos encontrar dos ambientes dentro de los bloques continentales:

- Bloques continentales de cratón interior

Se trata de zonas muy peneplanizadas con un margen pasivo en la zona costera como por ejemplo la parte E de Sudamérica, y que están formadas por materiales plutónicos y metamórficos de alto grado muy antiguos que estarán formados por Q, F y Ls. Los ríos transportan los sedimentos por distancias muy largas debido al bajo relieve con lo que las arenas serán muy ricas en cuarzo, sobre todo cuarzo monocristalino ya que el cuarzo policristalino tiende a disgregarse y los feldespatos tendrán mayor porcentaje en potasio que en sodio ya que este es más resistente y más abundante en el área madre. Las rocas más abundantes serán las cuarzoarenitas por tanto.

- Basamentos alzados

Se trata de las zonas de rift continentales como el valle del rift de África. El material de partida es similar al caso anterior, pero las tasas de erosión son mucho más intensas debido a que el relieve es mucho mayor. Los sistemas deposicionales van a consistir fundamentalmente en abanicos aluviales y ríos de tramos cortos. Los F por tanto no se

van a destruir tanto y las rocas que encontraremos tendrán un alto % de Q y F y serán fundamentalmente arcosas. Las arcosas también se pueden formar en áreas cratónicas con un clima árido debido a que el transporte es menor así como la alteración química de los F.

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). Se pueden distinguir los siguientes subambientes

- Archipiélagos intraplaca

Por ej. en las Aleutianas. El % en cuarzo es prácticamente nulo, mientras que los líticos son abundantes. Los feldespatos son escasos en general. Se forman por tanto litoarenitas volcánicas.

- Arcos islas oceánicos

Por ej. en Japón. Se forma una cuenca marginal. Las areniscas tienen cuarzo y feldespato.

- Arcos de margen continental

Por ej. en Los Andes. Existe una gran influencia de materiales de todo tipo, no solamente volcánicos sino también plutónicos, metamórficos y sedimentarios. Las areniscas tienen por tanto Q, Ls y Lv abundantes.

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 triángulo QmFLt (Figura IV.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.

- Complejos de subducción

Se forma un prisma de acreción formado por materiales plegados y metamorfizados. La erosión del mismo produce sedimentos que se depositan en la fosa y en la cuenca de antearco.

Los materiales que existen en la fosa son:

- Rocas de tipo ofiolítico (básicas y ultrabásicas)
- Materiales detríticos plegados y metamorfizados

- Materiales correspondientes a facies profundas, fundamentalmente material silíceo orgánico (diatomeas, radiolarios, espículas de esponjas) y también carbonáticos. Las rocas resultantes van a ser litoarenitas.

- Zonas de colisión continental

Por ejemplo en el Himalaya. Se forman fajas plegadas y corridas con pequeñas cuencas de tipo “piggy back” y cuencas de antepaís. Este tipo de cuencas también se forman en la zona de trasarco de un complejo subductivo tipo andino. Las rocas que se forman son Litoarenitas.

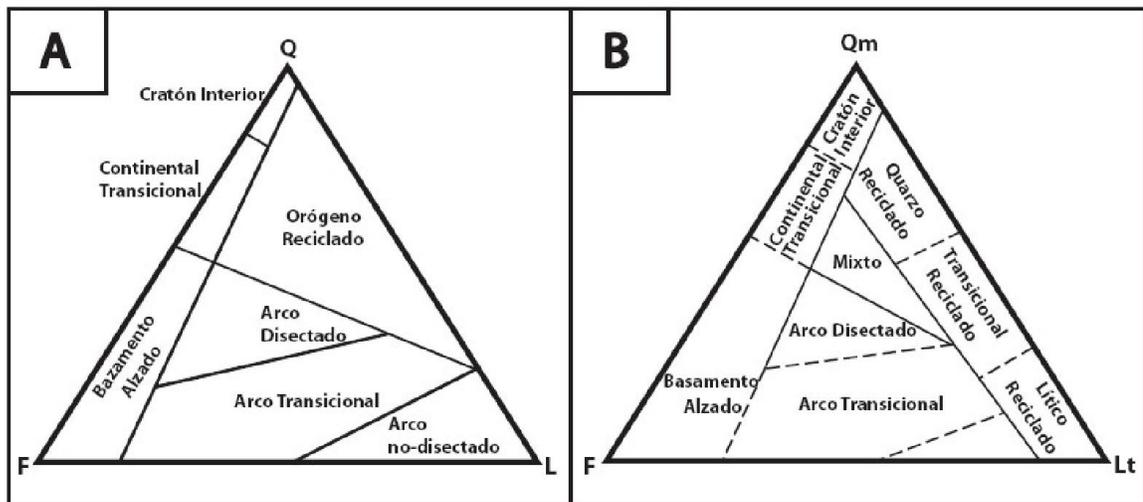


Figura IV.1: Diagramas triangulares de Dickinson et al. (1983) para discriminar ambiente tectónico de proveniencia de sedimentos terrígeno-clásticos.

IV.1.2 Análisis geoquímicos

Los diagramas de discriminación geoquímica y régimen tectónico son utilizados mayoritariamente para categorizar la cuenca de depósito (e.g. Bathia, 1983; Roser y Korsch 1988) y, junto a los procesos de diagénesis, transporte y meteorización es posible determinar la composición final de las rocas terrígenas.

La ventaja de los análisis geoquímicos por sobre la petrografía es que se pueden utilizar tanto areniscas como lutitas para analizar la discriminación tectónica, lo cual resulta ser útil para las sucesiones turbidíticas (e.g. Roser y Korsch, 1986; Roser y Korsch, 1988).

IV.1.2.1 Discriminación de ambientes tectónicos

El uso de estos diagramas ha permitido categorizar a los ambientes tectónicos en los que se depositan las sedimentitas. Específicamente en diagramas geoquímicos, como

los propuestos por Bathia (1983), así como los de Roser y Korsch (1986). Todos ellos destacan la cantidad de configuraciones deposicionales que son posibles para cada división, las cuales se detallan a continuación

- Margen pasivo PM: Márgenes continentales inactivos, los cuales tendrían a un símil actual en el Atlántico. Se desarrollan 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 depositados en cuencas de interarco, trasarco y antearco y derivan principalmente de rocas volcánicas félsicas.

En el diagrama de Roser y Korsch (1986, Figura IV.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, a través de una función discriminante.

- 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)

IV.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 (McLennan, 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 extienden su aplicación a los miembros de grano fino de las sucesiones turbidíticas (Figura IV.2).

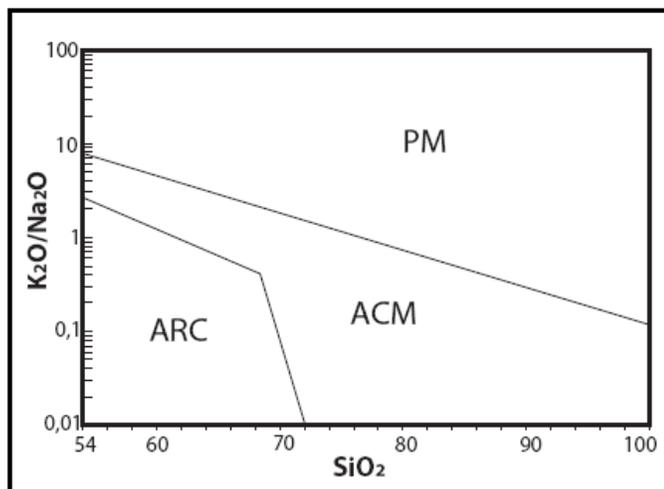


Figura IV.2: Diagrama químico bivalente SiO_2 vs. K_2O/Na_2O de Roser y Korsch (1986). PM: margen pasivo; ACM: margen continental activo; ARC: arco oceánico de islas.

Las funciones discriminantes, las cuales fueron utilizadas inicialmente por Roser y Korsch (1988) permiten determinar un diagrama que separa grandes grupos definidos (usando una base de datos de rocas de Nueva Zelandia) a través de métodos estadísticos, los cuales permiten correlacionar otros grupos de rocas sobre la base de variables múltiples. Principalmente se busca construir 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. 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). 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. Para este trabajo, se utilizarán los coeficientes para la función discriminante no estandarizados de Roser y Korsch, 1988 (coeficientes en la Tabla III.1).

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

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

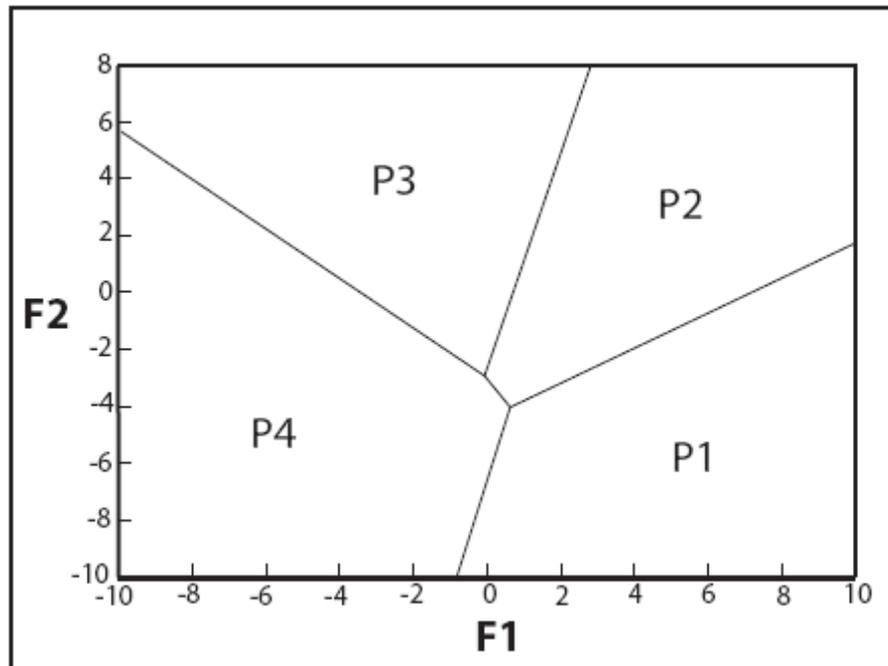


Figura IV.3: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada.

IV.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 K₂O/Na₂O, 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 basan 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) y Gu et al. (2002). Estos diagramas se han usado en trabajos anteriores realizados en rocas del Complejo Duque de York en la Patagonia y del Grupo península Trinidad en la Península Antártica (e.g. Lacassie et al., 2006; Quezada, 2010; Castillo, 2011) por lo que servirán para realizar comparaciones con esos trabajos.

Resultados

V.1 Composición Mineralógica

Se seleccionaron 13 muestras con un contenido de matriz que en general no supera el 15% según el método Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984) para la realización de recuentos modales. Se contaron 400 puntos por muestra. La Tabla V.1 muestra los resultados obtenidos.

Ubicación	Muestra	Q	F	L	Qm	F	Lt+Qp
Seno Abraham	11FM1	57,75	41	1,25	57,5	41	1,5
	18FM1	55,75	42,75	1,5	54,75	42,75	2,5
	18FM2	55	44	1	53,7	44	2,3
	18FM3	57	39,5	3,5	50,75	39,5	9,75
	18FM4	60,75	37,5	1,75	60,5	37,5	2
	18FM5	54,75	43,75	1,75	53	43,75	3,5
	18FM7	55,5	43,75	1,75	51,25	43,75	5
	18FM9	54,5	45,25	1,5	51	45,25	5
	Seno Huemul	20FM1	52	41,75	5,25	49,75	41,75
23FM2		55,5	45,3	0,05	52,6	45,3	4,8
23FM3		54,25	45,5	0,75	52,5	45,5	2,5
23FM4		62,75	38,75	2	58,25	38,75	6,5
23FM9		57,25	39,5	3,25	55,75	39,5	4,75

Tabla V.1: Composición y porcentaje modal de minerales y líticos; se presentan los porcentajes asociados a cada tipo de grano, estos valores serán utilizados para realizar la proyección en los triángulos QFL y QmFLt (Q: Cuarzo; F: Feldespato; L: Líticos; Qm: Cuarzo monocristalino; Lt: Líticos Totales).

Estos resultados son graficados en los diagramas QFL y QmFLt de Dickinson et al. (1983), que se muestran en la Figura V.1 y Figura V.2, respectivamente.

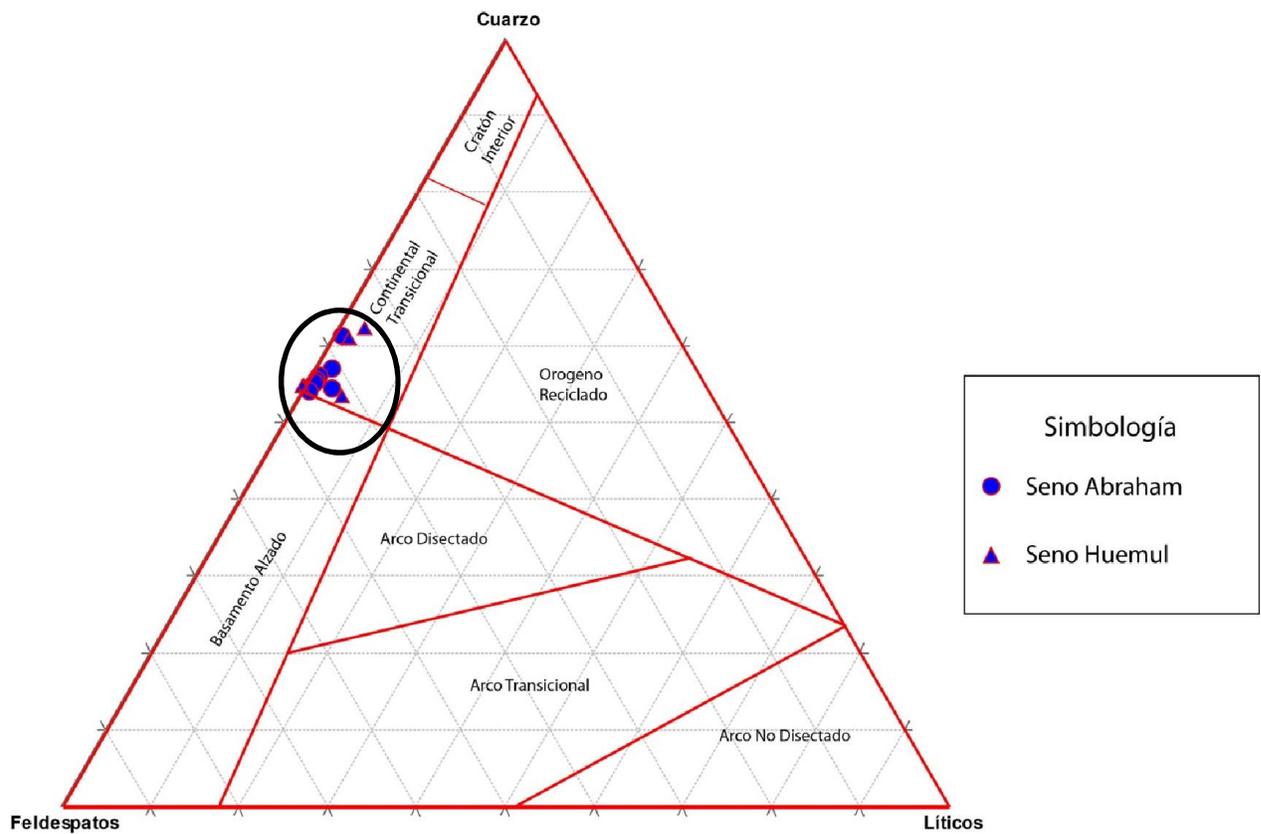


Figura V.1: Composición modal proyectada en el diagrama QFL para las zonas de estudio. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983).

En el diagrama QFL las muestras ocupan principalmente el campo Continental Transicional. (Figura V.1), sin observarse diferencias significativas entre las muestras de las distintas localidades.

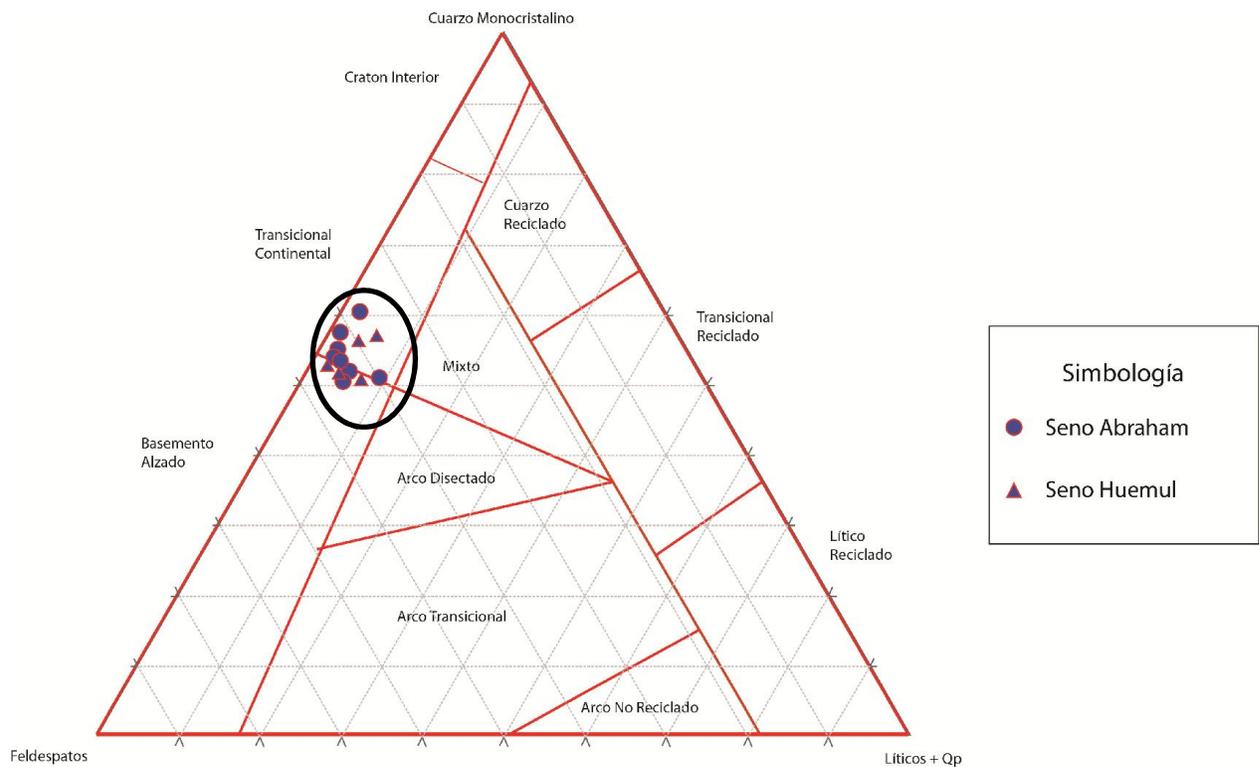


Figura V.2: Resultados de conteos modales graficados en el triángulo QmFLt. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983). Símbolos como en la Figura V.1.

En el diagrama QmFLt (Figura V.2), las muestras se proyectan en la zona límite entre los campos Continental Transicional y en el de Basemento Alzado.

V.2 Geoquímica

V.2.1 Geoquímica en areniscas

Se realizaron análisis geoquímicos a 5 muestras de arenisca obtenidas en afloramientos asignados al CDY. Los resultados se resumen en el Anexo 3.

V.2.1.1 Elementos mayores

El contenido de sílice de las muestras de arenisca varía entre 70 y 75 % con un promedio de 70 wt%. En el caso del sodio es de 3,5 y 5,5 %, que entrega un promedio de 4,37 wt%, y para el caso del potasio se tienen valores entre 1,4 y 2,5 % que entregan un promedio de 1,9 wt% para las areniscas (Anexo 3). En la tabla a continuación (Tabla V.2), se resumen los valores de elementos mayores, así como su codificación. Las muestras utilizadas para la geoquímica también fueron analizadas para el conteo modal, por lo que es posible comparar dichos resultados con éstos.

Muestra	11FM1	18FM1	18FM3	18FM4	23FM9
Litología	Arenisca	Arenisca	Arenisca	Arenisca	Arenisca
SiO₂	71,42	71,67	72,11	71,96	71,16
Al₂O₃	14,35	14,47	14,64	14,85	14,58
Fe₂O₃	2,58	2,79	3,23	3,09	2,87
MnO	0,033	0,039	0,039	0,047	0,043
MgO	0,82	1,05	0,97	1,11	0,92
CaO	1,31	1,69	1,26	1,68	0,68
Na₂O	4,15	3,88	4,67	4,2	5,44
K₂O	1,89	2,46	1,47	2,5	1,42
Ti₂O₃	0,389	0,415	0,422	0,459	0,414
P₂O₅	0,1	0,11	0,11	0,11	0,08

Tabla V.2: Porcentaje de elementos mayores para las muestras analizadas. Todas son clasificadas como areniscas. Las cuatro primeras provienen del seno Abraham, mientras que la 23FM9 proviene del seno Huemul.

Respecto a los elementos mayores, podemos observar que no existen diferencias significativas entre las distintas muestras estudiadas, en cuanto a los porcentajes de éstos. El cambio más notorio se produce respecto a la cantidad de CaO, en la que la muestra 23FM9 de Seno Huemul presenta un 0,68%, y un mayor porcentaje de Na₂O en comparación a las demás.

En el diagrama de clasificación propuesto por Herron (1988), basado en las razones de SiO₂/Al₂O₃ vs Na₂O/K₂O (Figura V.3), se aprecia que las muestras clasificadas como areniscas por parámetros mineralógicos, en general, se proyectan en el campo de las wackas, en el límite con las litoarenitas. De igual manera, en el diagrama de clasificación propuesto por Pettijhon (1972), basado también en la razón SiO₂/Al₂O₃, pero está vez versus a la razón Fe₂O₃/K₂O (Figura V.4), las muestras también se proyectan en el campo de las wackas. Lo anterior puede ser explicado debido a la alteración moderada a sericita que existe en las muestras, lo que geoquímicamente se expresa en el contenido de Al₂O₃ presente.

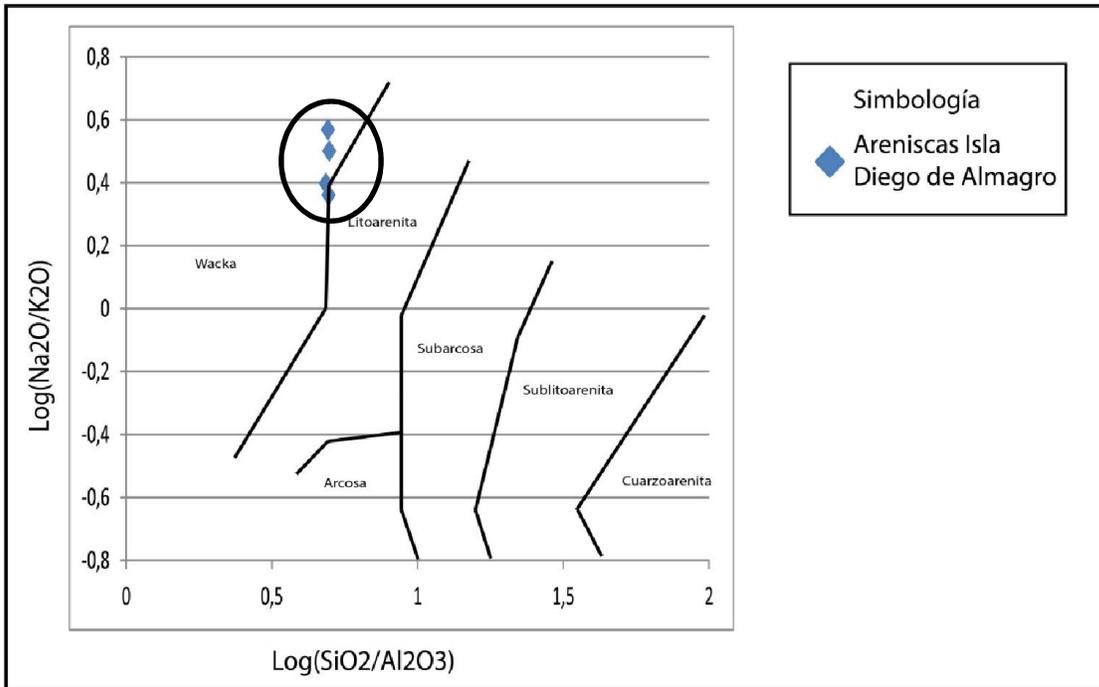


Figura V.3: Distribución de las areniscas de la isla Diego de Almagro en los diagramas de clasificación de rocas sedimentarias propuesto por Herron (1988).

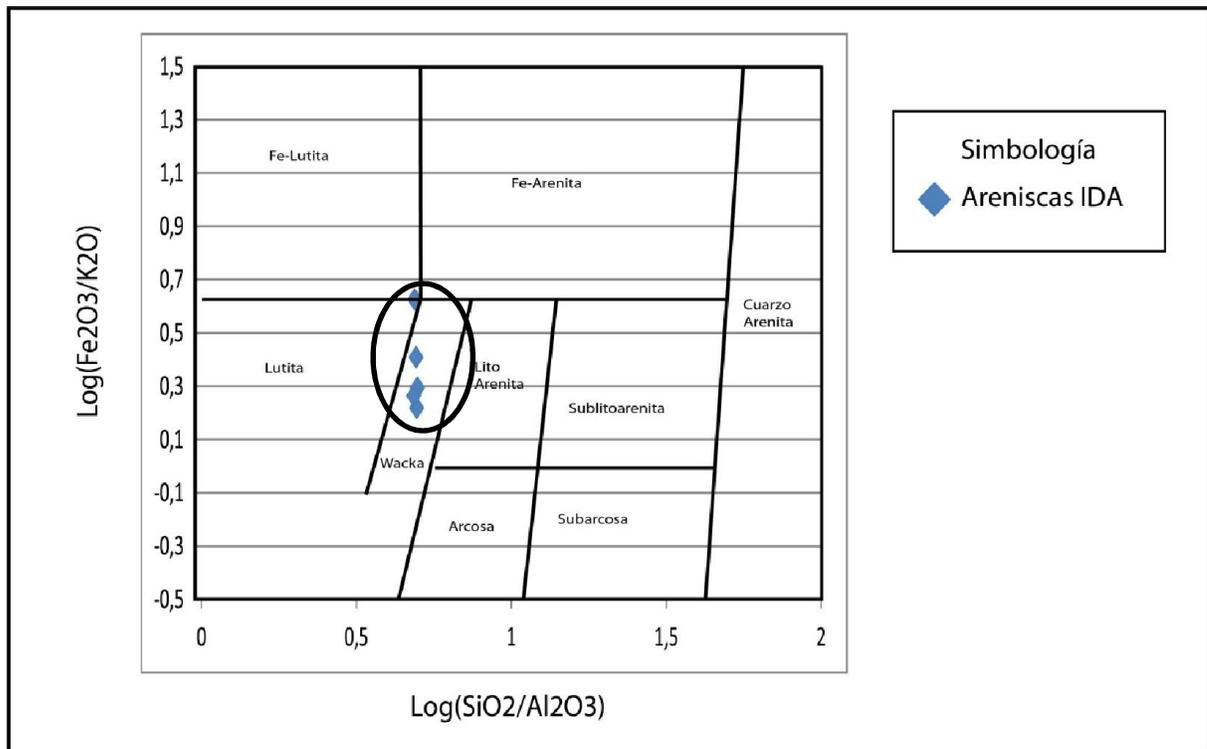


Figura V.4: Distribución de las areniscas de la isla Diego de Almagro (IDA) en los diagramas de clasificación de rocas sedimentarias propuesto por Pettijhon (1972).

V.2.1.1 Elementos trazas

Las concentraciones de los elementos Sc, V, Ba, Sr, Y, Zr, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Nb, Hf, Th y REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu) de las muestras del CDY se presentan en el Anexo 3.

Las concentraciones de REE pueden proporcionar información útil del estilo del magmatismo en la región fuente. El patrón de REE normalizado a condrito del GPT muestra un enriquecimiento en los elementos LREE, el cual tiene un patrón cóncavo (Figura V.5). Las areniscas tienen patrones muy similares, típico de márgenes activos, debido a la concentración de feldespatos en las areniscas (McLennan et al., 1990). Si se compara con el patrón de PAAS (“post-Archaean average shales”) y UCC (“upper continental crust”) estos son muy similares.

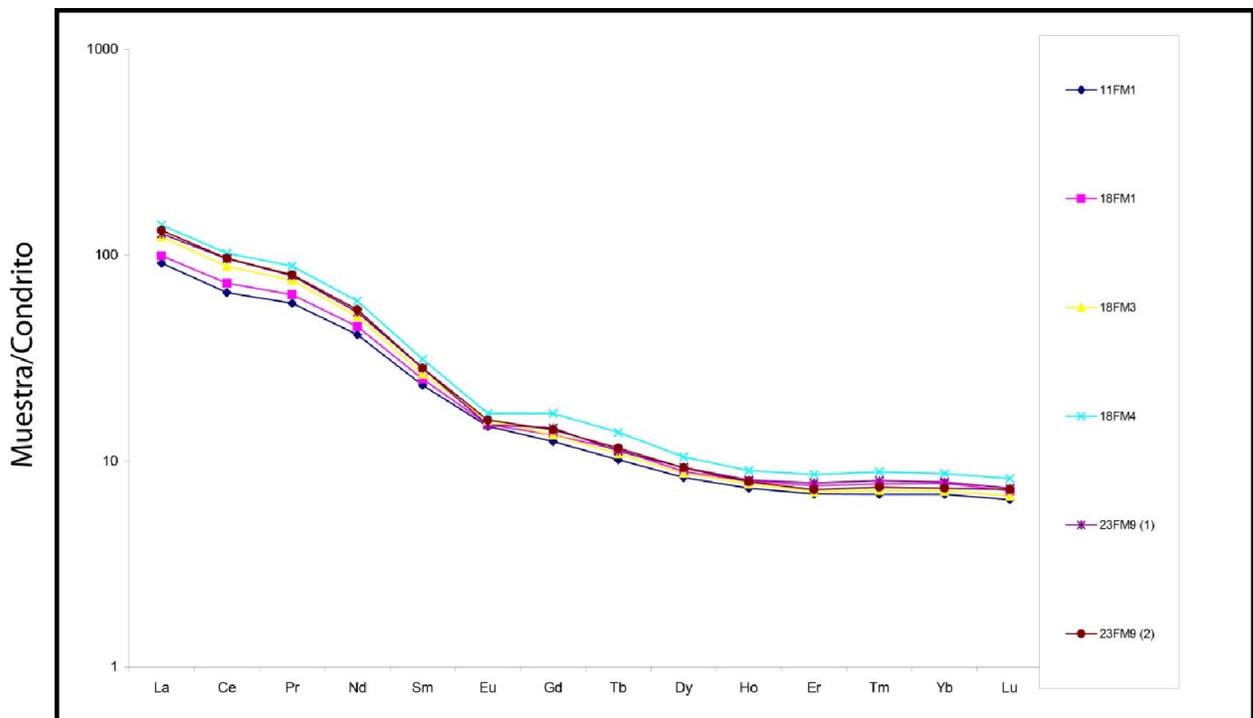


Figura V.5: Patrón de elementos REE de las areniscas de la IDA normalizados a condritos.

V.2.1.2 Efectos de la meteorización

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. 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 V.6 se desprende que las muestras tanto areniscas como de areniscas se encuentran en el rango 50-60, por lo cual, y como se indica anteriormente, éstas son caracterizadas por una baja meteorización.

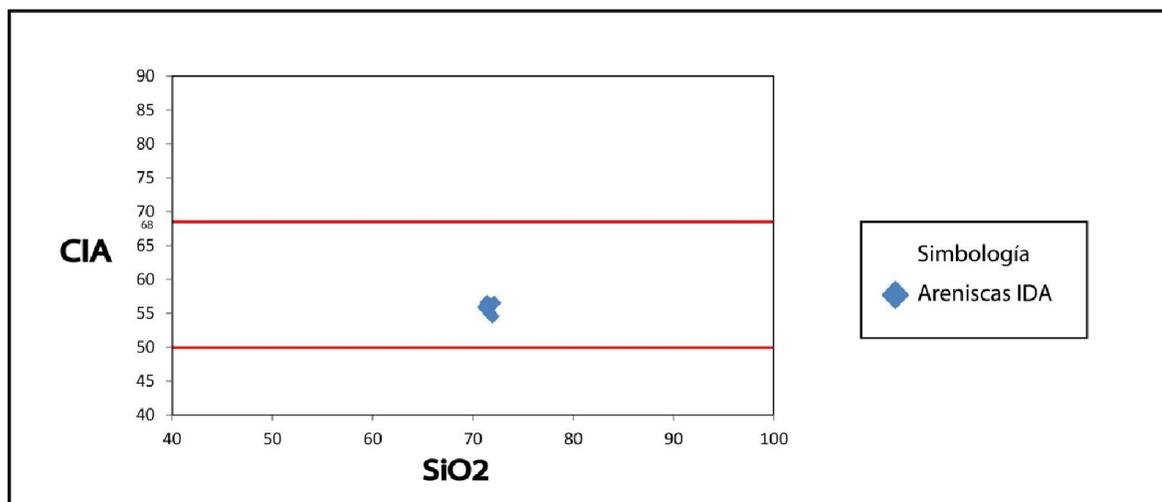


Figura V.6: Diagrama SiO₂ vs. Índice de Alteración Química (CIA) de Nesbitt y Young (1982). CIA = $(A/A+CN+K)*100$. A = (Al₂O₃/101,96). CN = ((CaO/56,08) - (P₂O₅/141,948)*3,333) + Na₂O/61,9796). K = K₂O/94,08.

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 V.4), 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 (Fedo et al., 1995).

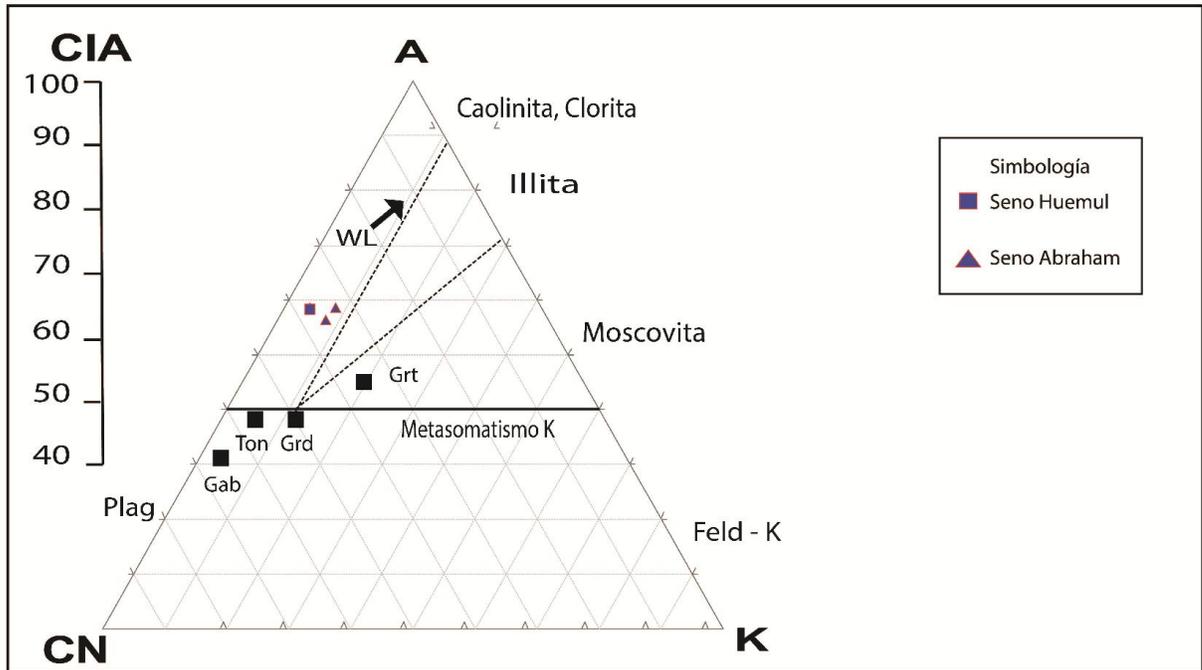


Figura V.7: Diagrama en proporciones moleculares A-CN-K de Nesbitt y Young (1984, 1989), (proporciones moleculares). $A = Al_2O_3$; $CN = CaO^* + Na_2O$, donde $CaO^* = (CaO) - (P_2O_5) * 3,333$; $K = K_2O$. WL = Línea de alteración de los feldespatos (Nesbitt y Young, 1984). Se han proyectado promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Grt, granito; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; Gab, gabro. Símbolos como en la Figura V.6.

V.2.1.3 Proveniencia y marco tectónico

V.2.1.3.1 Diagramas basados en elementos mayores

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 SiO_2 vs. K_2O/Na_2O 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 V.8).

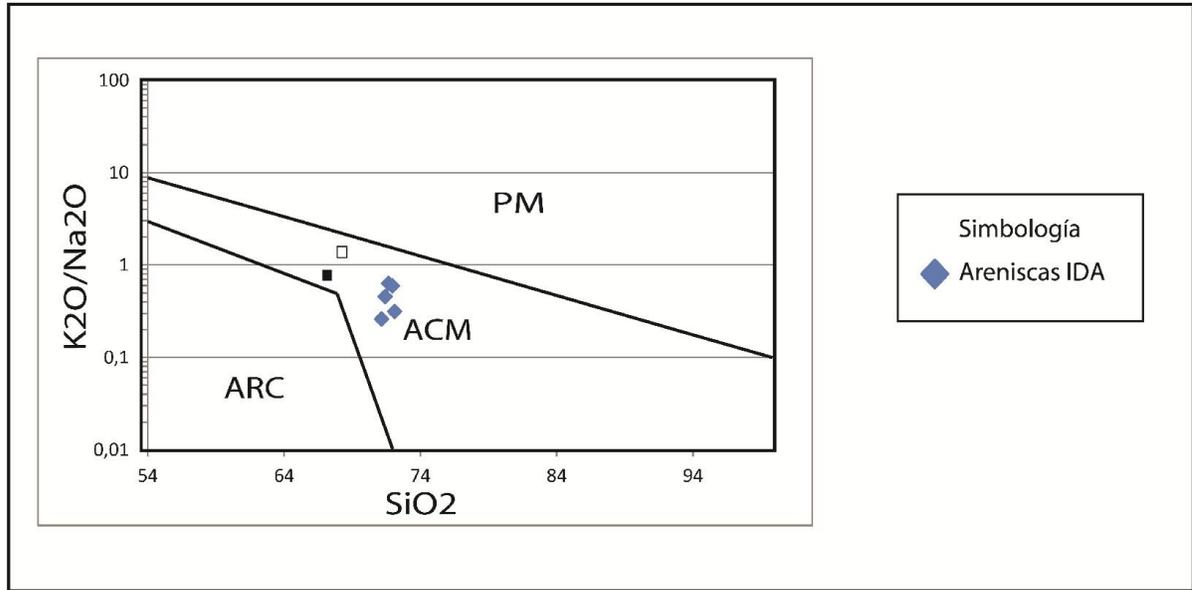


Figura V.8: Diagrama discriminante de Roser y Korsch (1986). PM, margen pasivo; ACM, margen continental activo; ARC, arco oceánico de islas. Cuadrado blanco: composición promedio de granodioritas del Batolito de Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979); cuadrado negro: composición promedio de granodioritas del Batolito Patagónico (Lacassie, 2003).

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 asociadas. Se proyectan las composiciones de distintas rocas ígneas (Le Maitre, 1976), junto con las muestras de areniscas de este trabajo (Figura V.9). Las muestras estudiadas se ubican tanto en el campo P3 (detritos plutónicos y volcánicos félsicos; Roser y Korsch, 1988) como en el P2, el cual se define como transicional (detritos andesíticos).

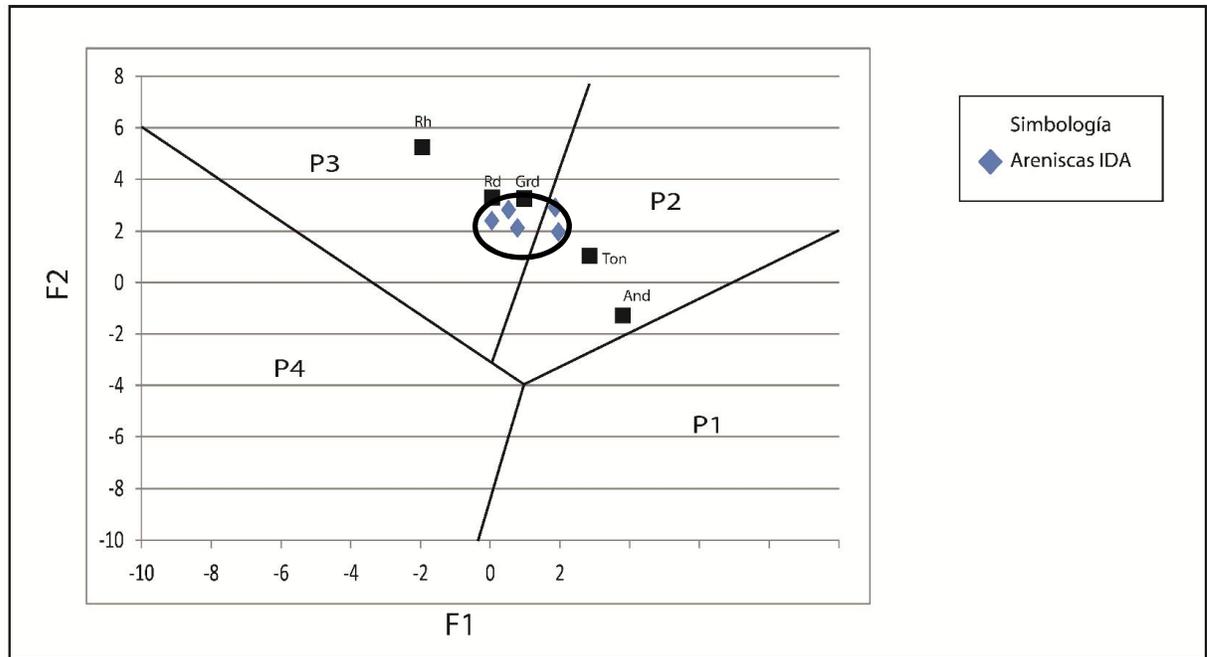


Figura V.9: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada. Se han proyectado algunos promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Rh, riolita; Rd, riodacita; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; And, andesita.

V.2.1.3.1 Diagramas basados en elementos trazas

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. 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 V.10). La totalidad de las muestras de este trabajo se proyectan en el campo “Fuente félsica”. Las muestras se ubican alrededor de la composición de la corteza continental superior (CCS).

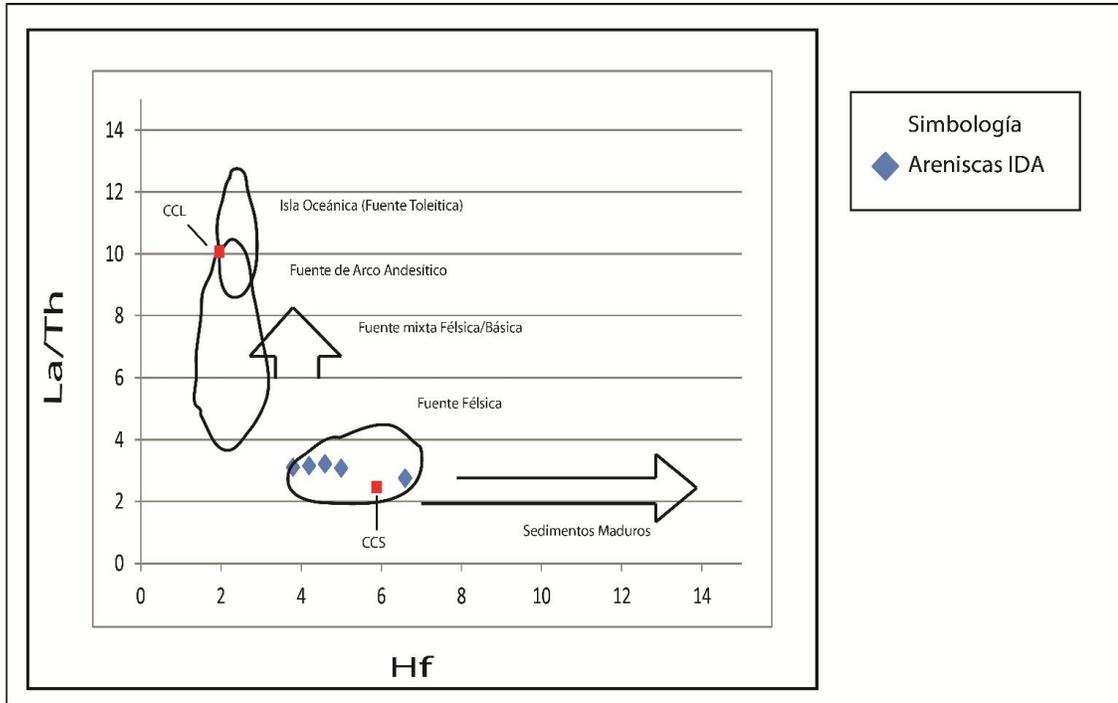


Figura V.10: Diagrama discriminante Hf vs. La/Th modificado por Gu et al. (2002) a partir del diagrama de Floyd y Leveridge (1987). Los cuadrados rojos son promedios de corteza continental inferior (CCI) y corteza continental superior (CCS).

La proyección de las muestras de este trabajo en el diagrama triangular de Murphy (2000) Al_2O_3 -Hf-TiO₂ (Figura V.11), evidencia un grupo homogéneo que representa a todas las muestras estudiadas, las cuales se encuentran cercanas a la línea de acumulación de circón y/o titanita, ubicándose ligeramente más cerca del vértice Hf.

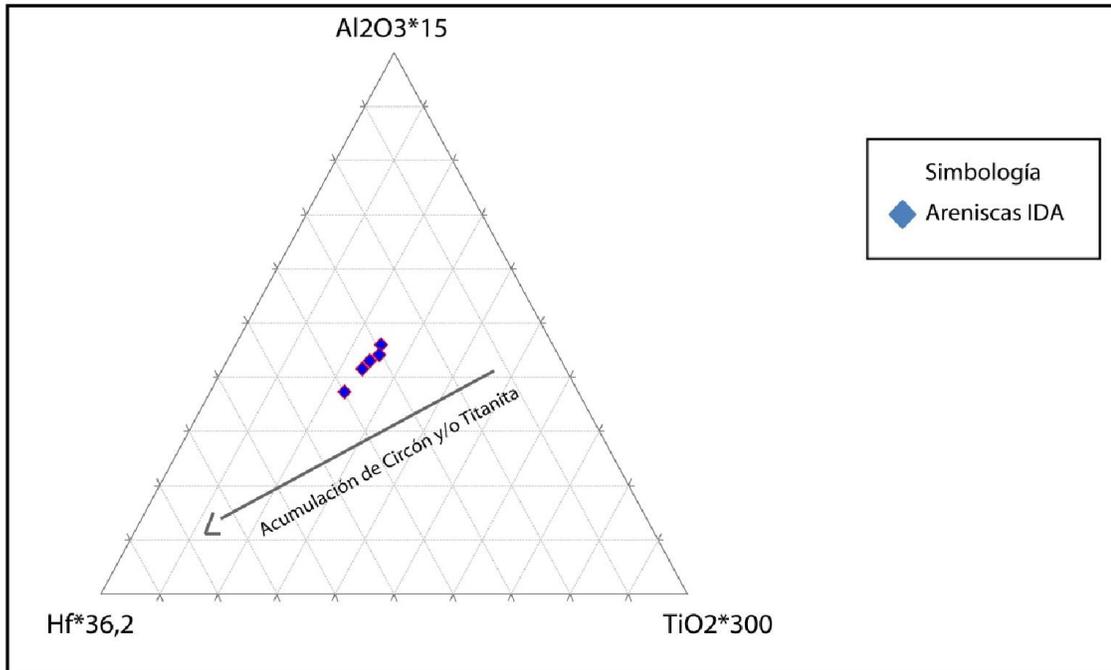


Figura V.11: Diagrama Al_2O_3 - TiO_2 - Hf , modificado por Lacassie (2003) de García et al. (1994).

En el diagrama discriminante de roca fuente Co/Th vs. La/Sc de Gu et al. (2002) (Figura V.9), se aprecia que las muestras de este estudio tienen valores La/Sc que oscilan entre 4 y 8, mientras que los valores de la razón Co/Th en general son bajas (valores mínimo y máximo 0,4 y 1,8 con un promedio 0,8), salvo las muestras 18FM4 y 23FM9, que se escapan del promedio de granodioritas por su contenido de Co.

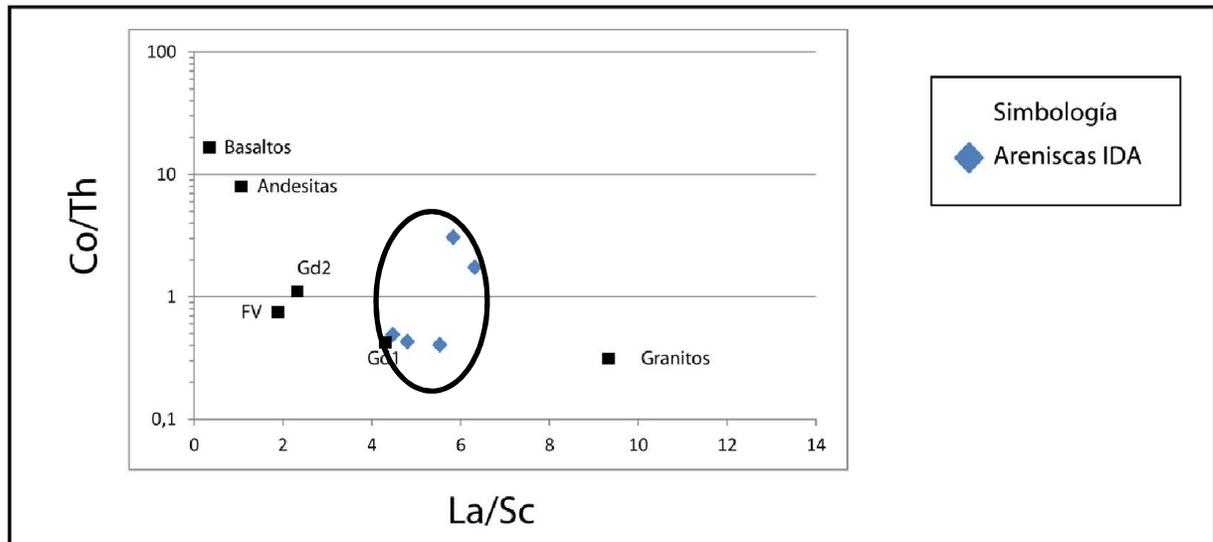


Figura V.12: Diagrama discriminante Co/Th vs. La/Sc (Floyd y Leveridge, 1987). Además se proyectaron las composiciones promedio de basaltos, andesitas, rocas volcánicas félsicas (FV), granitos, granodioritas del Batolito Sierra Nevada (Gd1) y granodioritas del Batolito Patagónico (Gd2).

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. Las muestras tienen similitud en este diagrama con la composición promedio de una riolita para este tipo de geoquímica.

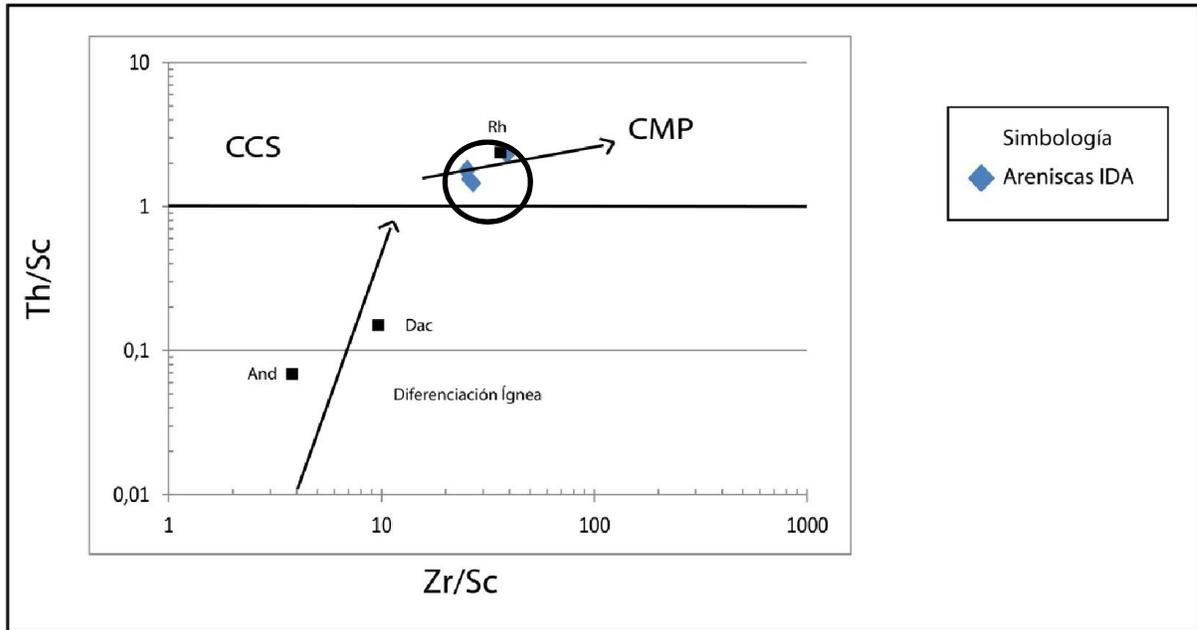


Figura V.13: Diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Se proyectaron promedios de rocas ígneas, según Le Maitre (1976): And, andesita; Dac, dacita; Rh, riolita. CCS: área de proyección general de rocas de composición similar a la corteza continental superior; CMP, trayectoria de concentración de minerales pesados por procesos sedimentarios.

Discusión

VI.1 Proveniencia sedimentaria de las areniscas del CDY

VI.1.1 Petrografía y composición modal de areniscas

Respecto a la petrografía de las muestras analizadas, si bien en general éstas tienen características similares en cuanto a su tamaño de grano, redondeamiento, selección, entre otras, existen diferencias marcadas en cuanto a la alteración sufrida por las muestras, respecto a las localidades estudiadas. Las muestras de seno Abraham presentan mineralización secundaria, mientras que las de seno Huemul se encuentran menos alteradas que las anteriores.

En desmedro de lo anterior, y respecto a los conteos modales se destacan resultados similares obtenidos entre las muestras de las distintas localidades estudiadas, las cuales se acumulan en el campo Basamento Alzado – Continental Transicional. Los resultados toman fuerza, ya que tanto desde un punto de vista modal como geoquímico, las muestras tienen comportamientos similares a los de otros afloramientos del CDY.

Para establecer posibles relaciones con otros trabajos, se deben realizar comparaciones con muestras de trabajos anteriores en afloramientos del CDY (Forsythe y Mpodozis, 1983; Mpodozis y Forsythe, 1983; Lacassie, 2003; Faúndez, 2000; Faúndez et al., 2002; Quezada, 2010), así como del Grupo Península Trinidad (GPT) (Castillo, 2011), el cual ha sido homologado al Complejo Duque de York. Las muestras estudiadas aquí se proyectan de forma similar a las del CDY estudiadas por Quezada (2010) que se extrajeron de norte a sur en isla Madre de Dios, isla Duque de York, isla Diego de almagro, isla Ramírez e isla Desolación. 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 (Quezada, 2010). También son similares a los obtenidos por Castillo (2011), los cuales se comparan, de acuerdo a la nomenclatura usada en dicho trabajo a la Petrofacies III definida por Smellie (1987, 1991), quien postula que la edad del depósito se encuentra directamente relacionada con la cantidad de cuarzo. La facies descrita en este caso resultaría ser una intermedia.

VI.1.2 Geoquímica

Los diagramas de elementos mayores que indican la naturaleza del área fuente y régimen tectónico generan datos factibles de ser analizados, puesto que los valores del índice CIA (Figura V.6) para este estudio oscilan entre 50 y 60, lo cual indica una alteración química incipiente o ausente (Fedo et al., 1995).

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. Entre los efectos documentados del fraccionamiento en la geoquímica se tiene el aumento de K₂O, acompañado de una disminución del SiO₂ y Na₂O al

disminuir el tamaño de grano desde arena a fango (Roser y Korsch, 1986). Un efecto similar se observa en las muestras reportadas por Faúndez et al. (2002), Lacassie (2003) y Quezada (2010) en rocas del CDY y Castillo (2011) en rocas del GPT de la Antártica.

En el caso de las distribuciones vistas en el diagrama A-CN-K (Figura V.7), éstas resultan similares a las observadas en areniscas de sucesiones turbidíticas modernas (McLennan et al., 1990), donde se indica que las rocas con escaso contenido de matriz, como las areniscas, se encuentran alejadas del vértice A. Si se asume 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, se puede suponer un metasomatismo potásico (Fedo et al., 1995) y que según Lacassie (2003) podría relacionarse con la intrusión del Batolito Patagónico. Una evidencia indirecta del metasomatismo se encontraría en las diferencias vistas en los cortes transparentes tanto en la composición mineralógica de las areniscas adyacentes (mayor presencia de micas), así como en la diferencia de las rocas carbonatadas (aquéllas que están próximas al batolito se encuentran convertidas en mármol).

En la figura V.8 también se observa que las areniscas se proyectan fuera del triángulo formado por la línea que une la graniodiorita (“Grd” en la figura) con la moscovita, la línea A-K y la WL. Esto sugiere una fuente intermedia entre una tonalita y una granodiorita. 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. También coincide con la fuente intermedia asignada por Quezada (2010).

En el diagrama Al_2O_3 - TiO_2 -Hf (Figura V.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, al tener similar comportamiento geoquímico.

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 subesquistos verdes y anfibolita (Roser y Korsch, 1986 y 1988; Fedo et al., 1996). Como las muestras aquí estudiadas presentan evidencia de un metamorfismo similar (facies de subesquistos verdes) 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.

VI.1.3 Caracterización de la fuente y régimen tectónico de depósito

Dada la escasa dispersión de las muestras en el diagrama A-CN-K (Figura V.6), es factible suponer que las muestras estudiadas aquí poseen un origen similar 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 V.9) de Roser y Korsh (1988), que es sensible a cambios composicionales y que discrimina proveniencia de areniscas se observa que la dispersión es leve, proyectando las muestras en el límite entre la fuente félsica e intermedia, cercana a la composición de una

granodiorita, lo que contrasta en parte con lo observado por Quezada (2010), donde se encuentran fuentes más bien intermedias. 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 e intermedias.

Con respecto al régimen tectónico de la cuenca de depósito, el diagrama discriminante a partir de elementos mayores de Roser y Korsch (1986) (Figura V.8), se puede apreciar que la totalidad de las muestras se proyectan en el campo de margen continental activo (ACM). Esta clasificación corresponde con cuencas de márgenes continentales de tipo andino y cuencas transcurrentes (pull-apart).

Ahora bien, con respecto a los resultados obtenidos a partir de los diagramas que utilizan elementos traza para la discriminación geoquímica, para las muestras de este estudio se obtienen como resultado fuentes ígneas de composición félsica, como el diagrama Hf vs. La/Th (Figura V.10) y en el diagrama Zr/Sc vs. Th/Sc (Figura V.13); y asociadas a composiciones promedio de granodioritas en el diagrama La/Sc vs. Co/Th (Figura V.12) (salvo las muestras 18FM4 y 23FM9).

Con todo lo anterior, se puede resumir que 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.

VI.3 Comparación entre muestras del Complejo Duque de York y complejos equivalentes de la Patagonia y Antártica

En los últimos años se han realizado diversos trabajos en el CDY tratando de determinar la proveniencia sedimentaria y las fuentes que permitirían la formación del complejo metasedimentario, luego de la acreción a Gondwana del complejo exótico que incluye al Complejo Denaro y a las Calizas Tarlton (Faúndez, 2000; Faúndez et al, 2002; Lacassie, 2003; Lacassie et al., 2006; Quezada, 2010). También se han intentado comparar los resultados de este complejo con el Grupo Península Trinidad, ubicado en la Antártica, en base a su similitud petrográfica y geoquímica, además de existir hipótesis respecto a su ubicación adyacente durante la acreción de Gondwana (Hervé et al., 2006; Castillo, 2011). Los estudios realizados en el CDY se han extendido a lo largo de su extensión, entre las latitudes 48°S y 52°S, los cuales incluyen a la isla Madre de Dios, isla Duque de York, isla Diego de Almagro (IDA), isla Ramírez e isla Desolación. Este trabajo se ha concentrado en estudiar la zona central de la IDA, desde donde no existía información previa. De esta forma, se pretende complementar la información existente de los afloramientos del CDY en cuanto a su proveniencia, y poder comparar los datos obtenidos con los preexistentes a lo largo del margen occidental de Patagonia. Lo anterior es posible, puesto que se han seguido patrones similares de trabajo.

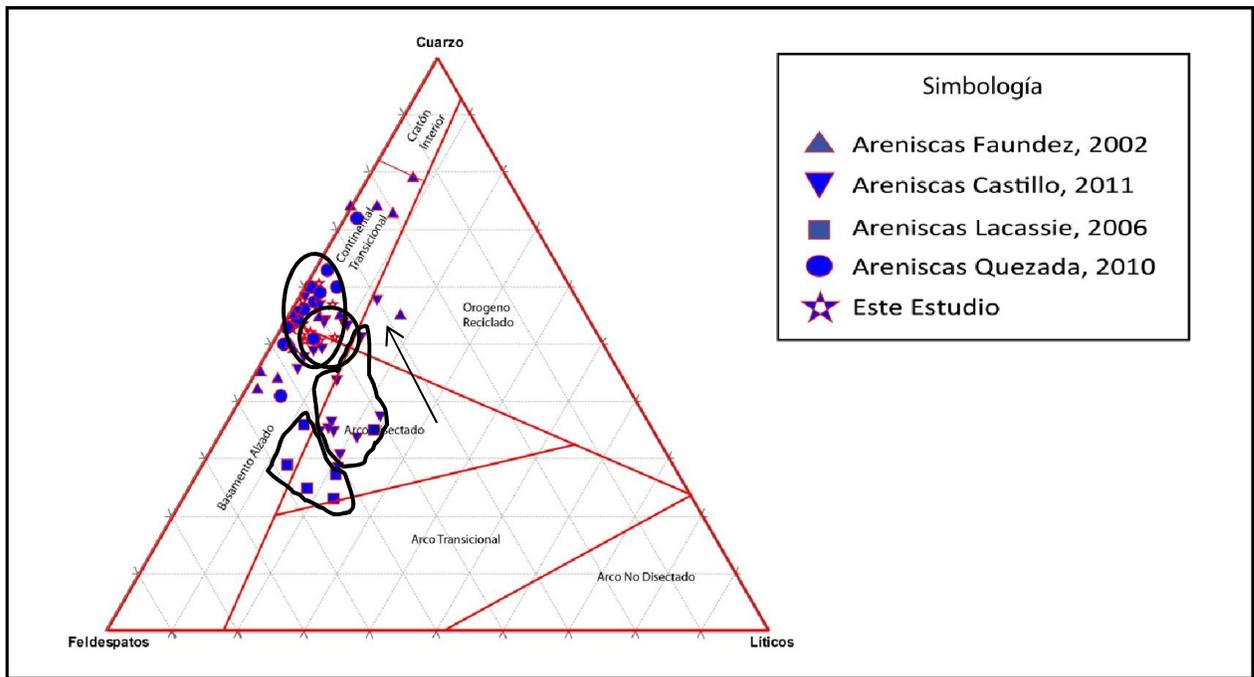


Figura VI.1: Resultados de la sobreposición de conteos modales de Faúndez (2002), Lacassie (2003), Quezada (2010), Castillo (2011) y este trabajo en el diagrama QFL. Los campos de proveniencia corresponden a los de Dickinson et al. (1983). La flecha indica progresión de la sucesión que va desde base a techo (Castillo, 2011)

Respecto a las modas mineralógicas (Figura VI.1), se puede apreciar que las proyecciones de las muestras de este estudio son comparables a las obtenidas por Quezada (2010) en la isla Ramírez y la isla Desolación, así como las obtenidas por Faúndez (2002) para la isla Madre de Dios y la isla Diego de Almagro. Del mismo modo, en el trabajo pionero de este complejo para la IMD, 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. Esto es congruente con lo obtenido por Lacassie (2003, 2006), quien proyecta sus muestras sobre el campo de arco disectado (Figura VI.1), debido a la mayor cantidad de líticos encontrados en desmedro de los granos de cuarzo, que son predominantes en los otros afloramientos. Esto también se aplica para las composiciones modales encontradas por Castillo (2011), quien en su trabajo obtiene dos petrofacies predominantes: unas que son de arco disectado y otro conjunto de muestras que replica los resultados de este trabajo (Figura VI.1). En dicho trabajo, las diferencias de composición modal se han explicado en el sentido de que los niveles de la sucesión que conforma el CDY que afloran en la zona del seno Soplador de la IMD corresponderían a niveles cercanos a la base de la sucesión. Esto se confirma con el hecho que las muestras de Faúndez (2000) 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.

En la Figura VI.1 se puede observar cómo, salvo Lacassie et al. (2006) y algunas muestras de Castillo (2011), las areniscas presentan patrones similares en cuanto a su proyección y por ende en cuanto a su composición modal. No se proyectaron las

muestras de Faúndez (2000), las cuales presentan un patrón similar a las anteriores (arco disectado).

En cuanto a la alteración experimentada 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 (Quezada, 2010); 50-60, este trabajo, valores que muestran similitud y en general se sobreponen 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 (2011) para muestras del GPT. En el diagrama A-CN-K, (Figura VI.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 (2006) de lo que se deduce una fuente y metasomatismo similar para las muestras del CDY. Las muestras del GPT habrían sufrido un metasomatismo potásico menos intenso (las muestras caen dentro del triángulo) al estar sus muestras menos meteorizadas que las del CDY (Castillo, 2011).

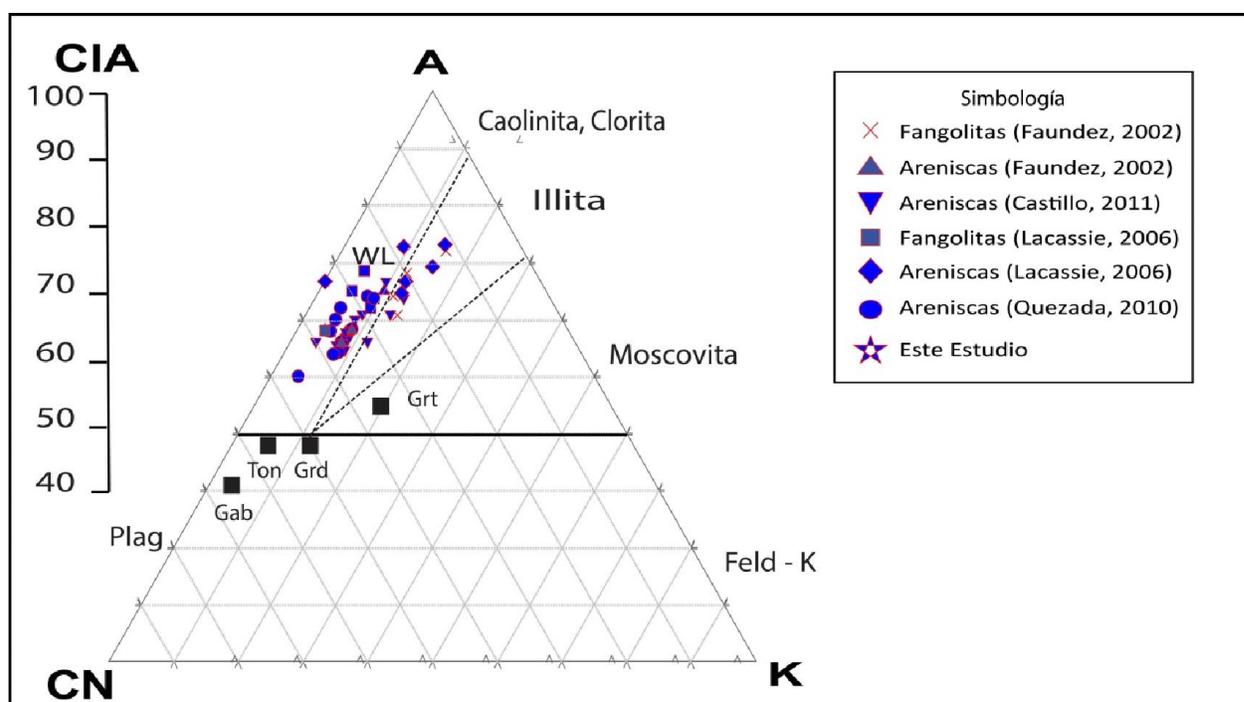


Figura VI.2: Diagrama en proporciones moleculares A-CN-K de Nesbitt y Young (1984, 1989), (proporciones moleculares). $A = Al_2O_3$; $CN = CaO^* + Na_2O$, donde $CaO^* = (CaO) - (P_2O_5) * 3,333$; $K = K_2O$. WL = Línea de alteración de los feldespatos (Nesbitt y Young, 1984). Se han proyectado las muestras de los trabajos indicados en la figura; así como los promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Grt, granito; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; Gab, gabro.

Ahora en el diagrama SiO_2 vs. K_2O/Na_2O (Figura VI.3), no se observan diferencias significativas, ya 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.

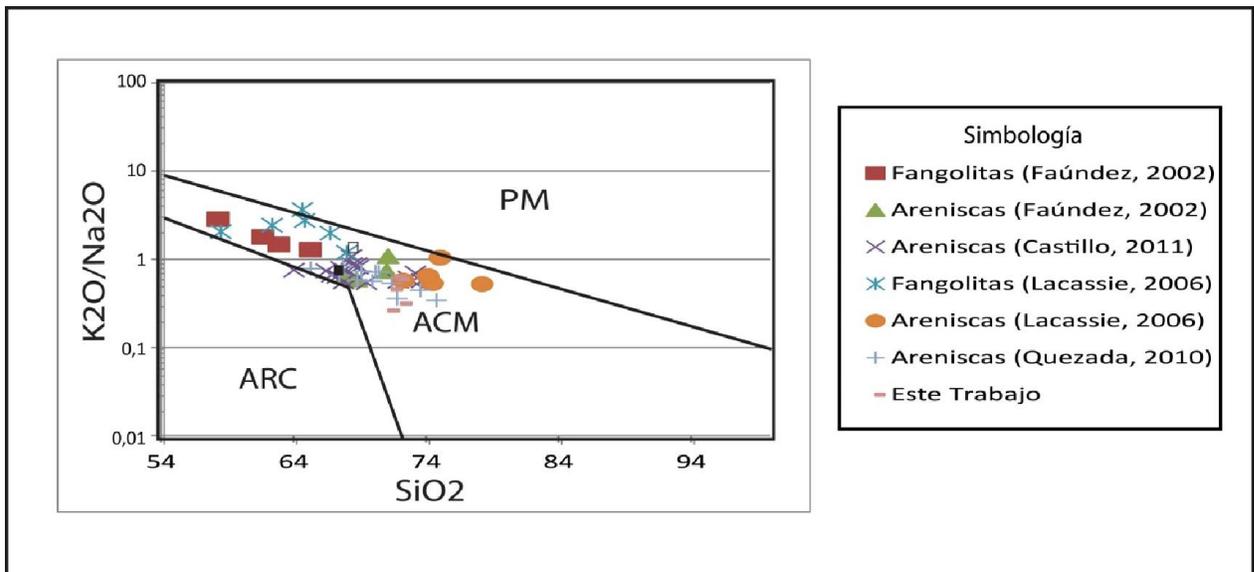


Figura VI.3: Diagrama discriminante de Roser y Korsch (1986). PM, margen pasivo; ACM, margen continental activo; ARC, arco oceánico de islas. Se han proyectado resultados de los trabajos (sólo areniscas) de Faúndez et al. (2002), Lacassie et al. (2006), Quezada (2010) y Castillo (2011). Cuadrado blanco: composición promedio de granodioritas del Batolito de Sierra Nevada (Bateman y Chappell, 1979); cuadrado negro: composición promedio de granodioritas del Batolito Patagónico (Lacassie, 2003).

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; Quezada, 2010) que indican una proveniencia principalmente del tipo P3, es decir félsica. Los resultados para las muestras del presente estudio también se proyectan principalmente en el campo P3, aunque algunas, aparecen sobre el campo P2 asociadas al promedio de rocas ígneas correspondiente a tonalita; una de estas muestras de arenisca pertenece al seno Abraham y la otra a seno Huemul. Las muestras del GPT tienen una dispersión similar a las muestras de Lacassie et al. (2006) y Quezada (2010), las cuales se encuentran en el límite mostrado por este diagrama.

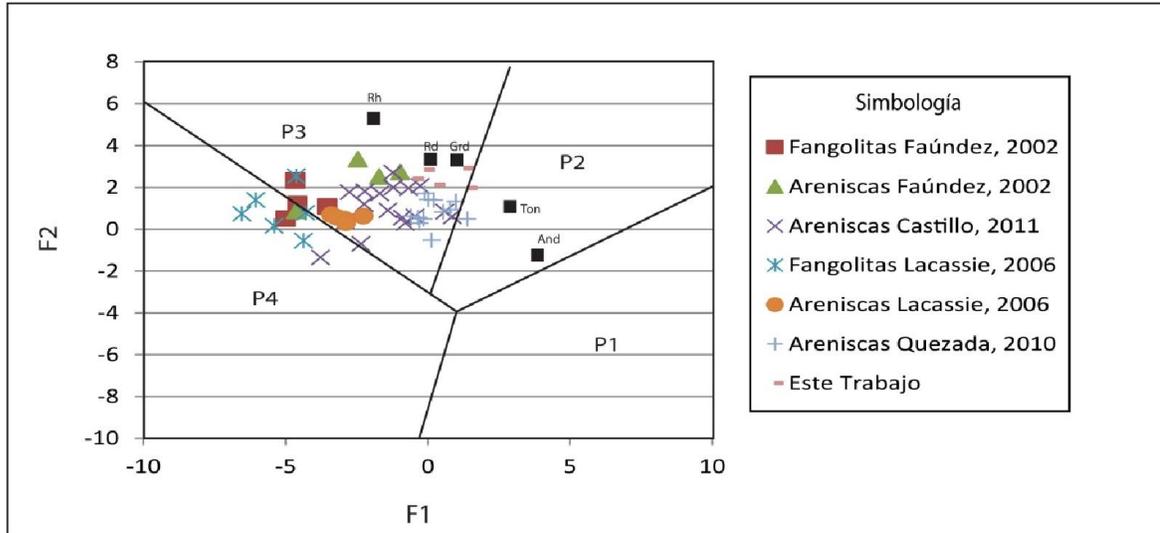


Figura VI.4: Diagrama de funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988). Tipos de proveniencia: P1, máfica; P2, intermedia; P3, félsica; P4, reciclada. Se han proyectado algunos promedios de rocas ígneas (Le Maitre, 1976): Rh, riolita; Rd, riodacita; Grd, granodiorita; Ton, tonalita; And, andesita.

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. Se observa que las muestras de Faúndez et al. (2002) se proyectan en rangos similares con las de Lacassie et al. (2006); 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 similares que las del CDY. En general la mayor parte de las muestras de los distintos estudios recaen en el campo de Fuente Félsica.

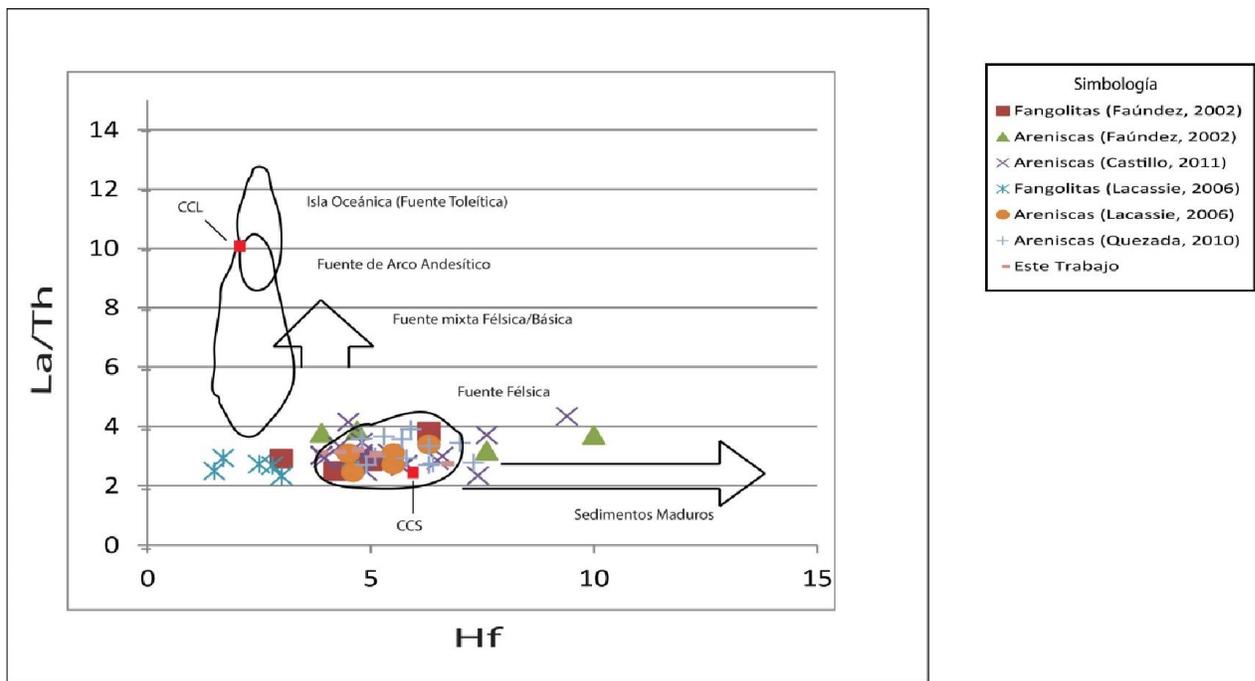


Figura VI.5: Diagrama discriminante La/Th vs. Hf modificado por Gu et al. (2002) a partir del diagrama de Floyd y Leveridge (1987). Los cuadrados blancos son promedios de corteza continental inferior (CCI) y corteza continental superior (CCS). Se proyectan las muestras de los trabajos de Faúndez et al. (2002); Lacassie et al. (2006); Quezada (2010) y Castillo (2011).

Con respecto al diagrama Al_2O_3 - TiO_2 -Hf (Figura VI.6), 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. Este diagrama justificaría la menor dispersión de las proyecciones de las muestras del GPT en la Figura VI.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, 2011).

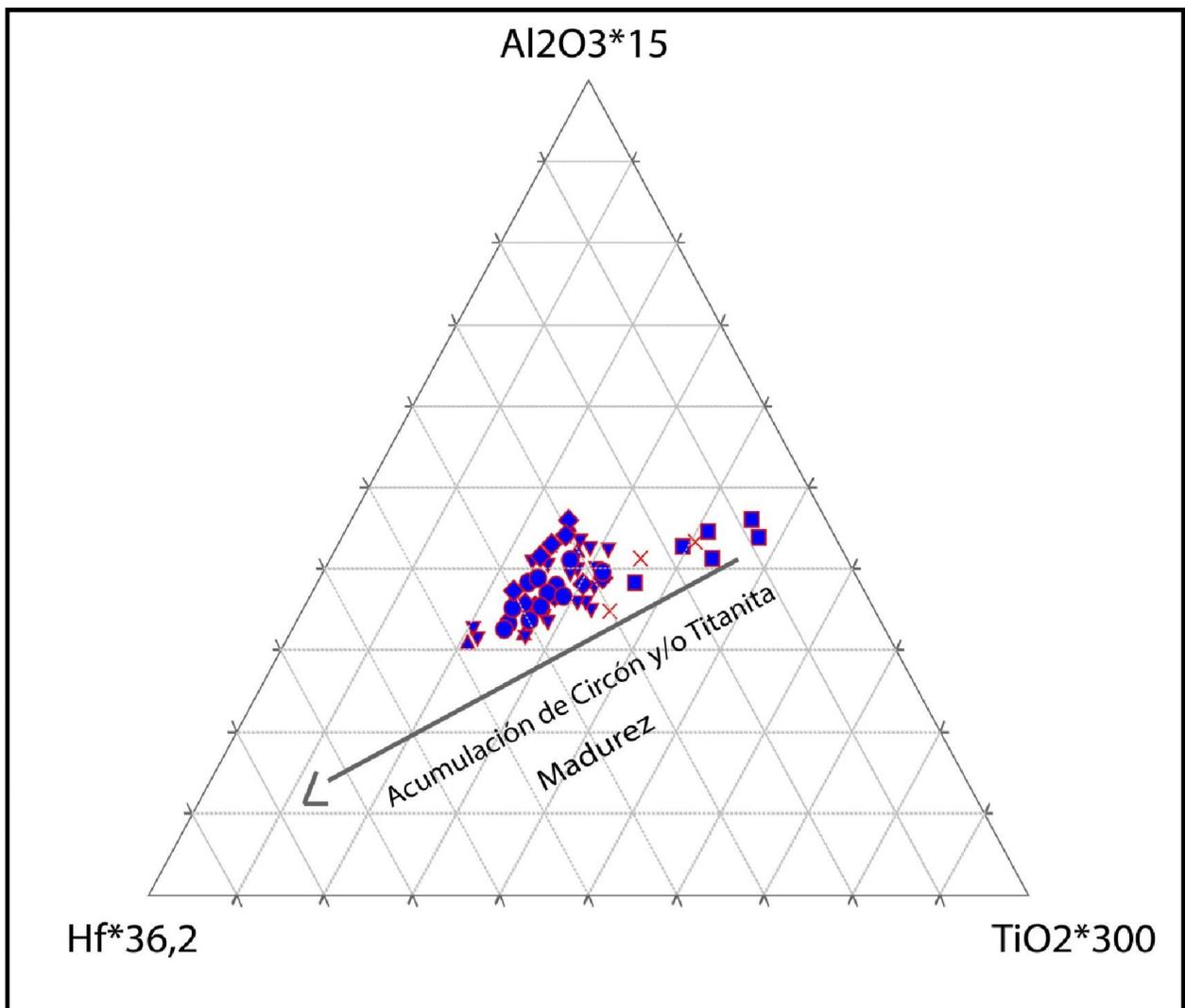


Figura VI.6: Diagrama Al_2O_3 - TiO_2 - Hf , modificado por Lacassie (2003) de García et al. (1994). Se proyectan tanto las muestras de este estudio como las de los trabajos de Faúndez et al. (2002), Lacassie et al. (2006), Quezada (2010) y Castillo (2011). Símbolos como en la Figura VI.2

Para el diagrama Co/Th vs. La/Sc de Gu et al. (2002) (Figura VI.7), se tiene que al proyectar sus resultados químicos se observan dispersiones similares a las de Lacassie et al. (2006) y a las de Quezada (2010) 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 (2011), cuando compara y hace notar las similitudes entre las proyecciones de las muestras del GPT con las de Lacassie et al. (2006). Existen dos muestras de este trabajo (18FM4 y 23FM9), las cuales se dispersan del resto de los datos. Esta diferencia se debe a la cantidad de Co que presentaron.

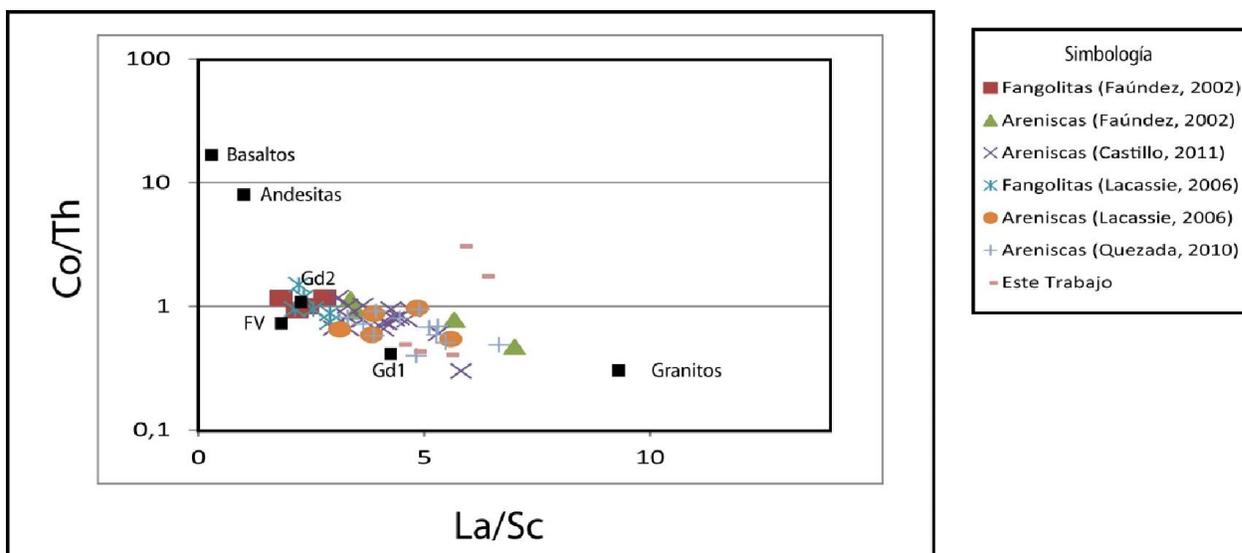


Figura VI.7: Diagrama discriminante Co/Th vs. La/Sc (Floyd y Leveridge, 1987). Se proyectan tanto las muestras de este estudio como las de los trabajos de Faúndez et al. (2002), Lacassie et al. (2006), Quezada (2010) y Castillo (2011). Además, se proyectaron las composiciones promedio de basaltos, andesitas, rocas volcánicas félsicas (FV), granitos, granodioritas del Batolito Sierra Nevada (Gd1) y granodioritas del Batolito Patagónico (Gd2). Símbolos como en la Figura VI.3.

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) y Quezada (2010). Las muestras del GPT también presentan patrones similares a los del CDY aunque en general con valores de la razón Zr/Sc menores en areniscas, lo que indicaría un mayor transporte en las rocas del CDY o bien, un mayor contenido de circones en la fuente. En general tanto las muestras del CDY como del GPT se homologan a composiciones que se asemejan a la corteza continental.

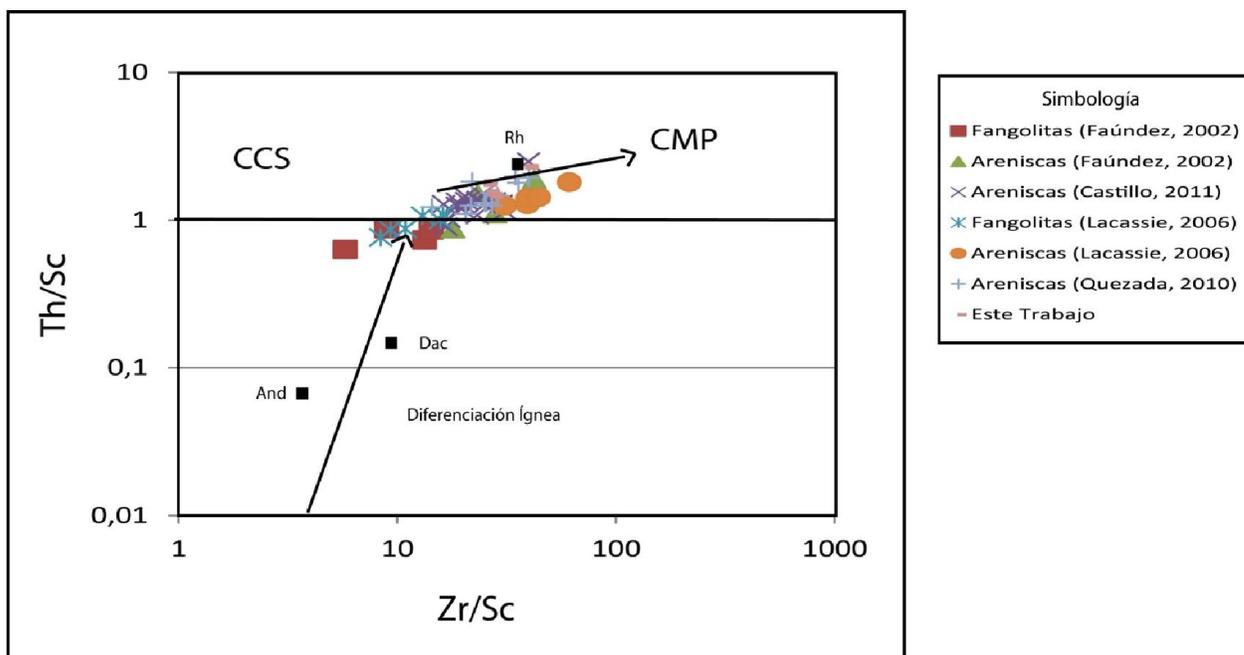


Figura VI.8: Diagrama Th/Sc vs. Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Se proyectan tanto las muestras de este estudio como las de los trabajos de Faúndez et al. (2002); Lacassie et al. (2006); Quezada (2010) y Castillo (2011). Además, se proyectaron promedios de rocas ígneas, según Le Maitre (1976): And, andesita; 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 VI.3.

VI.4 Características de la fuente sedimentaria del Complejo Duque de York

Al intentar realizar un compendio bibliográfico y armar una síntesis respecto a la evolución tectónica de los complejos acrecionarios del Paleozoico superior de la Patagonia, resulta notorio que la formación de la cuenca que originó el CDY se encuentra asociada a la existencia de un arco volcánico. Esto, a partir de la proveniencia predominantemente félsica que se asocia a las sedimentitas del complejo. En general, existe una marcada correlación entre las muestras estudiadas en este trabajo y aquéllas vistas en Quezada (2010) para el Complejo Duque de York y Castillo (2011) para el Grupo península Trinidad en la Antártica. Sin embargo, y más al norte en la Isla Madre de Dios, la proveniencia varía para el caso de Faúndez (2002), y Lacassie (2006). Esto, principalmente por el aumento en la presencia de líticos en las muestras. Lo anterior ha sido interpretado en cuanto a la posición de la secuencia: las muestras obtenidas en el seno Soplador, ubicado en la isla Madre de Dios son parte de la base de la sucesión, mientras que las encontradas en la isla Diego de Almagro y sectores más meridionales corresponden a secciones más cercanas al techo (Quezada, 2010; Castillo, 2011).

Las últimas investigaciones realizadas en la zona de estudio han intentado dilucidar las fuentes de sedimentos de las cuales provienen los clastos que forman las unidades metasedimentarias de la Patagonia Occidental y al norte de la península Antártica. A partir de la información isotópica de O y Hf obtenida de circones detríticos,

se han intentado homologar las unidades presentes en la Patagonia y la península Antártica. En ese sentido, la hipótesis de la dispersión de la fuente pérmica para la formación de dichos complejos sigue estando abierta. Comparaciones entre el índice eHf indican una similitud entre el CDY y la Provincia de Choiyoi (Fanning, 2011). Además, nuevos hallazgos en el TFMIC (Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego) (Castillo, 2013) bajo la cubierta ígnea y sedimentaria soportaría aún más dicha propuesta (Figura VI.9). Así, los nuevos hallazgos describen la dispersión del magmatismo pérmico como un evento importante, el cual se extendió a lo largo del margen suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico tardío.

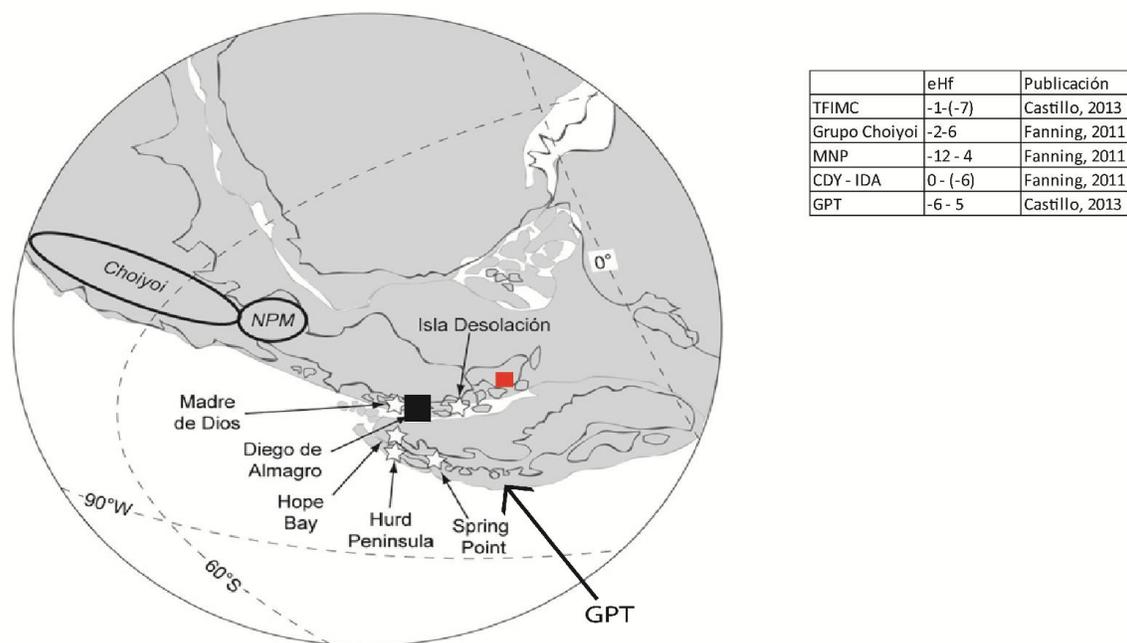


Figura VI.9: Reconstrucción del Triásico del margen suroccidental de Gondwana. En negro la zona de estudio. En rojo la fuente encontrada en TFIMC. Se muestra Choiyoi y el Macizo Norpatagónico. En la tabla se muestran los valores de eHf y su marcada superposición entre las fuentes y el CDY. Modificado de Fanning, 2011.

VI.3 Análisis de petrofacies, comparación modal e interpretaciones paleogeográficas.

A modo de realizar una comparación más profunda entre las muestras obtenidas en las distintas zonas descritas del Complejo Duque de York, se utilizará la nomenclatura de Smellie (1987, 1991), la cual reconoció tres petrofacies de areniscas, las que corresponden a distintas localidades tipo de la Antártica. Dichas petrofacies se utilizan en la Figura VI.10, las cuales se homologan a las muestras del Complejo. Basado en la razón Q/F, dicho autor sugiere una evolución temporal donde la petrofacies más antigua tendría mayor contenido de cuarzo (Petrofacies I) y por lo tanto la más joven sería la Petrofacies II (Castillo, 2008).

Las petrofacies definidas se muestran en la Figura VI.10. La petrofacies II (A en la Figura VI.10-1), tiene una proveniencia de arco disectado, lo que concuerda con la mayor cantidad de cuarzos de origen volcánico-plutónico. La petrofacies III (B en la Figura VII-1) presenta una mezcla de cuarzos de origen ígneo y metamórfico concordante con un basamento alzado y continental transicional. Además, ésta petrofacies tiene razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{T})$ más altas y $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ más bajos que la petrofacies A, lo que implica una fuente con mayor contribución de la corteza a medida que se exponen niveles más profundos del arco magmático pérmico. Dicha petrofacies coincide con las características expuestas para las muestras de este estudio

Como se puede apreciar en la figura, las muestras recopiladas en este estudio se concentran en su totalidad en la petrofacies III, mientras que las muestras recopiladas en los trabajos de Lacassie, 2003 y Faúndez, 2002 se ubican en la petrofacies III. Lo anterior sugiere que las muestras que se encuentran en Madre de Dios se depositaron en la base de la secuencia, mientras que las meridionales lo hicieron más cerca del techo.

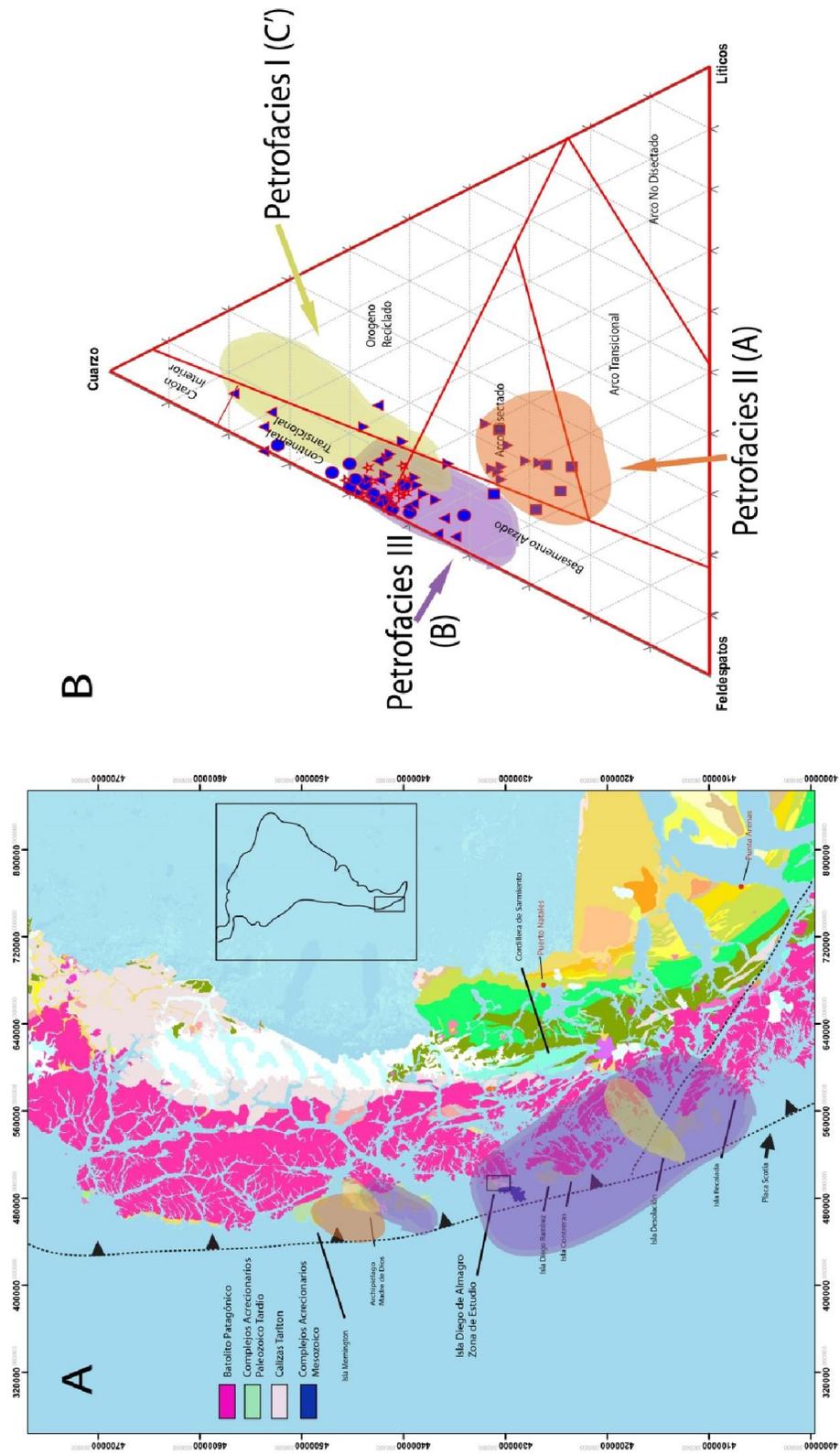


Figura VI.10: A: Mapa geográfico de la Patagonia junto a la ubicación de las petrofacies más importantes. B: Triángulo modal con la identificación de las petrofacies.

VI.4 Comparación entre muestras de las Calizas Tarlton y la influencia del Batolito Patagónico en el Metamorfismo

Al comparar las muestras seleccionadas en este trabajo con aquéllas que han sido analizadas en estudios previos, en particular, en Forsythe y Mpodozis, 1979 y Lacassie (2003), se puede apreciar que las CT presentes en la Isla Diego de Almagro han sufrido procesos de diagénesis y metamorfismo, los cuales han obliterado en gran parte la textura original de la roca. Esto resulta coincidente con los trabajos previos realizados 100 km al norte en la isla Madre de Dios. En particular, en Sepúlveda (2008) se obtuvieron las curvas de metamorfismo de las metabasitas del Complejo Denaro, con las cuales es posible comparar las trayectorias de metamorfismo con las muestras obtenidas de areniscas. La facies metamórfica encontrada en la Isla Madre de Dios para el CDY corresponde a la de subesquistos verdes (Lacassie, 2003). Por su parte, y de acuerdo al estudio petrográfico presentado en este trabajo, los minerales secundarios son similares a los encontrados en el estudio anterior (Lacassie et al., 2006), con asociaciones minerales de biotita y moscovita. Ambas responden al mismo tipo de metamorfismo, y las diferencias observadas en las localidades estudiadas responden al efecto termometamórfico de los intrusivos del Batolito Patagónico (Figura VI.11).

Por su parte, la muestra 17FM3 (Figura III.7.D), la cual presenta una lutita con cristales de cordierita sobrepuestos, sostiene la evidencia de un halo de contacto generado por el batolito. Dicho mineral es característico de zonas de metamorfismo de contacto de bajo grado.

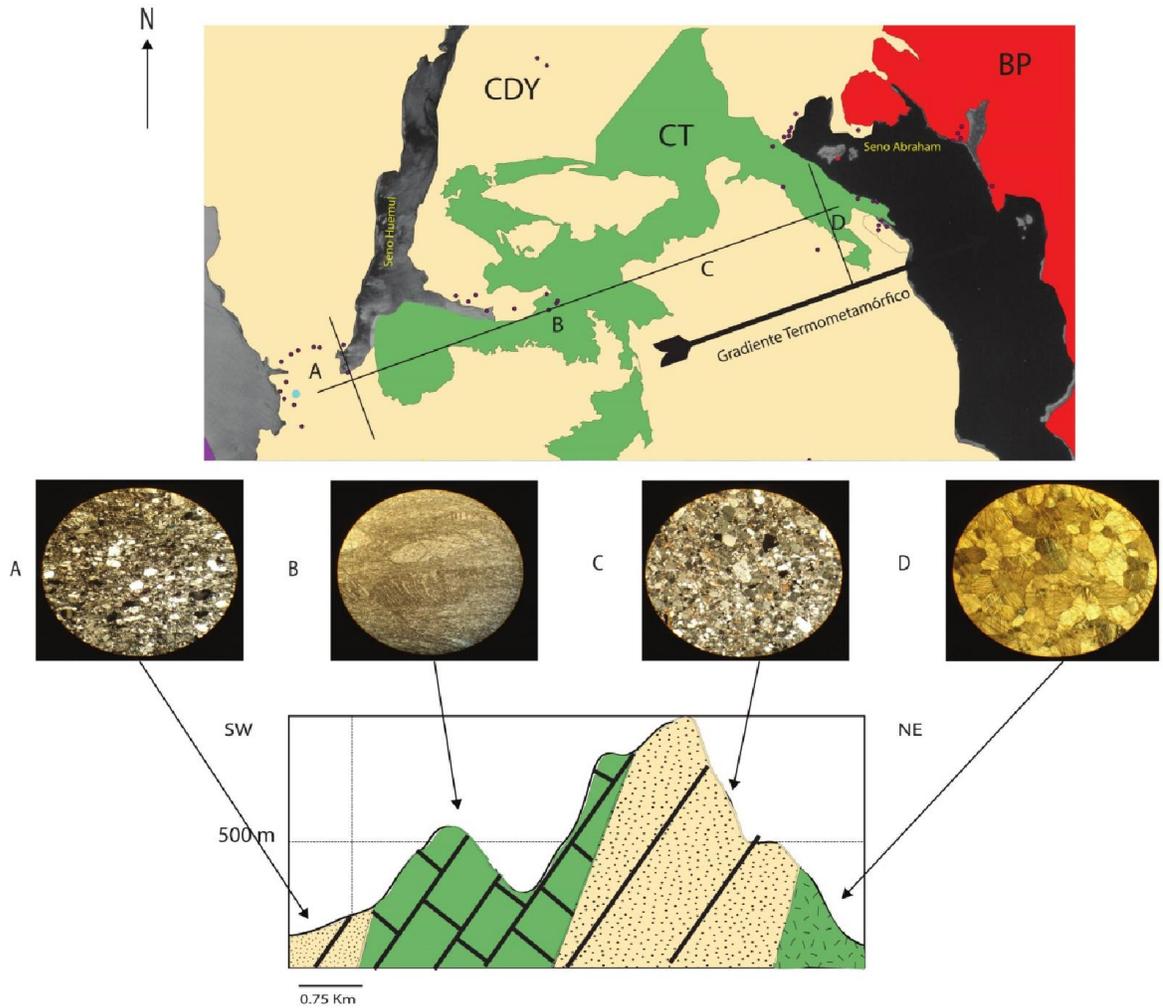


Figura VI.11: Zona de estudio principal. La línea roja corresponde a la transecta que representa el perfil esquemático que muestra la imagen. Los cortes transparentes representan la posible influencia del Batolito Patagónico, en cuanto a la mineralogía y/o metasomatismo de las calizas y areniscas. En el perfil se aprecia la estratificación de las unidades, con manteo hacia el W mientras que en la vista en planta se encuentra el rumbo NW-SE. El batolito aflora en el extremo NE del mapa presentado. Simbología como en la Figura I.2 (CDY: Complejo Duque de York. CT: Calizas Tarlton. BP: Batolito Patagónico)

VII. Conclusiones

La combinación de herramientas petrográficas y geoquímicas ha permitido caracterizar el Complejo Duque de York (CDY) en la zona centro de la isla Diego de Almagro. A partir de lo anterior, se han identificado los distintos tipos de fuente y relacionadas a configuraciones tectónicas diferentes.

Las areniscas del CDY indican que se caracterizan por ser derivadas de una fuente denominada de Basamento Alzado/Continental Transicional, donde, de acuerdo a las características petrográficas, se puede relacionar a una del tipo cuarzo – feldespático, principalmente sedimentaria y plutónica ácida. Los análisis geoquímicos indican una fuente volcánica próxima de composición félsica (granodiorítica) en promedio. La configuración tectónica del área fuente del Complejo Duque de York corresponde a un bloque continental en áreas donde la erosión ha expuesto niveles profundos de la corteza continental. Dicha zona de deposición se encontraba adyacente a la corteza continental de Gondwana en una configuración tectónica de margen activo, como se comprueba tanto en éste como en los trabajos anteriores de la zona. A partir de un análisis de cuenca, esto puede ser visto como una cuenca de antepaís con la existencia coetánea de un arco magmático, o bien, una cuenca del tipo pull-apart.

El índice CIA sugiere que la fuente fue meteorizada de forma escasa (50-60), y que los sedimentos fueron afectados por metasomatismo de potasio post-deposicional. La influencia del Batolito Patagónico genera diferencias tanto en las rocas carbonatadas como siliciclásticas, al provocar un metamorfismo de contacto que genera mármol en el caso de las primeras, así como cambiar la composición mineral en las segundas.

Las características texturales sugieren que los sedimentos que componen las areniscas del CDY no sufrieron mucho transporte. Esto, sumado a la poca alteración, apunta a un rápido alzamiento de la fuente y un depósito cercano a ella. No obstante, se observa un fraccionamiento de tamaño de grano, por lo tanto, el sedimento habría alcanzado a experimentar una selección sedimentaria suficiente para producirlo.

Al comparar muestras asignadas al CDY a lo largo de todos los afloramientos de esta unidad (50°20' S y los 53°34' S), 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 (Quezada, 2010; Castillo, 2011). 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 (2011).

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 (2011). A esto se suma la

evidencia que hubo acreción de cherts de distinto ambiente deposicional lo que se da en márgenes activos (Quezada, 2010).

También fue posible constatar el efecto del metamorfismo termal del Batolito Surpatagónico sobre las unidades que componen al Terreno Madre de Dios. Las diferencias mineralógicas observadas, así como la presencia de biotita y cordierita son indicadores de un metamorfismo de contacto de bajo grado.

Bibliografía

- Augustsson, C., & Bahlburg, H. (2003). Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 15–26.
- Augustsson, C., Münker, C., Bahlburg, H., & Fanning, C. (2006). Provenance of late Paleozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U-Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. *Journal of the Geological Society, London*, 163, 983-995.
- Bateman, P., & Chappell, B. (1979). Crystallisation, fractionation and solidification of the Tuolumne, Intrusive series, Yosemite National Park, California. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 465-482.
- Bathia, M. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91, 611-627.
- Bathia, M., & Crook, K. (1986). Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 181-193.
- Beauchamp, B., & Bauld, A. (2002). Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation. . *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 184, 37-63.
- Beauchamp, B., & Desrochers, A. (1997). Permian warm to very cold-water carbonates and cherts in northern Pangea. In *Cool-Water Carbonates. SEPM, Special Publication 56* , 327-347.
- Bell, C., & Suárez, M. (2000). The Río Lacteo Formation of Southern Chile. Late Paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 133-145.
- Blackey, R. (2007). Carboniferous-Permian paleogeography of the assembly of Pangaea. *In: Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, 10-16 August 2003. Royal Dutch Academy of Arts and Sciences, Amsterdam*, 443-456.
- Bruce, R., & Nelson, E. (1991). Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; Constraints on magmatic arc development. *Geological Society of America Special Papers*, 265, p. 1-12.
- Calderón, M., Hervé, F., Tassinari, C., Pankhurst, R., Godoy, E., Massonne, H.-J. (2007). Petrogenesis of the Puerto Edén Igneous and Metamorphic Complex, Magallanes, Chile: Late Jurassic syndeformational anatexis of metapelites and granitoid magma genesis. *Lithos* 93, 17-38.
- Castillo, P. (2011). Proveniencia Sedimentaria del Grupo Trinidad, Península Antártica. *Tesis de Magíster. Santiago, Chile. Universidad de Chile*, 148 p.

- Castillo, P., Fanning, C., & Hervé, F. (2013). Permian magmatism and metamorphism in Tierra del Fuego island and its connections to accretionary complexes in western Patagonia and Antarctic Peninsula. *Bollettino di Geofisica N°54 Supl. 2*, 323.
- Cawood, P., & Buchan, C. (2007). Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth Science Reviews*. 82, 3-4, 217-256.
- Cecioni, G. (1955). Noticias preliminares sobre la existencia la existencia del Paleozoico superior en el archipiélago patagónico entre los 50° y 52° S. . *Universidad de Chile, Instituto Geológico, Publicaciones 8*, 181-202.
- Cecioni, G. (1956). Primeras noticias sobre la existencia del Paleozoico Superior en el Archipiélago Patagónico entre los paralelos 50° y 52°S. *Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Anales 13*, 183-202.
- Chisaka, T., & Corvalán, J. (1979). Fusulinacean fossils from Isla Madre de Dios, Southern America. *Bulletin of the Faculty of Education, Chiba University 28*, 37-61.
- Dalziel, I. (1982). The early (pre-Middle Jurassic) history of the Scotia Arc region: a review and progress report. *Antarctic Science (Craddock, C; ed.). International Union of Geological Science, serie B, 4*, 111-126.
- Dalziel, I., & Forsythe, R. (1982). Andean Evolution and the Terrane Concept. *Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region (Howell, D.G.; ed.). Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science series 1*, 565-581.
- Díaz-Martínez, E., Mamet, B., Isaacson, P., & Grader, G. (2000). Permian marine sedimentation in northern Chile: new paleontological evidence from the Juan de Morales Formation, and regional paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Science 13*, 511-525.
- Dickinson, W., & Suczek, C. (1979). Plate tectonic and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 63, 2164-2182.
- Dickinson, W., Beard, L., Brakenridge, G., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., et al. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin 94*, 222-235.
- Douglass, R., & Nestell, M. (1972). Fusulinid foraminifera from southern Chile. *Anais da Academia Brasileira de Ciências 44*, 119-125.
- Douglass, R., & Nestell, M. (1976). Late Paleozoic Foraminifera from southern Chile. *U.S. Geological Survey, Professional Paper 858*, 47 p.
- Dunham, R. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of carbonate rocks: AAPG Memoir 1*, 108-121.

- 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. (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). Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921-924.
- Field, M., Cochran, S., & Evans, K. (2002). U.S. Coral Reefs - Imperiled National Treasures. *Coastal and Marine Geology, U.S. Geological Survey*, 4 p.
- Floyd, P., & Leveridge, B. (1987). Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society, London* 144, 531-542.
- Floyd, P., Winchester, J., & Park, R. (1989). Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clasticmetasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, N. W. Scotland. *Precambrian Research*, 45, 203-214.
- Folk, R. (1980). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas: Hemphill Publishing Company.
- Forsythe, R. (1982). The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society, London* 139, 671-682.
- Forsythe, R., & Mpodozis, C. (1979). El archipiélago de Madre de Dios, Patagonia Occidental, Magallanes: rasgos generales de la estratigrafía y estructura del basamento pre-Jurásico Superior. *Revista Geológica de Chile* 7, 13-29.
- Forsythe, R., & Mpodozis, C. (1983). Geología del Basamento pre-Jurásico Superior en el Archipiélago Madre de Dios, Magallanes, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín No.39*, 63 p.
- Forsythe, R., Dalziel, I., Mpodozis, C., Hall, B., & Barrientos, S. (1981). Geologic studies in the outer Chilean fjords. *R.V. Hero cruise 79-5. Antarctic Journal of the United States* 15 (5), 109-111.
- Gu, X., Liu, J., Zheng, M., Tang, J., & 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.
- Herron, M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 , 820-829.
- Hervé, F. (1988). Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes* 11 (3), 183-188.

- Hervé, F., & Fanning, C. (2003b). Early Cretaceous subduction of continental crust at the Diego de Almagro Archipelago, southern Chile. *Episodes*, 26, 285-289.
- Hervé, F., & Mpodozis, C. (2005). The western Patagonia terrane collage: new facts and some thought-provoking possibilities. *Gondwana-12, Geological and Biological heritage of Gondwana* (Pankhurst, R.J.; Veiga, G.D., eds.), Abstracts, Mendoza, Argentina.
- Hervé, F., Aguirre, L., Sepúlveda, V., & Morata, D. (1999a). Contrasting geochemistry and metamorphism of pillow basalts in metamorphic complexes from Aysen, S.Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 12, 379-388.
- Hervé, F., Calderón, M., & Faúndez, V. (2008). The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta* 6 (1), 43-53.
- Hervé, F., Fanning, C., & Pankhurst, R. (2003a). Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 107-123.
- Hervé, F., Fanning, C., Pankhurst, R., Mpodozis, C., Klepeis, K., Calderón, M., et al. (2010). Detrital zircon SHRIMP U–Pb age study of the Cordillera Darwin Metamorphic Complex of Tierra del Fuego: sedimentary sources and implications for the evolution of the Pacific margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society, London* 167, 555-568.
- Hervé, F., Fanning, M., Bradshaw, J., Bradshaw, M., & Lacassie, J. (1999b). Late Permian SHRIMP U-Pb detrital zircon ages constrain the age of accretion of oceanic basalts to the Gondwana margin at the Madre de Dios Archipelago, Southern Chile. *4th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts Volume. Göttingen*, 327-328.
- Hervé, F., Miller, H., & Pimpirev. (2006). Patagonia – Antarctica Connections before Gondwana Break-Up. *Antarctica: Contributions to Global Earth Sciences [1 ed.]*. Springer, 217-228.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Fanning, C., Calderón, M., & Yaxley, G. (2007). The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394.
- Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., & Pickle, J. (1984). The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point counting method. *Journal of Sedimentology Petrology*, 103-116.
- Lacassie, J. (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 de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile*.
- Lacassie, J., Hervé, F., & Roser, B. (2006). Estudio de proveniencia sedimentaria del Complejo metasedimentario post Pérmico Temprano a pre Cretácico Temprano Duque de York, Chile. *Revista Geológica de Chile* 33 (2), 199-219.

- Le Maitre, R. (1976). Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 56 (1), 181–189.
- Ling, H., & Forsythe, R. (1987). Late Paleozoic pseudoalbaillellid radiolarians from southernmost Chile and their geological significance. *Gondwana Six: structure, tectonics, and geophysics* (MacKenzie, G.D.; editor). *Geophysical Monograph* 40, 253-260.
- Ling, H., Forsythe, R., & Douglass, C. (1985). Late Paleozoic microfaunas from Southernmost Chile and their relation to Gondwanaland forearc development. *Geology* 13, 357-360.
- McLennan, S., Hemming, S., McDaniel, D., & Hanson, G. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics in Processes controlling the composition of clastic sediments. *Geological Society of America, Special Paper* 284, 21-40.
- McLennan, S., Taylor, S. R., McCulloch, M., & Maynard, J. (1990). Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonics associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2015-2050.
- Murphy, J. (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.
- Nesbitt, H., & Young, G. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. . *Nature* 199, 715-717.
- Nogueira, T. (2010). Termobarometria, evolucao tectono-metamórfica, e geoquímica de xistos azuis, rochas eclogíticas e litotipos associados da ilha Diego de Almagro, Patagonia Chilena. *Dissertacao de Mestrado, Universidade de Sao Paulo*, 173 p.
- Olivares, B., Cembrano, J., Hervé, F., López, G., & Prior, D. (2003). Geometría y cinemática de la Zona de Cizalle Seno Arcabuz, Andes patagónicos, Chile. *Revista Geológica de Chile* 30 (1), 39-52.
- Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F., & Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society, London* 156, 673-694.
- Pettijohn, F., Potter, P., & Siever, R. (1972). *Sand and Sandstones*. 618p. Nueva York: Springer- Verlag.
- Quezada, A. (2010). Proveniencia sedimentaria y ambiente deposicional de unidades atribuídas a los complejos Duque de York y Denaro, Patagonia, XII región, Chile. *Memoria de Título. Santiago, Chile. Universidad de Chile*, 162 p.

- Rakotosolofo, N., Tait, J., Carlotto, V., & Cárdenas, J. (2006). Palaeomagnetic results from the Early Permian Copacabana Group, southern Peru: Implication for Pangaea palaeogeography. *Tectonophysics* 413, 287-299.
- Ramírez-Sánchez, E., Hervé, F., Kelm, U., & Sassi, R. (2005). P-T conditions of metapelites from metamorphic complexes in Aysen, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 373-386.
- Ramos, V. (1988). Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America – a collisional history. *Episodes* 11 (3), 168-174.
- Reid, C., James, N., Beauchamp, B., & Kyser, T. (2007). Faunal turnover and changing oceanography: Late Palaeozoic warm-to-cool water carbonates, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 249: , 128-159.
- Riccardi, A. (1971). Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Museo de La Plata, Revista (Sección Geología)* 7, 245-318.
- Roser, B., & Korsch, R. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology* 94, 635-650.
- Roser, B., & Korsch, R. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant functions analysis of major element data. . *Chemical Geology* 67, 119-139.
- Sepúlveda, F. (2011). Petrología y evolución geodinámica del Complejo Denaro en el Terreno Madre de Dios (50° - 53°S): Ambiente de Génesis y Acreción al Margen de Gondwana. *Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile*.
- Sepúlveda, F., Hervé, F., Calderón, M., & Lacassie, J. (2008). Petrology of igneous and metamorphic units from the allocthonous Madre de Dios Terrane, Magallanes, Chile. *Gondwana Research* 13 (2), 238-249.
- Shi, G., & Waterhouse, J. (2010). Late Palaeozoic global changes affecting high-latitude environments and biotas: An introduction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298, 1-16.
- Smellie, J. (1987). Sandstone detrital modes and basinal setting of the Trinity Peninsula Group, northern Graham Land, Antarctic Peninsula: A preliminary survey. *Gondwana VI: Structure, Tectonics and Geophysics. American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, 40, 199-207.
- Smellie, J. (1991). Stratigraphy, provenance and tectonic setting of (?)Late Palaeozoic-Triassic sedimentary sequences in northern Graham Land and South Scotia Ridge . *Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press*, 411-417.
- Suttner, J. (1974). Sedimentary Petrographic Provinces: An evaluation. *Paleogeographic Provinces and Provinciality, Vol 21*, 75-84.

- Tabor, N., & Poulsen, C. (2008). Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian–Early Permian tropical palaeolatitudes: A review of climate indicators, their distribution, and relation to palaeophysiographic climate factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268, 293-310.
- Thomson, S., & Hervé, F. (2002). New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista Geológica de Chile* 29, 255-271.
- Torsvik, T., & Cocks, L. (2009). Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic and faunal review. *Journal of the Geological Society, London* 161, 555-572.
- Van der Plas, L., & Tobi, A. (1965). A chart for judging the reliability of points counting results. *American Journal of Science*, 263, 87-90.
- Veevers, J. (2004). Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating . *Earth-Science Reviews* 68, 1-132.
- Weidlich, O. (2002). Permian reefs re-examined: extrinsic control mechanism of gradual and abrupt changes during 40 my of reef evolution. *Geobios* 35 (*Mémoire spécial n°24*): , 287-294.
- Willner, A., Hervé, F., & Massonne, H. (2000). Mineral chemistry and pressure-temperature evolution of two contrasting high-pressure – low-temperature belts in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Journal of Petrology* 41 (3), 1-22.

Anexo 1: Ubicación de muestras y análisis realizados

Muestra	Ubicación	Unidad	Litología	Análisis		
				Cortes	Conteos modales	Geoquímica
4FM1	Seno Abraham	CDY	Lutita	x		
4FM2	Seno Abraham	CDY	Lutita	x		
8FM1	Seno Pelantaro	Calizas Tarlton	Caliza	x		
8FM2	Seno Pelantaro	Calizas Tarlton	Caliza	x		
8FM3	Seno Pelantaro	Calizas Tarlton	Caliza	x		
8FM4	Seno Pelantaro	Calizas Tarlton	Caliza	x		
8FM7	Seno Pelantaro	Calizas Tarlton	Caliza	x		
11FM1	Seno Abraham	CDY	Arenisca	x	x	x
11FM3	Seno Abraham	CDY	Lutita	x		
11FM4	Seno Abraham	CDY	Lutita	x		
11FM7	Seno Abraham	CDY	Wacka	x		
11FM8	Seno Abraham	CDY	Lutita	x		
11FM10	Seno Abraham	CDY	Lutita	x		
11FM12	Seno Abraham	CDY	Lutita	x		
15FM1	Seno Abraham	Calizas Tarlton	Mármol	x		
15FM3	Seno Abraham	Calizas Tarlton	Mármol	x		
15FM4	Seno Abraham	Calizas Tarlton	Mármol	x		
15FM5	Seno Abraham	Calizas Tarlton	Mármol	x		
17FM2	Seno Abraham	CDY	Lutita	x		
18FM1	Seno Abraham	CDY	Arenisca	x	x	x
18FM2	Seno Abraham	CDY	Arenisca	x	x	

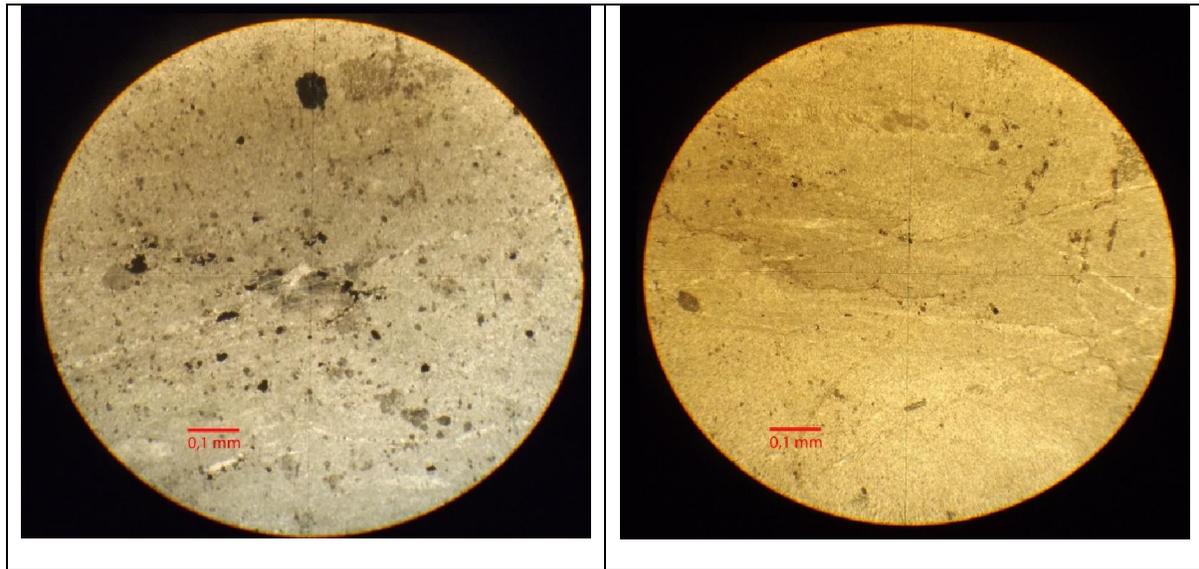
18FM3	Seno Abraham	CDY	Arenisca	x	x	x
18FM4	Seno Abraham	CDY	Arenisca	x	x	x
18FM5	Seno Abraham	CDY	Arenisca	x	x	
18FM6	Seno Abraham	CDY	Lutita	x		
18FM7	Seno Abraham	CDY	Arenisca	x	x	
18FM8	Seno Abraham	CDY	Lutita	x		
18FM9	Seno Abraham	CDY	Arenisca	x	x	
20FM1	Seno Huemul	CDY	Arenisca	x		
20FM2	Seno Huemul	CDY	Wacka	x		
23FM1	Seno Huemul	CDY	Arenisca	x	x	
23FM2	Seno Huemul	CDY	Arenisca	x	x	
23FM3	Seno Huemul	CDY	Arenisca	x	x	
23FM4	Seno Huemul	CDY	Arenisca	x	x	
23FM5	Seno Huemul	Calizas Tarlton	Caliza	x		
23FM6	Seno Huemul	Calizas Tarlton	Caliza	x		
23FM7	Seno Huemul	Calizas Tarlton	Caliza	x		
23FM8	Seno Huemul	Calizas Tarlton	Caliza	x		
23FM9	Seno Huemul	CDY	Arenisca	x	x	x
23FM10	Seno Huemul	Calizas Tarlton	Arenisca	x		
23FM11	Seno Huemul	Calizas Tarlton	Arenisca	x		
23FM12	Seno Huemul	Calizas Tarlton	Arenisca	x		
24FM1	Seno Huemul	CDY	Wacka	x		
24FM2	Seno Huemul	CDY	Lutita	x		
24FM3	Seno Huemul	CDY	Lutita	x		

Anexo 2: Descripción de Cortes

Rocas carbonatadas

8FM1

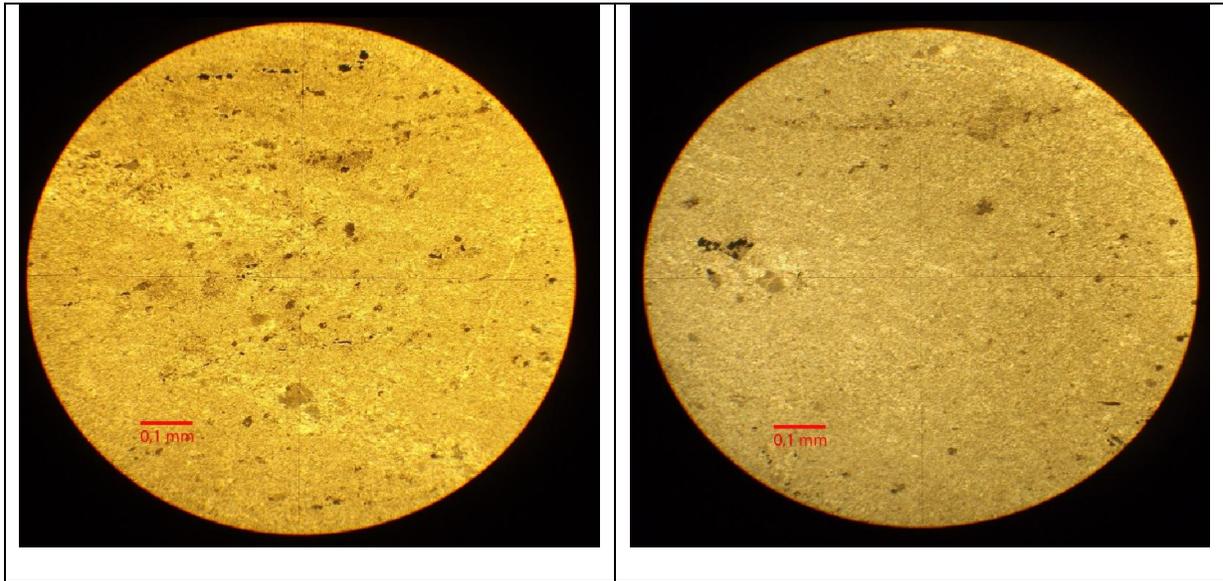
Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	5%	Peloides	Nn	No apreciable
Matriz	>1%	Fantasmas		
Cemento	85%			
			Folk	<i>Coesparita</i>
			Dunham	<i>Cristalina</i>



8FM2

Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	8%	Bioclastos no identificados	Nn	No apreciable
Matriz	>1%	Fantasmas		

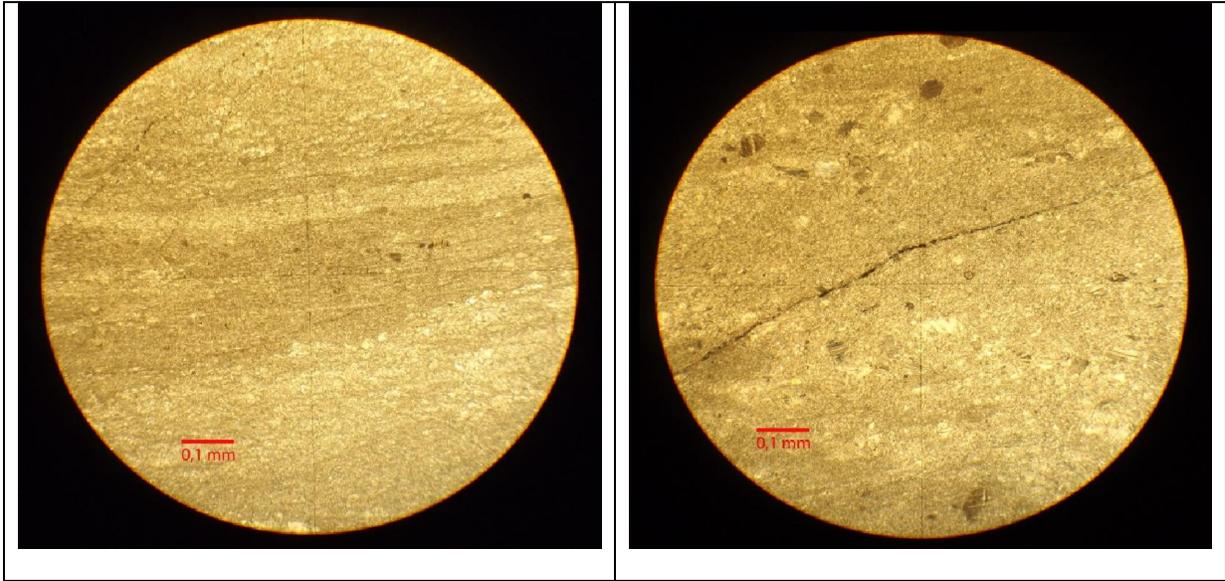
Cemento	92%	Peloides		
			Folk	<i>Coesparita</i>
			Dunham	<i>Boundstone</i>



8FM3

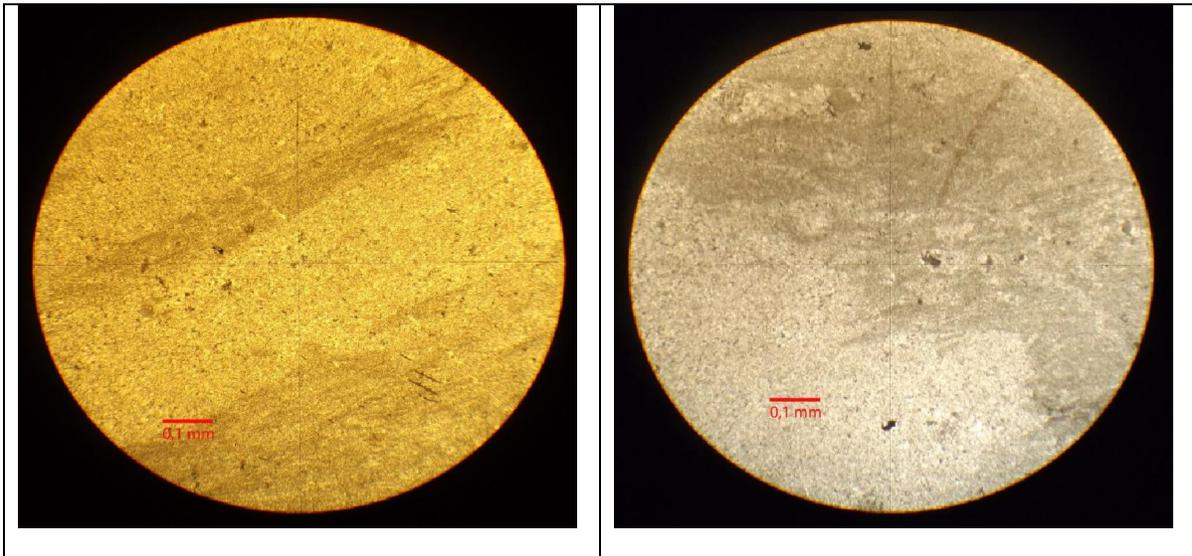
Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	10%	Bioclastos	Micrítica	No apreciable
Matriz	75%	Fantasma		
Cemento	15%	Peloides		
		Minerales	Folk	<i>Diamicrita</i>
			Dunham	<i>Wackstone</i>

Otros: Vetillas y estratificación apreciable



8FM4

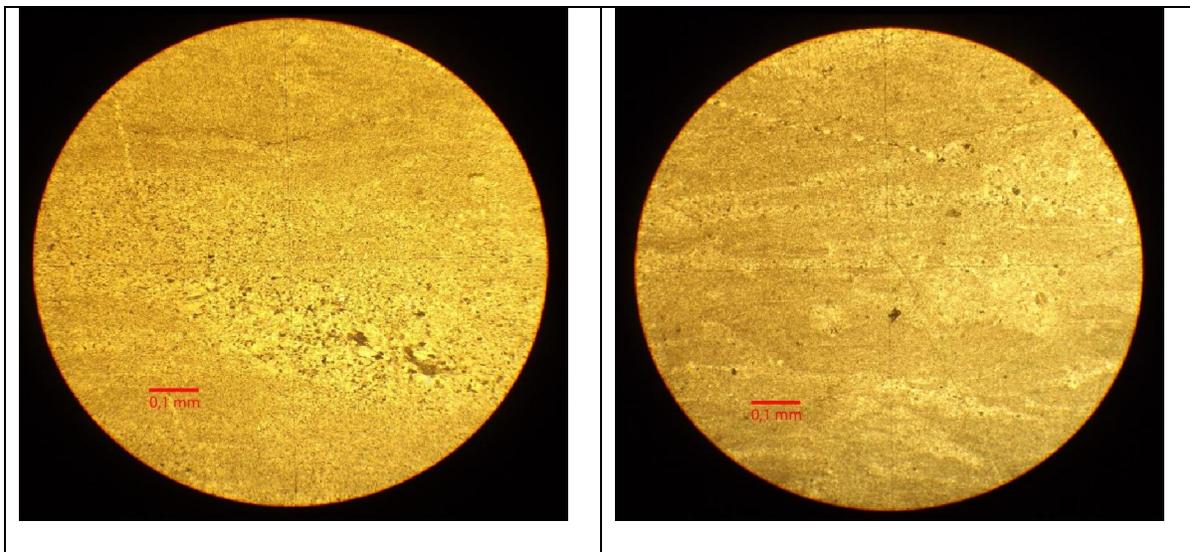
Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	10%	Bioclastos(*)	Micrítica	No apreciable
Matriz	75%	Fantasma		
Cemento	15%	Peloides		
		Extraclastos	Folk	<i>Diamicrita</i>
			Dunham	<i>Mudstone</i>



8FM7

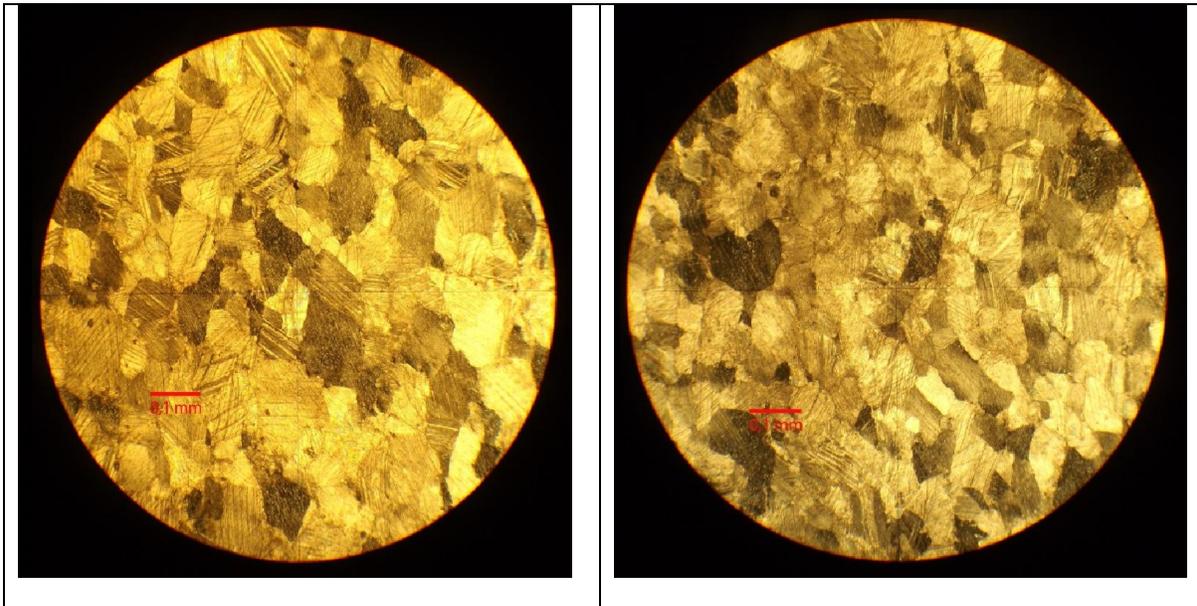
Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	10%	Bioclastos(*)	Nn	No apreciable
Matriz	75%	Fantasma		
Cemento	15%	Peloides		
		Extraclastos	Folk	<i>Bioesparita</i>
			Dunham	<i>Grainstone</i>

Otros: Familias de Clastos bien diferenciadas



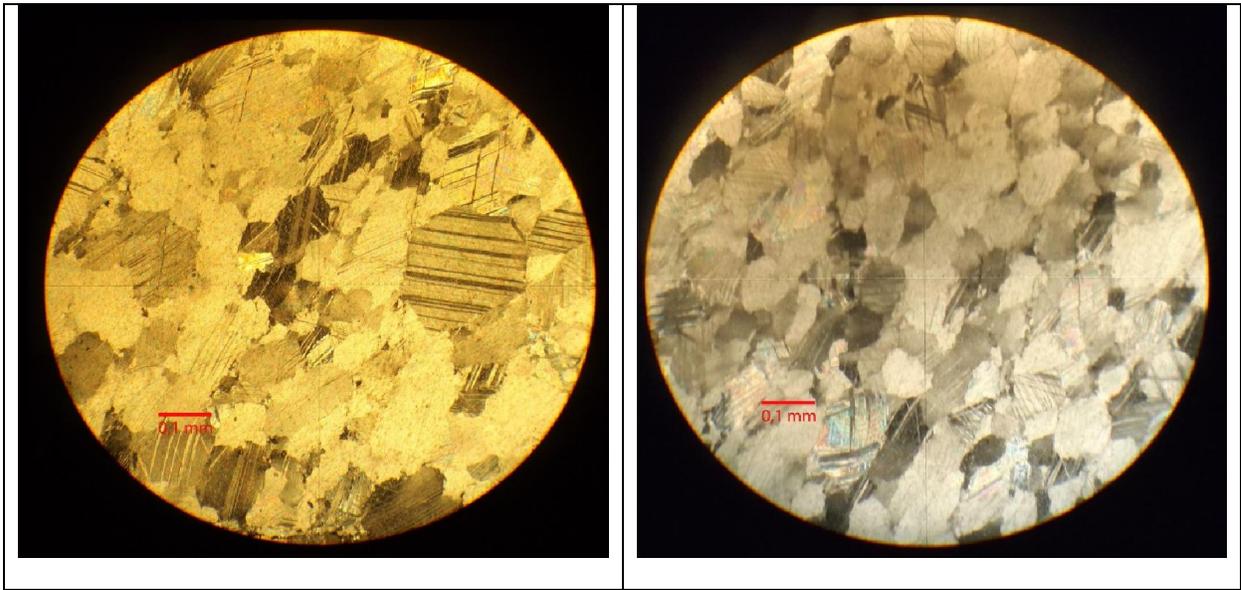
15FM1

Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	>1%		Nn	No apreciable
Matriz	>1%			
Cemento	99%			
			Folk	<i>Metamórfica</i>
			Dunham	<i>Cristalino</i>



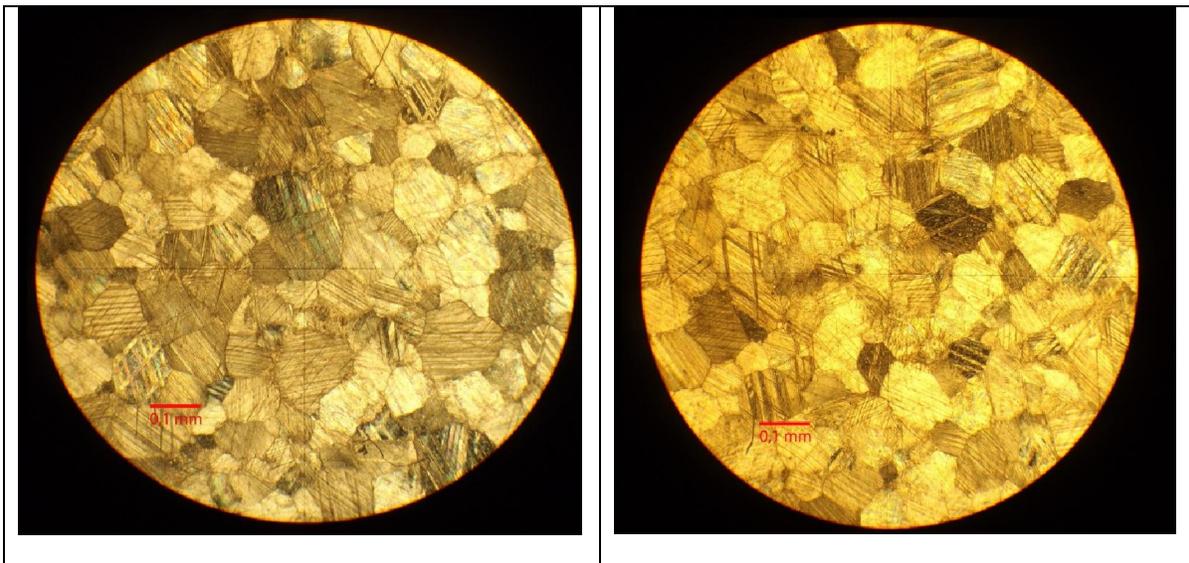
15FM3

Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	>1%		Nn	No apreciable
Matriz	>1%			
Cemento	99%			
			Folk	<i>Metamórfica</i>
			Dunham	<i>Cristalino</i>



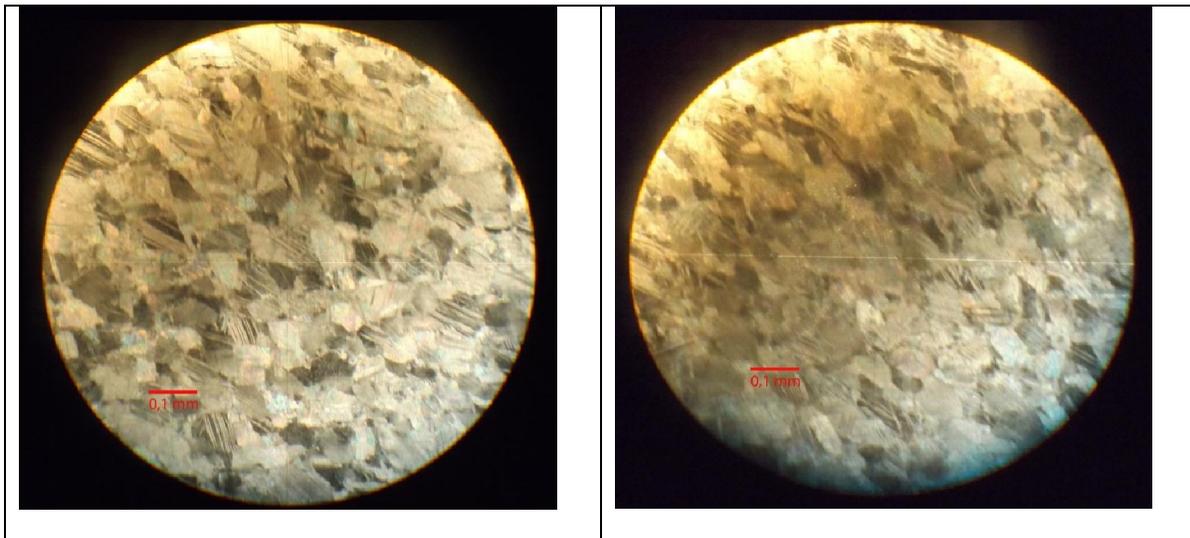
15FM4

Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	>1%		Nn	No apreciable
Matriz	>1%			
Cemento	99%			
			Folk	<i>Metamórfica</i>
			Dunham	<i>Cristalino</i>



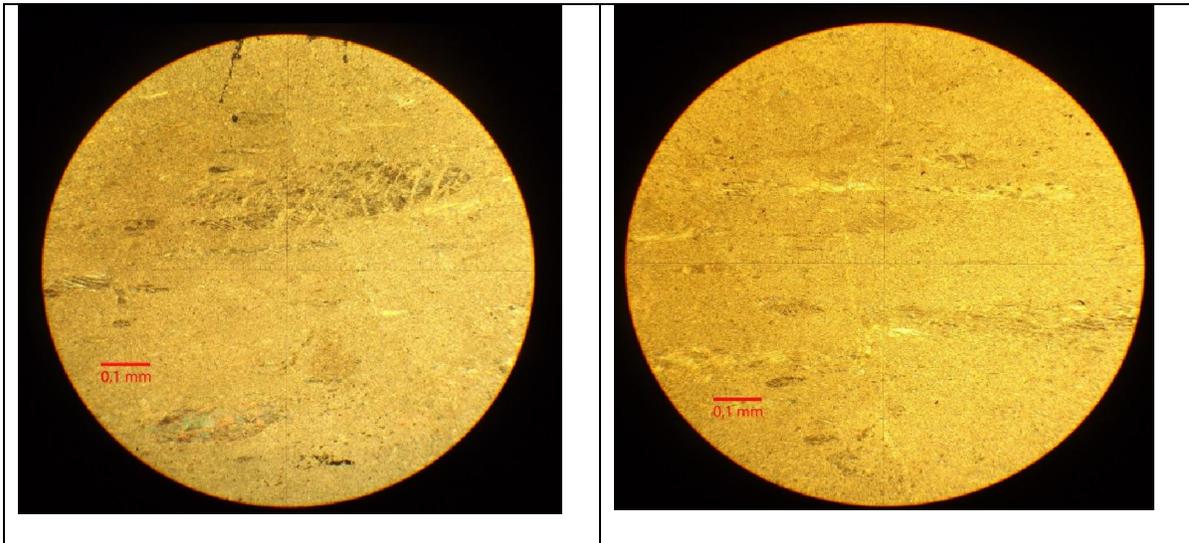
15FM5

Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	>1%		Nn	No apreciable
Matriz	>1%			
Cemento	99%			
			Folk	<i>Metamórfica</i>
			Dunham	<i>Cristalino</i>



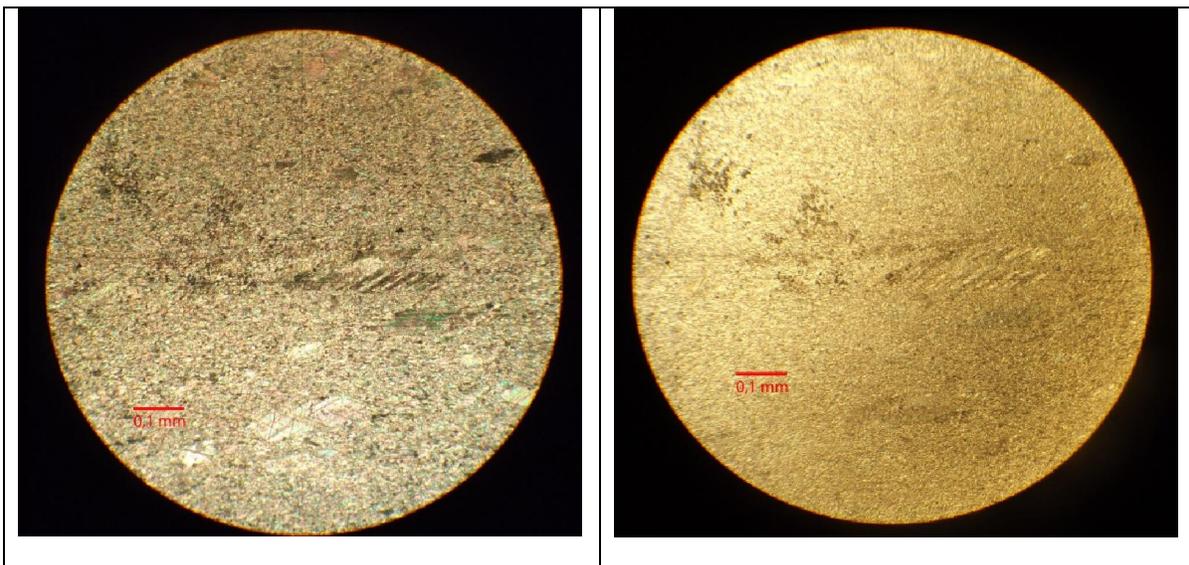
23FM5

Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	10%	Bioclastos(*)	Nn	No apreciable
Matriz	40%	Fantasmas		
Cemento	50%	Peloides		
		Extraclastos	Folk	<i>Diamicrita</i>
			Dunham	<i>Mudstone</i>



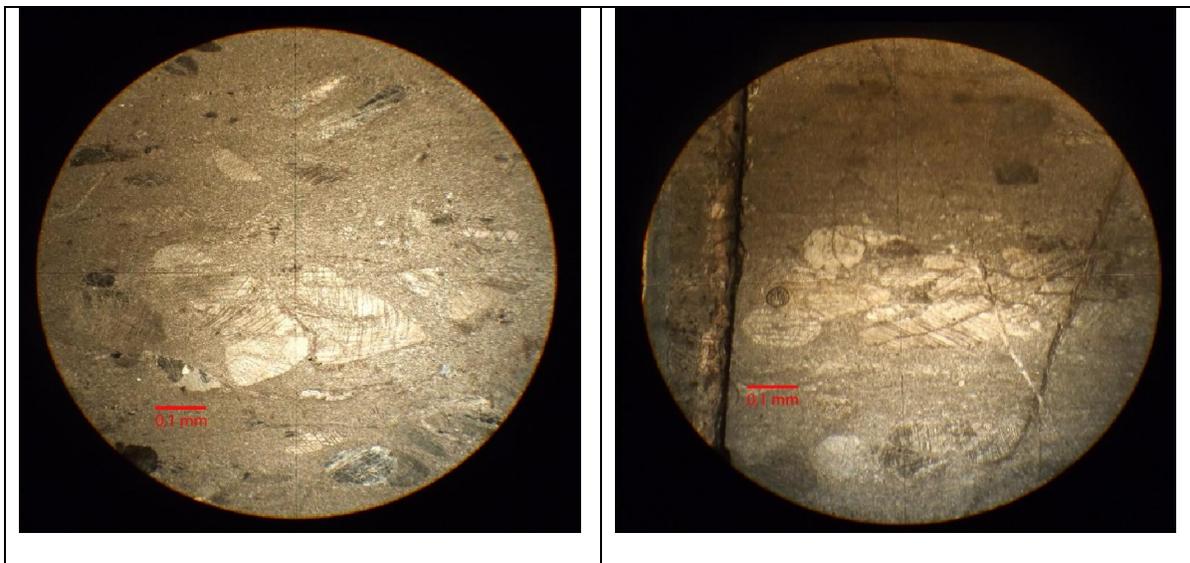
23FM6

Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	15%	Bioclastos(*)	Nn	No apreciable
Matriz	10%	Fantasma		
Cemento	75%	Peloides		
		Extraclastos	Folk	<i>Diamicrita</i>
			Dunham	<i>Cristalina</i>



23FM7

Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	30%	Bioclastos(*)	Nn	No apreciable
Matriz	60%	Fantasma		
Cemento	10%	Peloides		
		Extraclastos	Folk	<i>Biomicrota</i>
			Dunham	<i>Wackestone</i>



23FM8

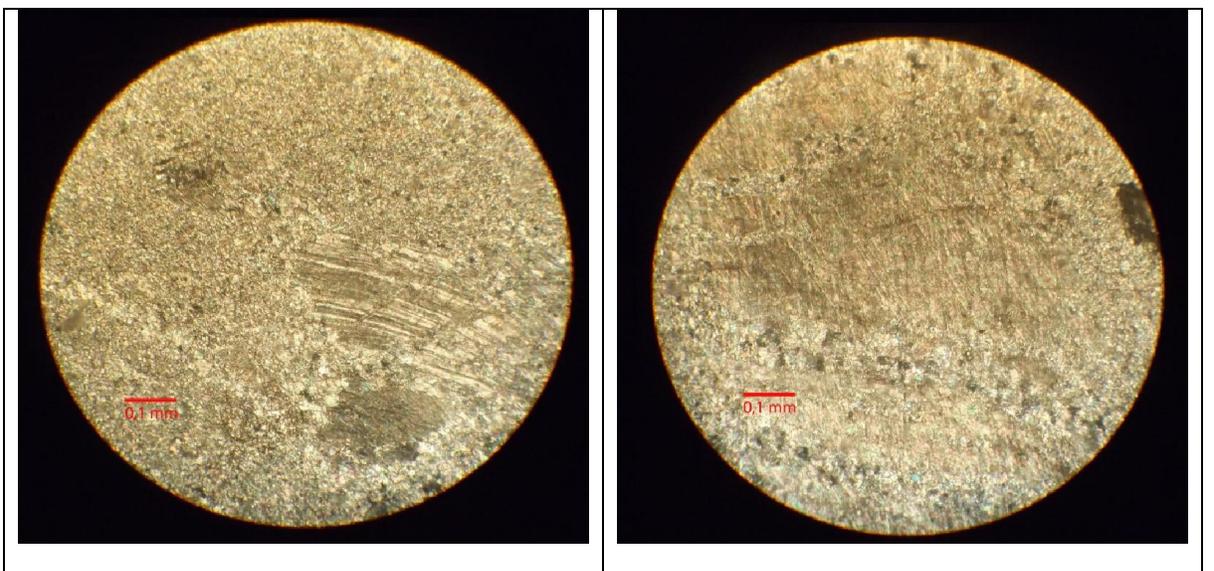
Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	40%	Bioclastos(*)	Nn	No apreciable
Matriz	55%	Fantasma		
Cemento	5%	Peloides		
		Extraclastos	Folk	<i>Biomicrota</i>
			Dunham	<i>Wackestone</i>

Bioclastos Identificados: Foraminíferos, Bryozoos



23FM10

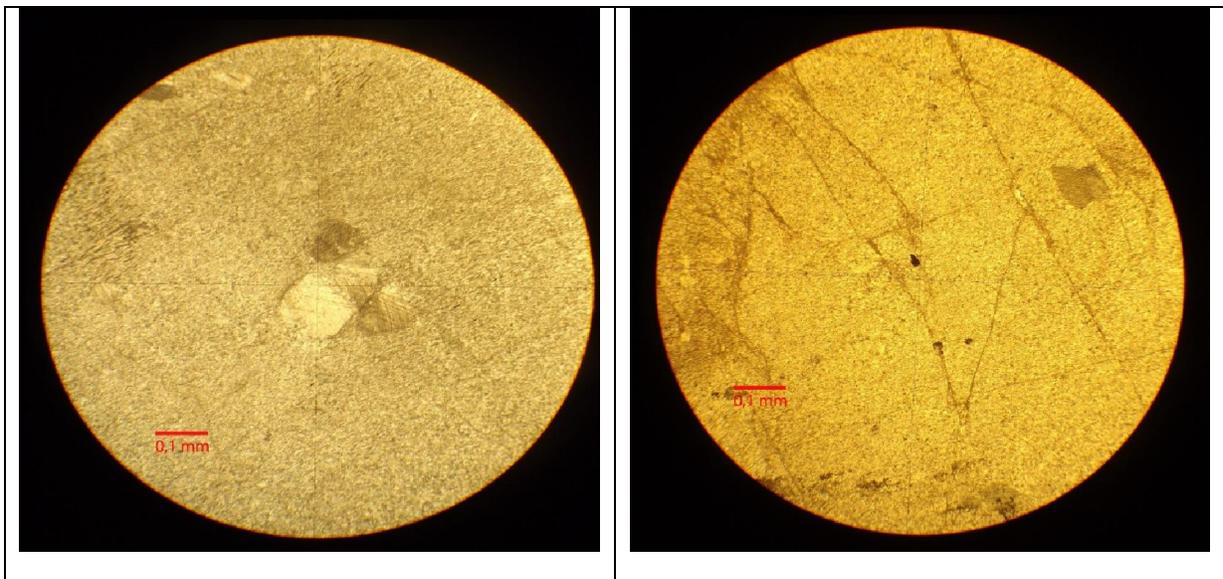
Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	20%	Bioclastos(*)	Nn	No apreciable
Matriz	25%	Fantasma		
Cemento	55%	Peloides		
			Folk	<i>Diamicrita</i>
			Dunham	<i>Cristalina</i>



23FM11

Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	5%	Bioclastos(*)	Nn	No apreciable
Matriz	15%	Fantasma		
Cemento	80%	Peloides		
			Folk	<i>Esparita</i>
			Dunham	<i>Cristalina</i>

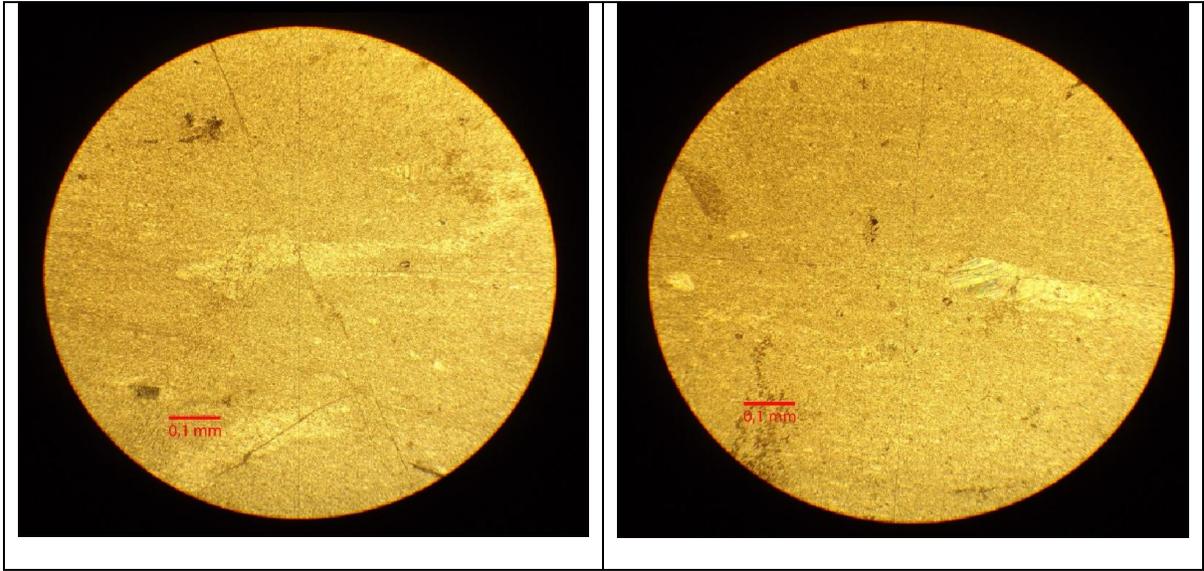
Obs: Analizar fósiles encontrados



23FM12

Porcentajes		Aloquemos	Matriz	Cemento
Aloquemos	5%	Nn	Nn	No apreciable
Matriz	15%			
Cemento	80%			
			Folk	<i>Esparita</i>
			Dunham	<i>Cristalina</i>

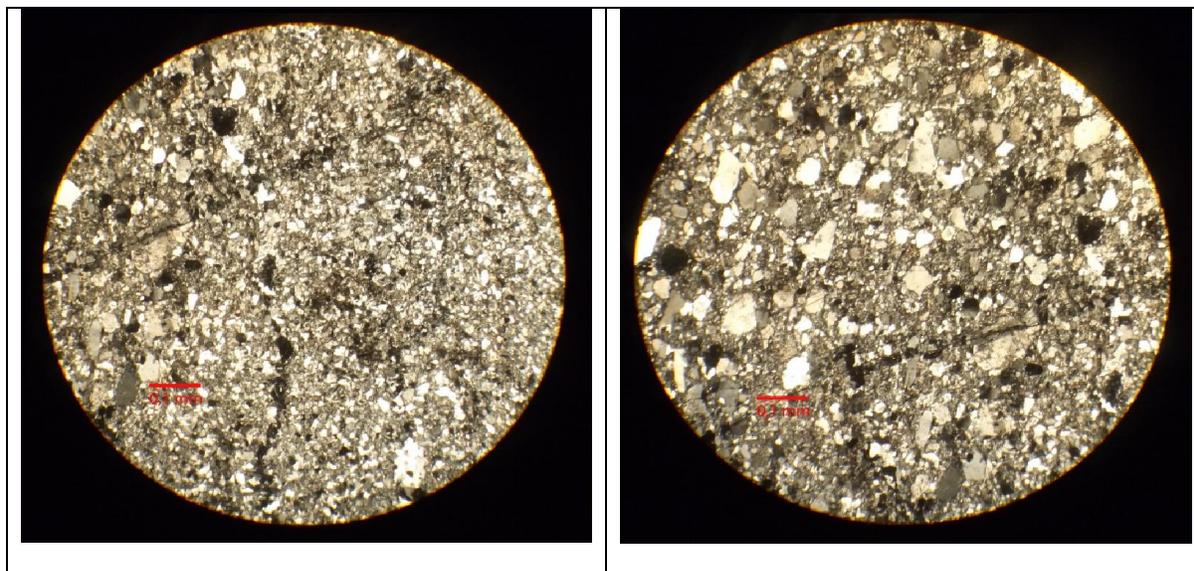
Obs: Analizar fósiles encontrados



Rocas siliciclásticas

Código: 4FM1

Textura		Matriz	45%	Cemento	No hay
		Tipo	Arenosa	Composición	
Selección	Mala			Tipo	
Redondeamiento	Angulosa				
Contactos	No identificados				
Madurez Text	Inmadura				
Madurez Comp	Alta			Tipos Cuarzo	Volcánico
					Plutónico
Cuarzo	55				
Feldespatos	25				
Líticos	20			Clasificación	Wacka Arcósica

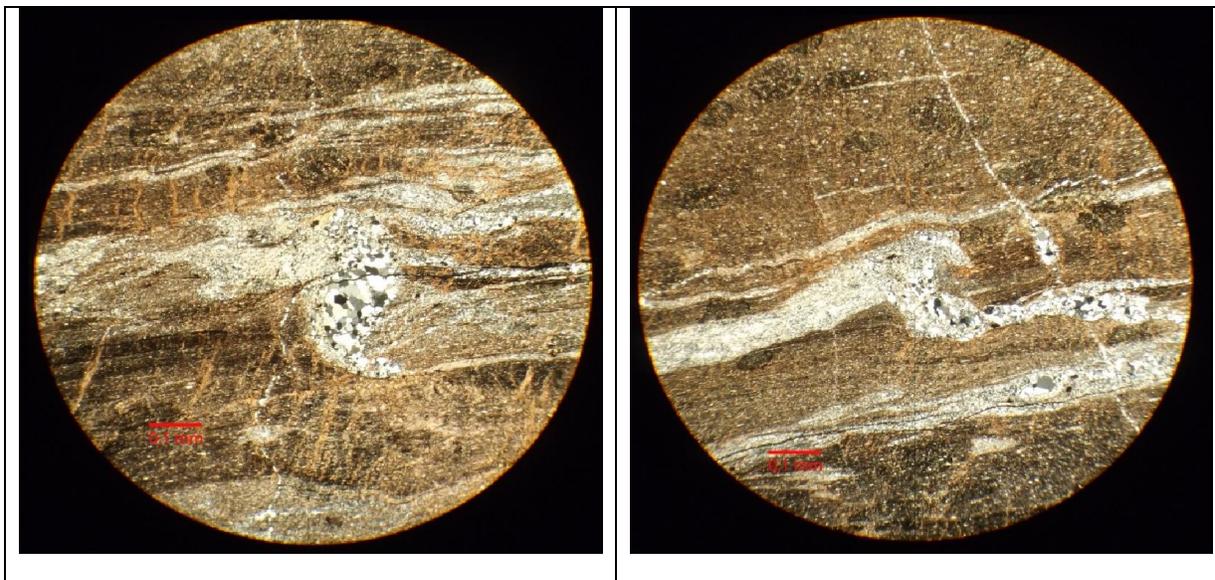


Código: 4FM2

Textura		Matriz	70%	Cemento	No hay
		Tipo	Arcillosa	Composición	

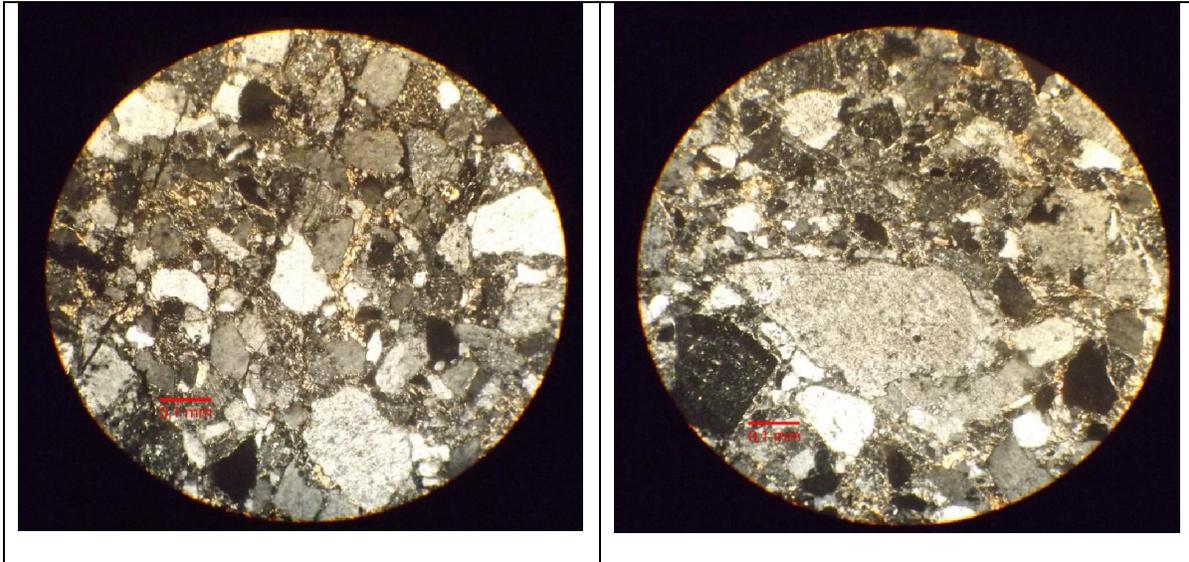
			Arenosa	Clasificación	Lutita
--	--	--	---------	---------------	--------

Descripción: Roca siliciclástica de grano fino, la cual presenta estratificación y un evento de deformación marcado por indicadores cinemáticos. La matriz se encuentra oxidada. Presencia de arcillas y múltiples vetillas que cortan en la dirección de estratificación.



Código: 11FM1

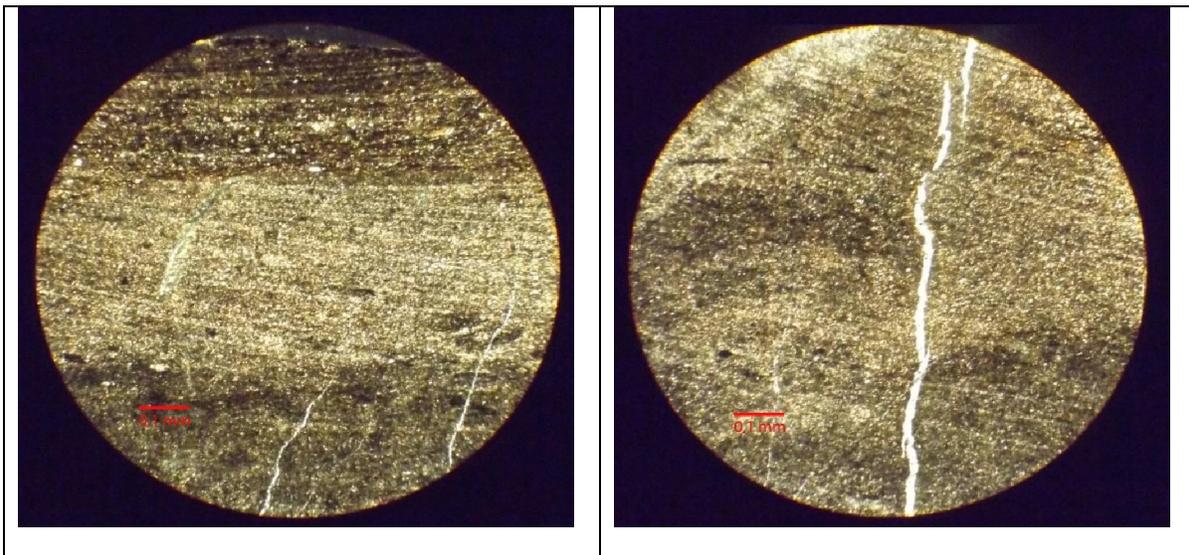
Textura		Matriz	10%	Cemento	No hay
		Tipo	Arcillosa	Composición	
Selección	Media		Arenosa	Tipo	
Redondeamiento	Subangulosos				
Contactos	Suturados				
Madurez Text	Madura				
Madurez Comp	Media Alta			Tipos Cuarzo	
		Otros		Plutónico	
Cuarzo	58	Biotita		Volcánico	
Feldespatos	41	Muscovita			
Líticos	2	Sericita (Alt)		Clasificación	Arcosa Feldespática



Código: 11FM3

Textura		Matriz	80%	Cemento	No hay
		Tipo	Micrítica	Composición	
			Arenosa	Clasificación	Lutita

Descripción: Roca siliciclástica de grano fino, la cual presenta estratificación y marcados cambios en la composición de su matriz. La matriz se encuentra alterada a arcillas. Se aprecian sucesiones milimétricas de roca de matriz arenosa a micrítica.

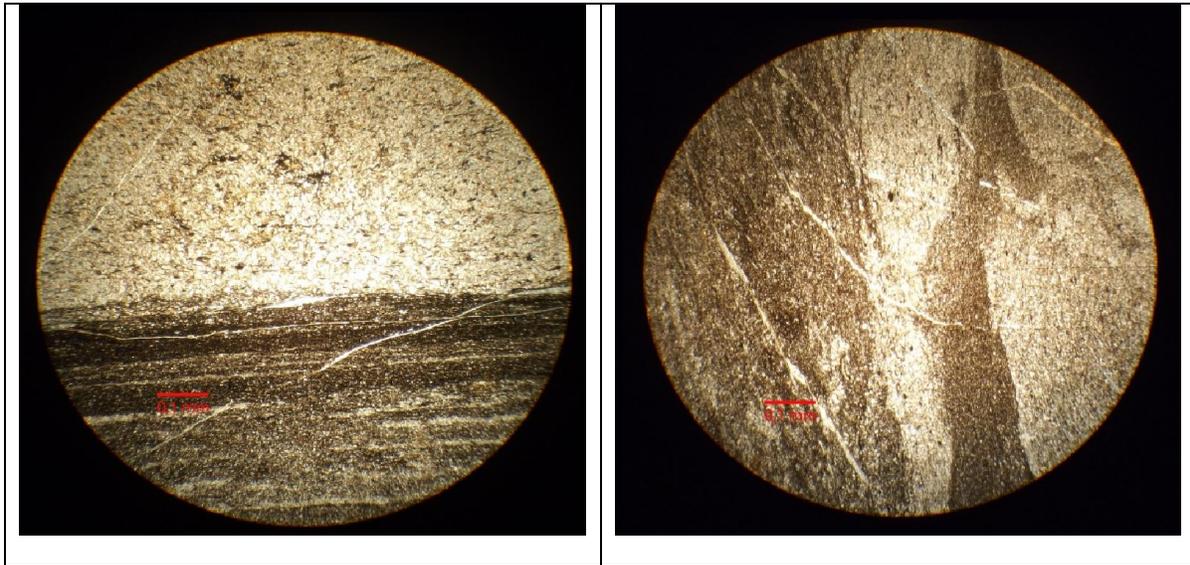


Código: 11FM4

Textura		Matriz	80%	Cemento	No hay
---------	--	--------	-----	---------	--------

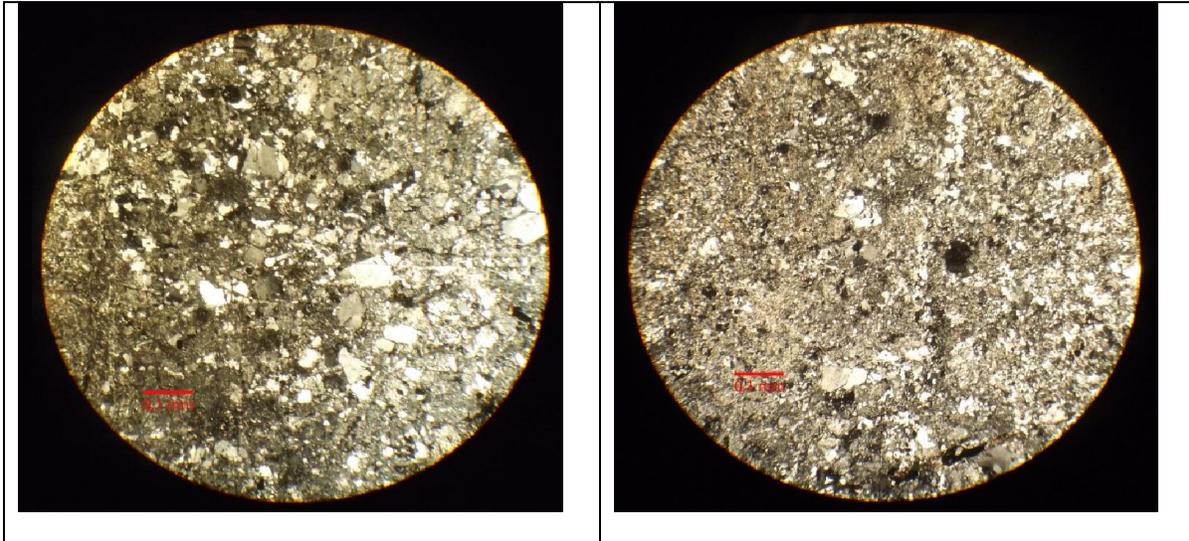
		Tipo	Micrítica	Composición	
			Arenosa	Clasificación	Lutita

Descripción: Roca siliciclástica de grano fino, la cual presenta estratificación y marcados cambios en la composición de su matriz. La matriz se encuentra alterada a arcillas. Se aprecian sucesiones milimétricas de roca de matriz arenosa a micrítica.



Código: 11FM7

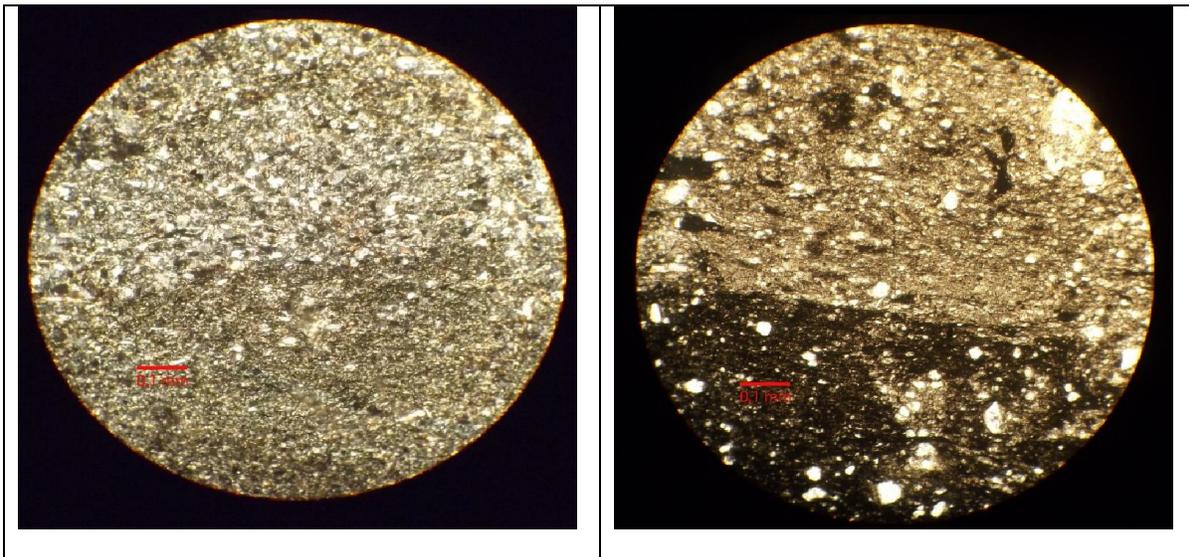
Textura		Matriz	50%	Cemento	No hay
		Tipo	Arcillosa		
Selección	Media Baja		Arenosa		
Redondeamiento	Angulosos				
Contactos	N.I				
Madurez Text	Inmadura				
Madurez Comp	Baja				
		Otros			
Cuarzo	75	Biotita			
Feldespato	25	Sericita (Alt)			
Líticos	< 1	Opacos		Clasificación	Wacka Arcósica



Código: 11FM8

Textura		Matriz	80%	Cemento	No hay
		Tipo	Micrítica	Composición	
			Arenosa	Clasificación	Lutita

Descripción: Roca siliciclástica de grano fino, la cual presenta estratificación y marcados cambios en la composición de su matriz. La matriz se encuentra alterada a arcillas. Se aprecian sucesiones milimétricas que van desde una matriz arenosa a micrítica.

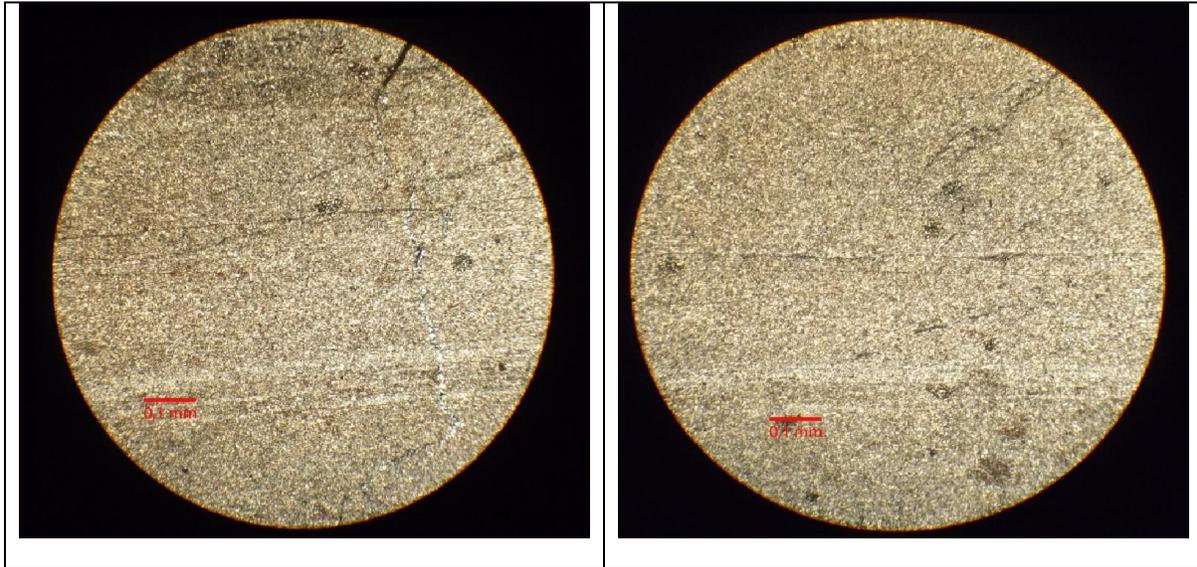


Código: 11FM10

Textura		Matriz	80%	Cemento	No hay
---------	--	--------	-----	---------	--------

		Tipo	Micrítica	Composición	
			Arenosa	Clasificación	Lutita

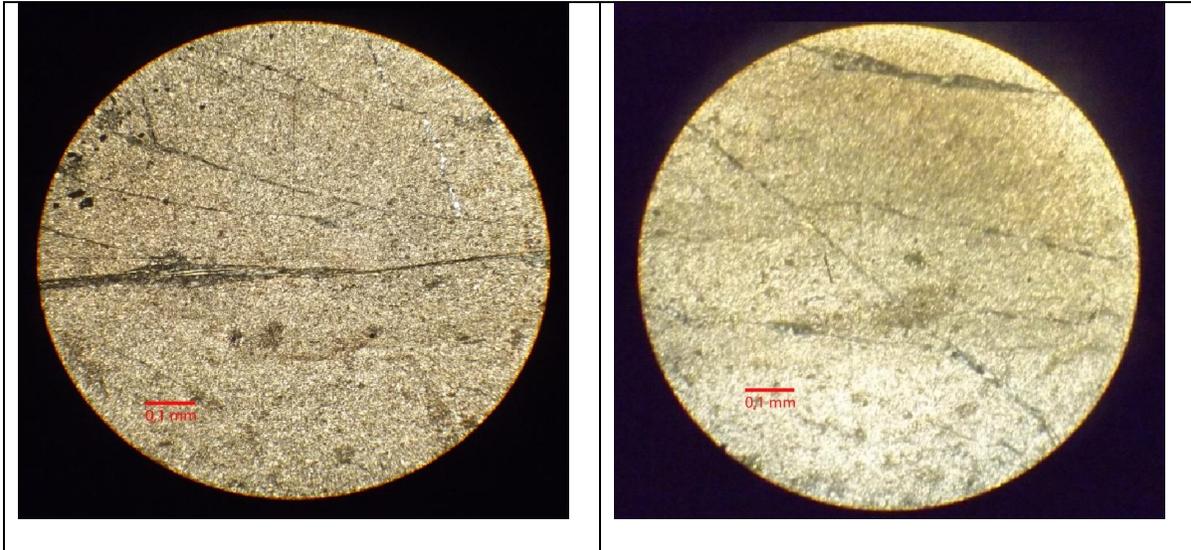
Descripción: Roca siliciclástica de grano fino, la cual presenta estratificación y marcados cambios en la composición de su matriz. La matriz se encuentra alterada a arcillas. Se aprecian sucesiones milimétricas de roca de matriz arenosa a micrítica. Se distingue la presencia de bioclastos (no identificado)



Código: 11FM12

Textura		Matriz	80%	Cemento	No hay
		Tipo	Micrítica	Composición	
			Arenosa	Clasificación	Lutita

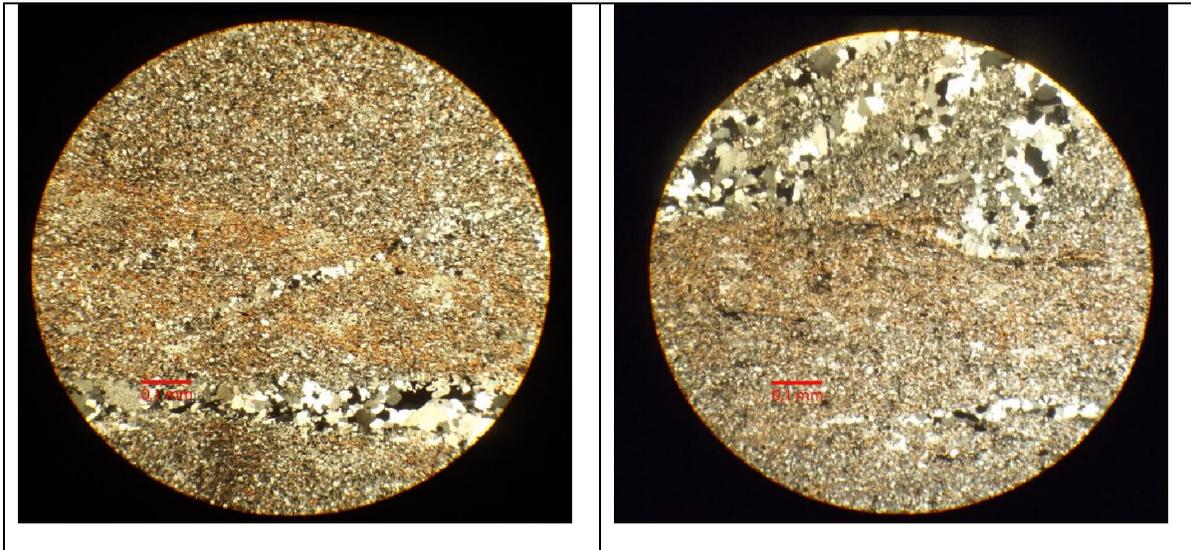
Descripción: Roca siliciclástica de grano fino, la cual presenta estratificación y marcados cambios en la composición de su matriz. La matriz se encuentra alterada a arcillas. Se aprecian sucesiones milimétricas que van desde una matriz arenosa a micrítica.



Código: 17FM2

Textura		Matriz	70%	Cemento	No hay
		Tipo	Arcillosa	Composición	
			Arenosa	Clasificación	Lutita

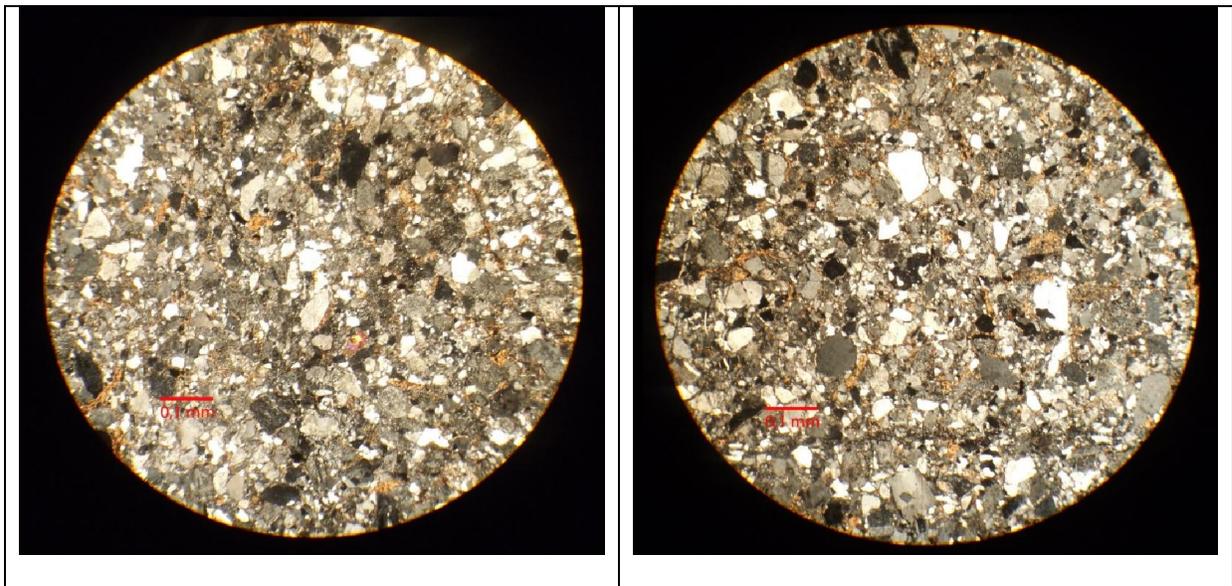
Descripción: Roca siliciclástica de grano fino, la cual presenta estratificación y un evento de deformación marcado por indicadores cinemáticos. La matriz se encuentra oxidada. Presencia de arcillas y múltiples vetillas que cortan en la dirección de estratificación.



Código: 18FM1

Textura		Matriz	10%	Cemento	No hay
---------	--	--------	-----	---------	--------

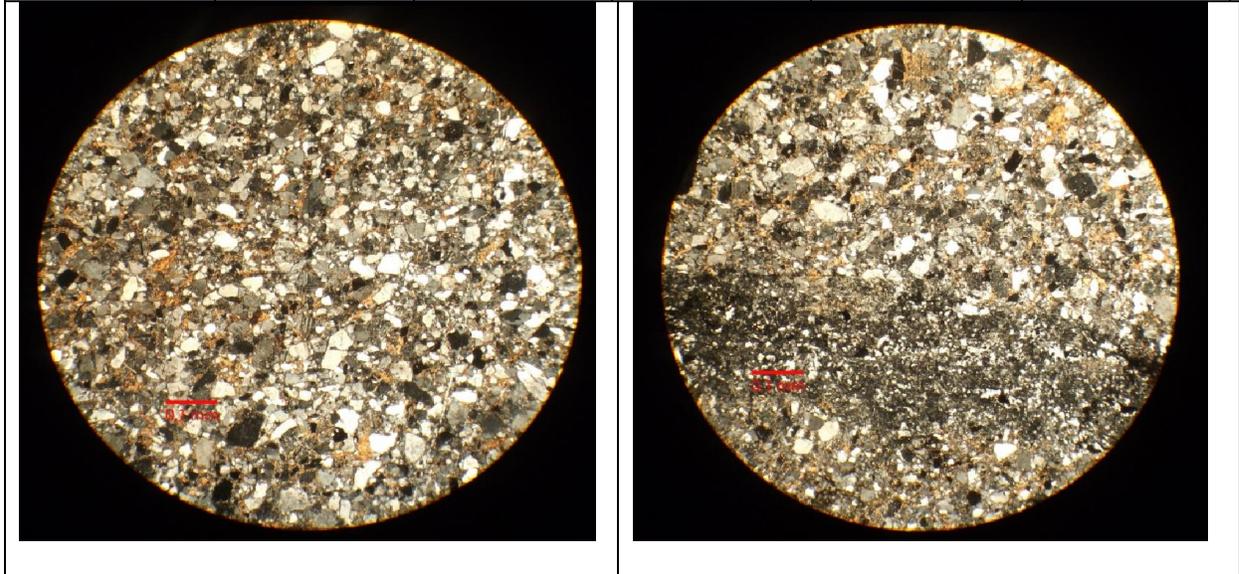
		Tipo	Arcillosa	Composición	
Selección	Media		Arenosa	Tipo	
Redondeamiento	Subangulosos				
Contactos	Suturados				
Madurez Text	Madura				
Madurez Comp	Media Alta			Tipos Cuarzo	
		Otros		Plutónico	
Cuarzo	56	Biotita		Volcánico	
Feldespato	43	Muscovita			
Líticos	1	Sericita (Alt)		Clasificación	Arcosa Feldespática



Código: 18FM2

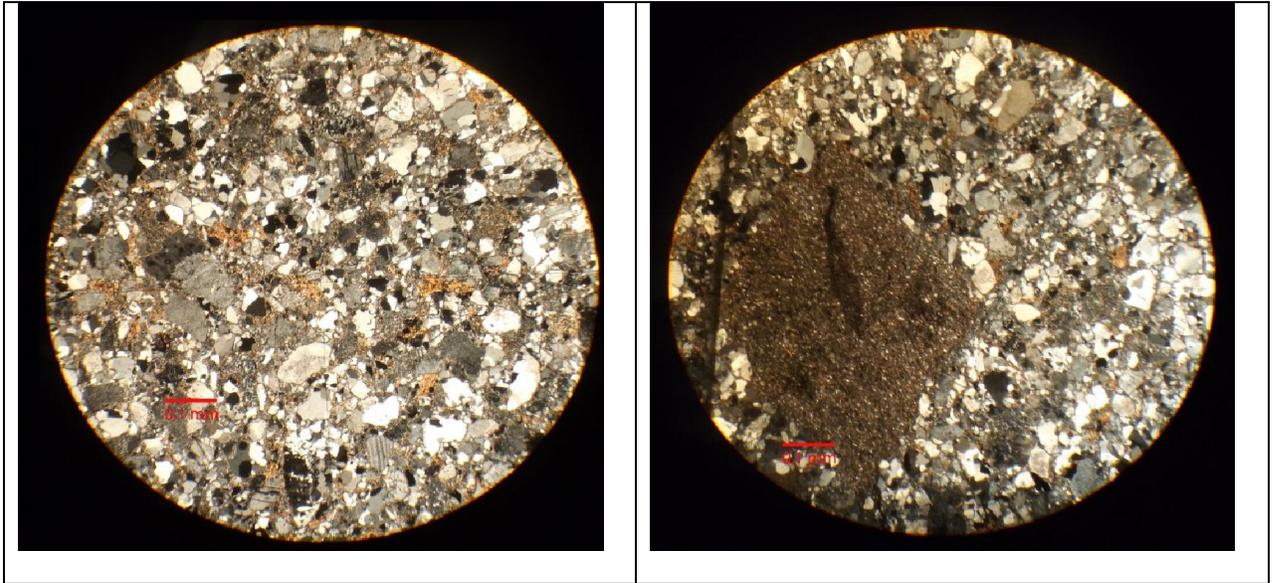
Textura		Matriz	10%	Cemento	No hay
		Tipo	Arcillosa	Composición	
Selección	Media		Arenosa	Tipo	
Redondeamiento	Subangulosos				
Contactos	Suturados				
Madurez Text	Madura				

Madurez Comp	Media Alta			Tipos Cuarzo	
		Otros		Plutónico	
Cuarzo	55	Biotita		Volcánico	
Feldespatos	44	Muscovita			
Líticos	1	Sericita (Alt)		Clasificación	Arcosa Feldespática



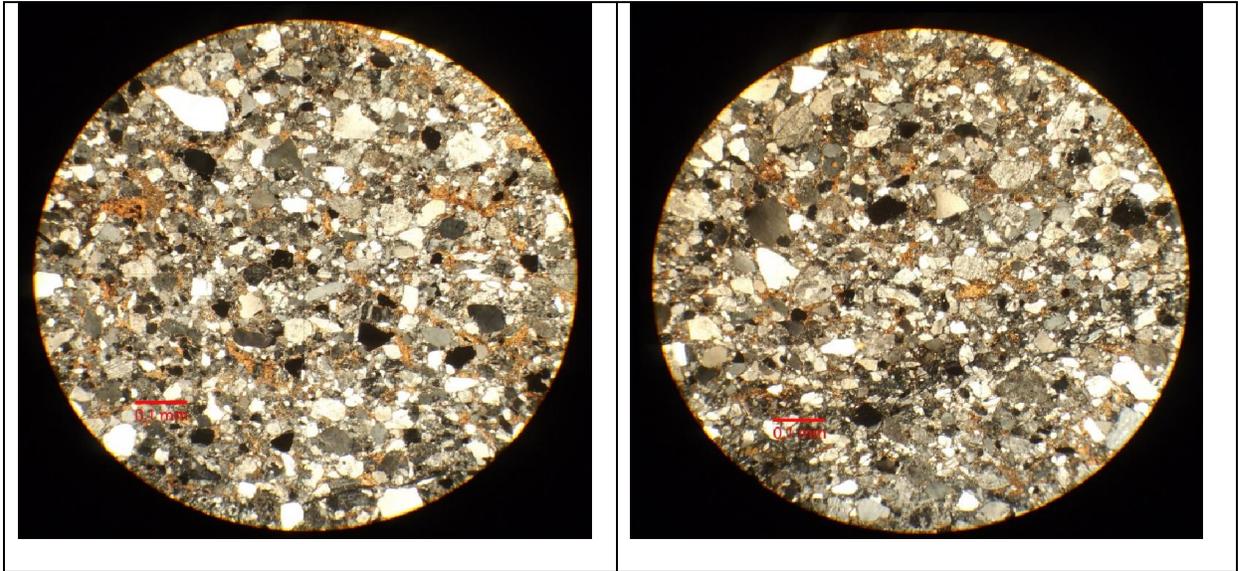
Código: 18FM3

Textura		Matriz	10%	Cemento	No hay
		Tipo	Arcillosa	Composición	
Selección	Media		Arenosa	Tipo	
Redondeamiento	Subangulosos				
Contactos	Suturados			Líticos	Sedimentarios
Madurez Text	Madura				
Madurez Comp	Media Alta			Tipos Cuarzo	
		Otros		Plutónico	
Cuarzo	57	Biotita		Volcánico	
Feldespatos	39	Muscovita			
Líticos	4	Sericita (Alt)		Clasificación	Arcosa feldespática



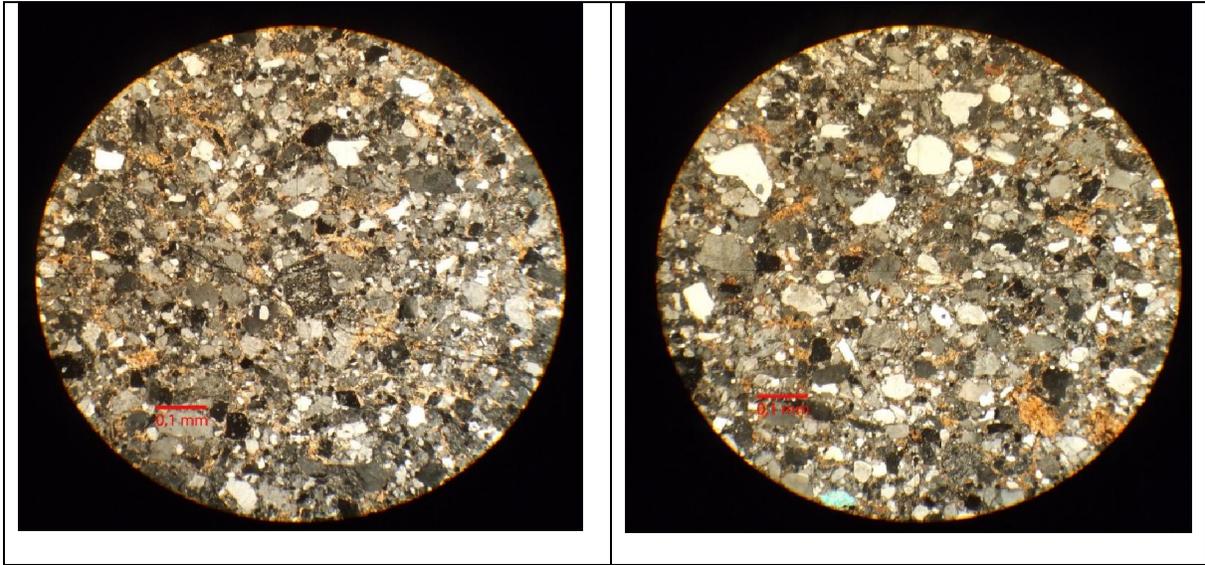
Código: 18FM4

Textura		Matriz	15%	Cemento	No hay
		Tipo	Arcillosa	Composición	
Selección	Media		Arenosa	Tipo	
Redondeamiento	Subangulosos				
Contactos	Suturados				
Madurez Text	Madura				
Madurez Comp	Media Alta			Tipos Cuarzo	
		Otros		Plutónico	
Cuarzo	61	Biotita		Volcánico	
Feldespatos	37	Muscovita			
Líticos	2	Sericita (Alt)		Clasificación	Arcosa Feldespática



Código: 18FM5

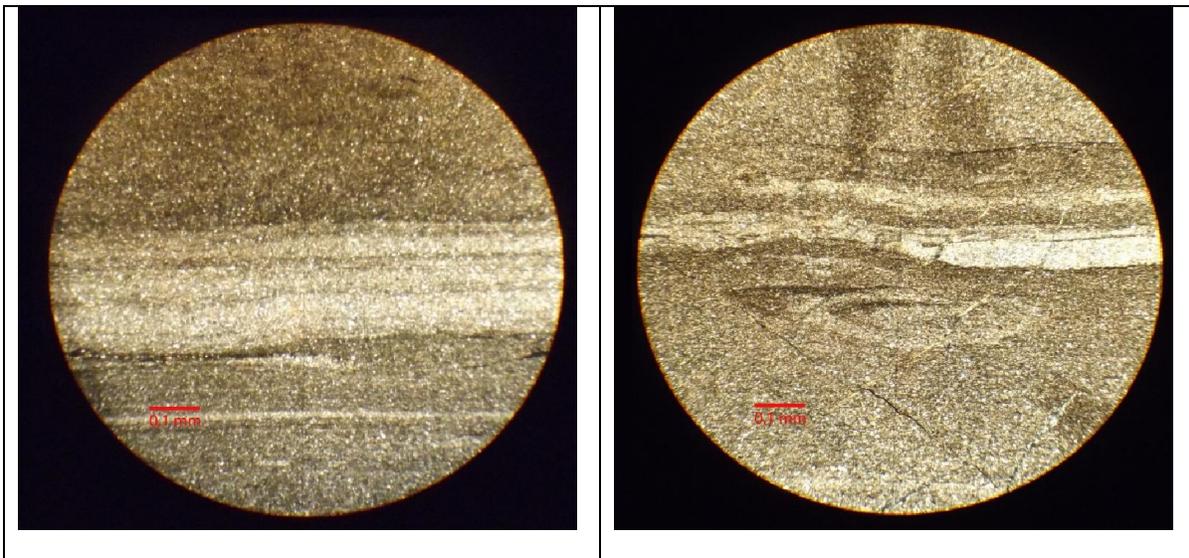
Textura		Matriz	10%	Cemento	No hay
		Tipo	Arcillosa	Composición	
Selección	Media		Arenosa	Tipo	
Redondeamiento	Subangulosos				
Contactos	Suturados				
Madurez Text	Madura				
Madurez Comp	Media Alta			Tipos Cuarzo	
		Otros		Plutónico	
Cuarzo	55	Biotita		Volcánico	
Feldespatos	43	Muscovita			
Líticos	2	Sericita (Alt)		Clasificación	Arcosa Feldespática



Código: 18FM6

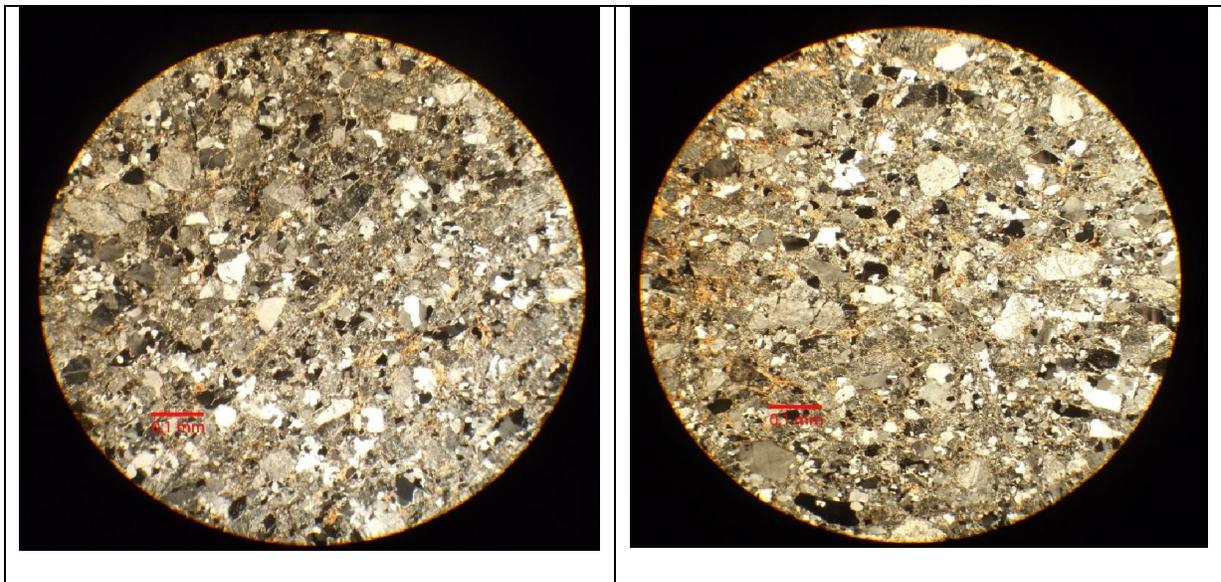
Textura		Matriz	80%	Cemento	No hay
		Tipo	Micrítica	Composición	
			Arenosa	Clasificación	Lutita

Descripción: Roca siliciclástica de grano fino, la cual presenta estratificación y marcados cambios en la composición de su matriz. La matriz se encuentra alterada a arcillas. Se aprecian sucesiones milimétricas de roca de matriz arenosa a micrítica. Se distingue la presencia de bioclastos (no identificado).



Código: 18FM7

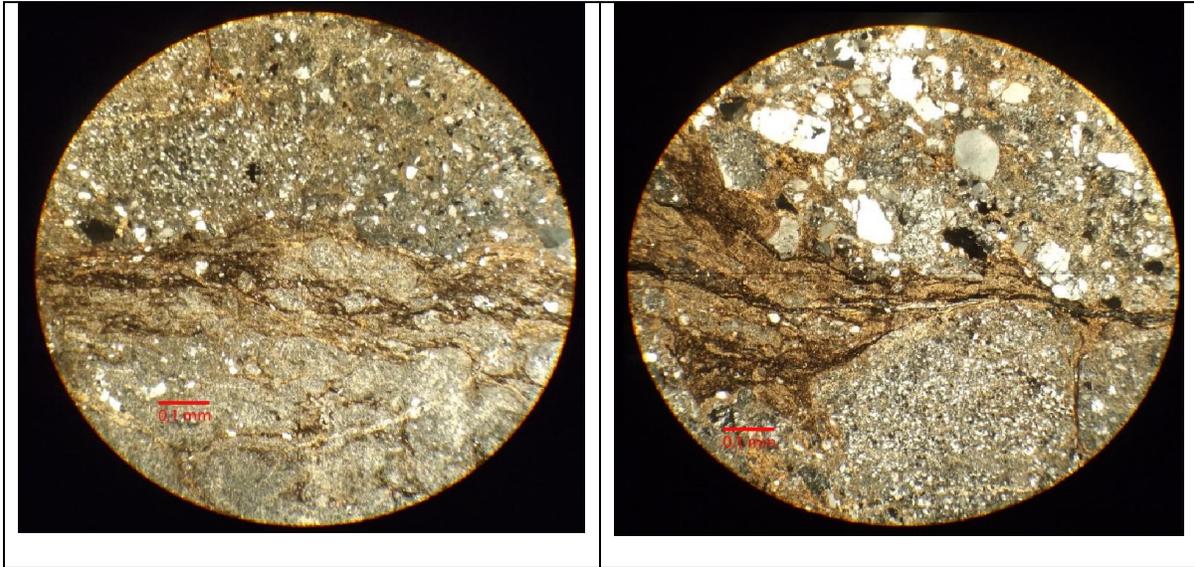
Textura		Matriz	15%	Cemento	3%
		Arcillosa		Composición	Arcillas
Selección	Media	Arenosa		Tipo	
Redondeamiento	Subangulosos				
Contactos	Normales				
Madurez Text	Inmadura				
Madurez Comp	Media baja			Tipos Cuarzo	Volcánico
		Otros			Policristalino
Cuarzo	56	Biotita			Plutónico
Feldespato	44	Muscovita			
Líticos	2	Opacos		Clasificación	Subarcosa



Código: 18FM8

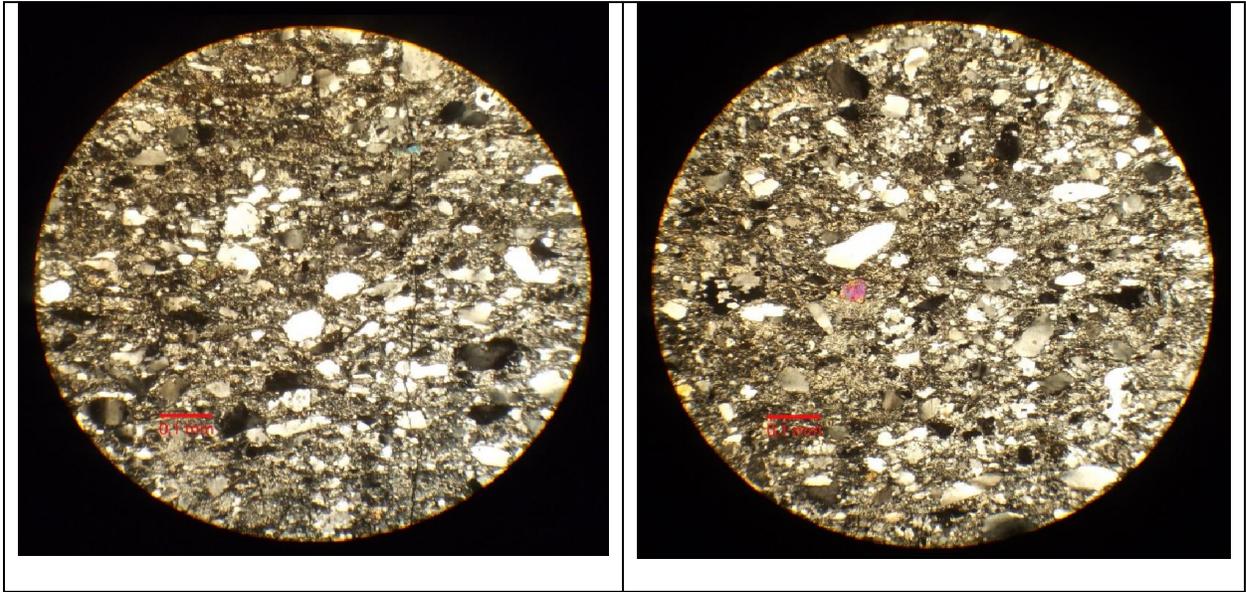
Textura		Matriz	70%	Cemento	No hay
		Tipo	Arcillosa	Composición	
			Arenosa	Clasificación	Lutita

Descripción: Roca siliciclástica de grano fino, la cual presenta estratificación y cambios que se aprecian en el corte en cuanto a su tamaño de grano (lutitas a wackas). La matriz se encuentra oxidada. Presencia de arcillas y múltiples vetillas que cortan en la dirección de estratificación.



Código: 20FM1

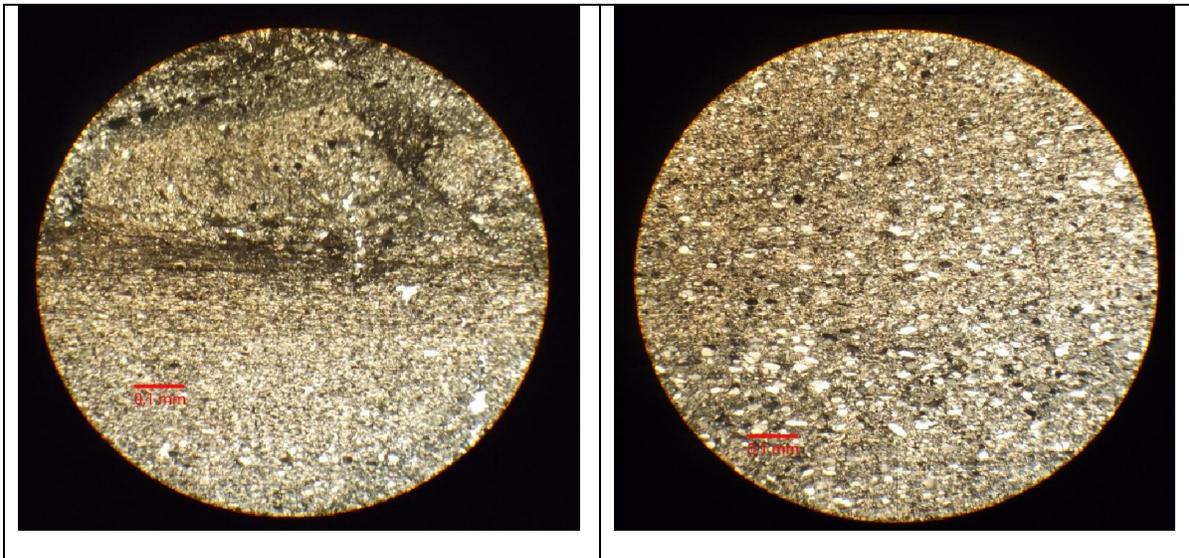
Textura		Matriz	10%	Cemento	No hay
		Arenosa			
Selección	Buena				
Redondeamiento	Subredondeado				
Contactos	Normales				
Madurez Text	Submadura				
Madurez Comp	Alta			Tipos Cuarzo	Volcánico
		Otros			Policristalino
Cuarzo	52	Biotita			Plutónico
Feldespatos	42	Opacos			
Líticos	6			Clasificación	Arcosa Feldespática



Código: 20FM2

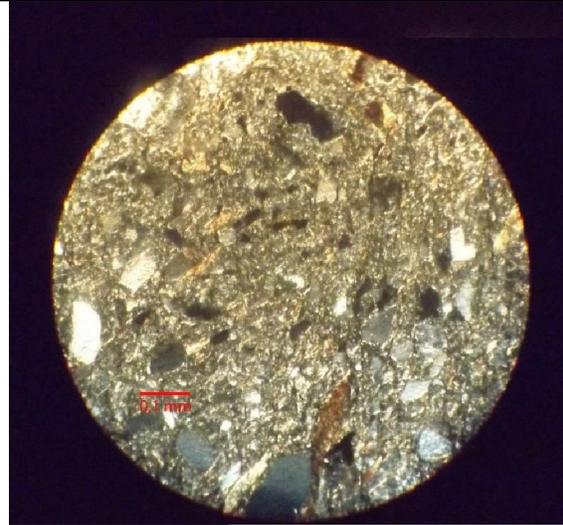
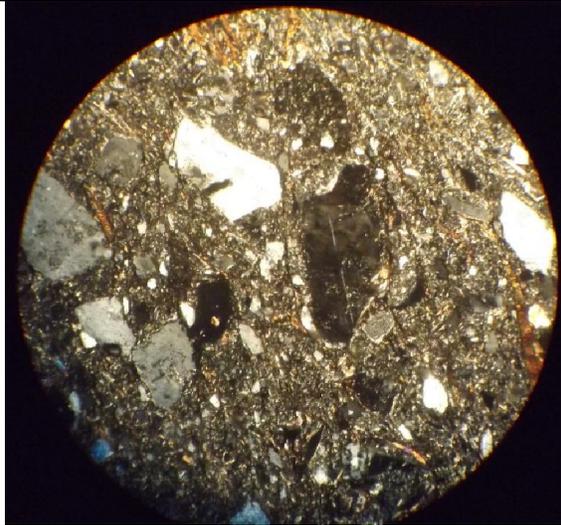
Textura		Matriz	80%	Cemento	No hay
		Tipo	Arenosa	Composición	
				Clasificación	Lutita

Descripción: Roca siliciclástica de grano fino, la cual presenta estratificación. Se aprecian sucesiones milimétricas que se presentan paralelas a la estratificación, donde se distinguen cambios en el tamaño de grano.



Código: 23FM1

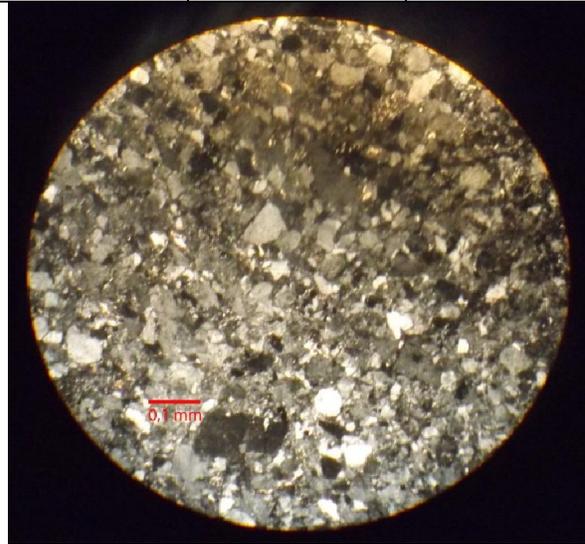
Textura		Matriz	30%	Cemento	No hay
		Arenosa			
Selección	Media				
Redondeamiento	Subredondeado			Líticos	Sedimentario
Contactos	Normales				
Madurez Text	Submadura				
Madurez Comp	Alta			Tipos Cuarzo	Volcánico
		Otros			Policristalino
Cuarzo	60	Biotita			Plutónico
Feldespato	30	Muscovita			
Líticos	10			Clasificación	wacka Arcósica



Código: 23FM2

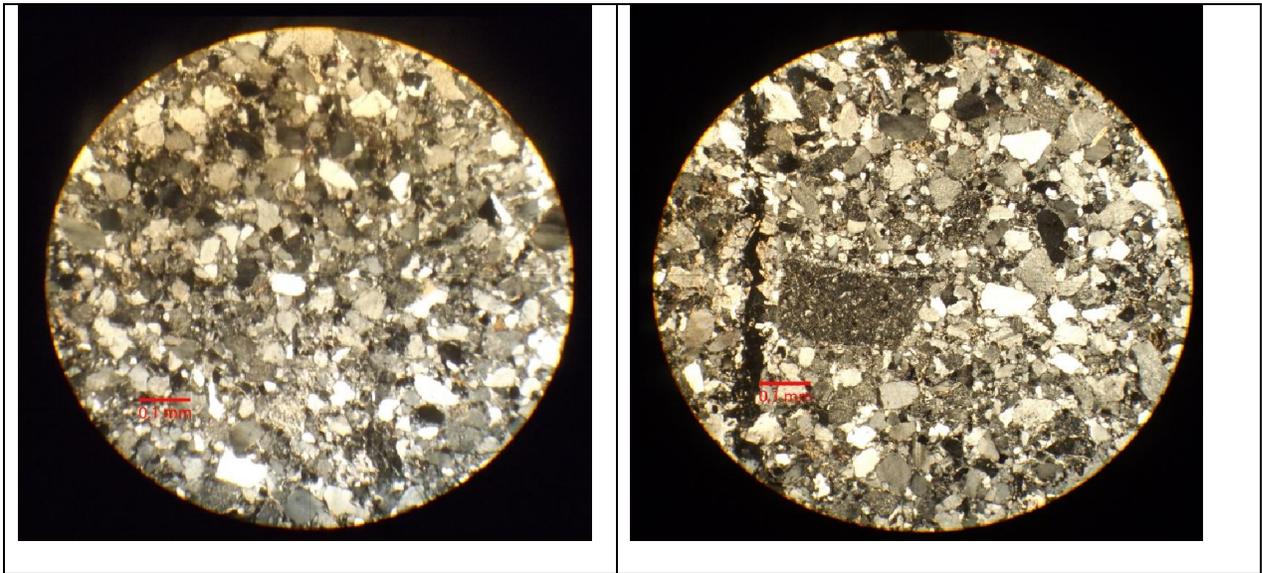
Textura		Matriz	10%	Cemento	No hay
		Arenosa			
Selección	Buena				
Redondeamiento	Subredondeado				
Contactos	Normales				
Madurez Text	Submadura				
Madurez Comp	Alta			Tipos Cuarzo	Volcánico

		Otros			Policristalino
Cuarzo	55	Biotita			Plutónico
Feldespatos	45	Opacos			
Líticos	>1			Clasificación	Arcosa Feldespática



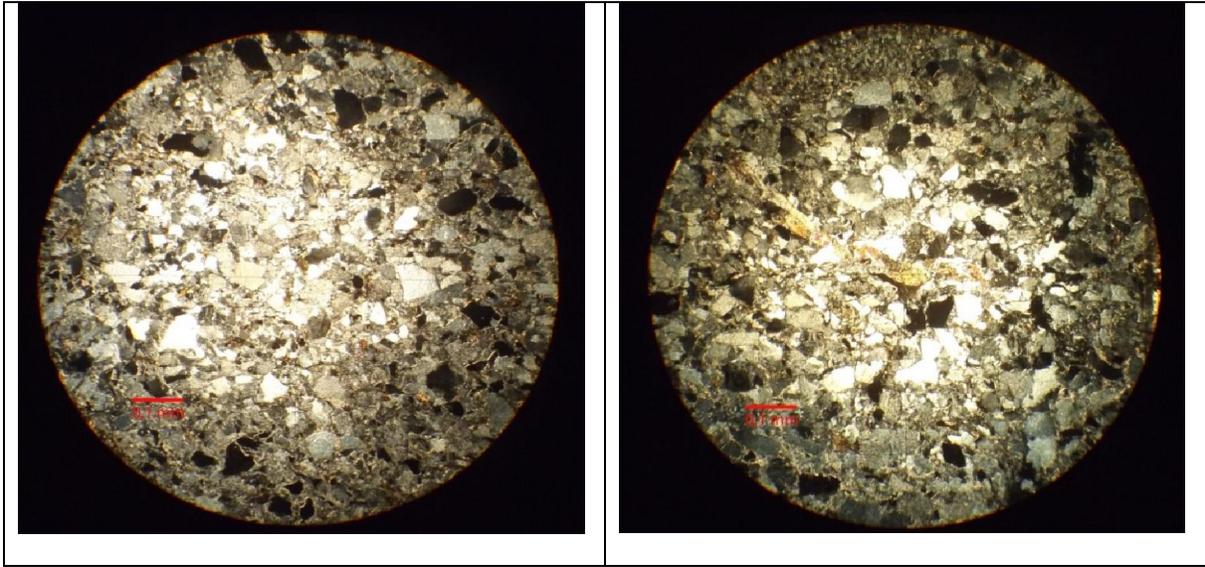
Código: 23FM3

Textura		Matriz	15%	Cemento	No hay
		Arenosa			
Selección	Buena				
Redondeamiento	Subredondeado				
Contactos	Normales			Líticos	Sedimentarios
Madurez Text	Submadura				
Madurez Comp	Alta			Tipos Cuarzo	Volcánico
		Otros			Policristalino
Cuarzo	54	Biotita			Plutónico
Feldespatos	45	Opacos			
Líticos	1			Clasificación	Arcosa Feldespática



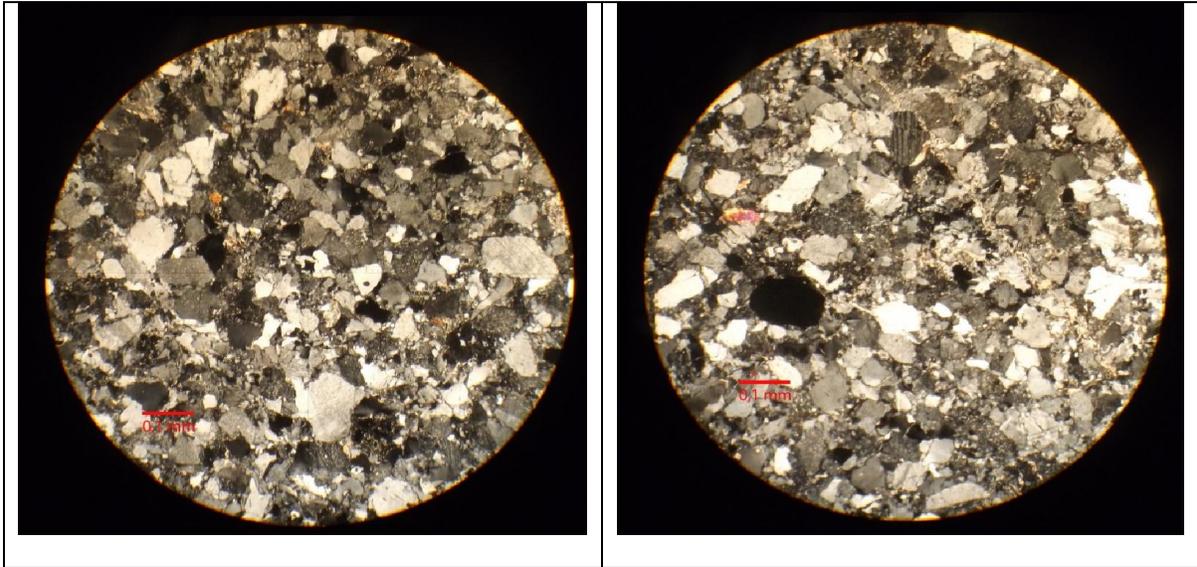
Código: 23FM4

Textura		Matriz	10%	Cemento	No hay
		Arenosa			
Selección	Buena				
Redondeamiento	Subredondeado				
Contactos	Normales			Líticos	Sedimentarios
Madurez Text	Submadura				
Madurez Comp	Alta			Tipos Cuarzo	Volcánico
		Otros			Policristalino
Cuarzo	62	Biotita			Plutónico
Feldespatos	38	Opacos			
Líticos	2			Clasificación	Arcosa feldespática



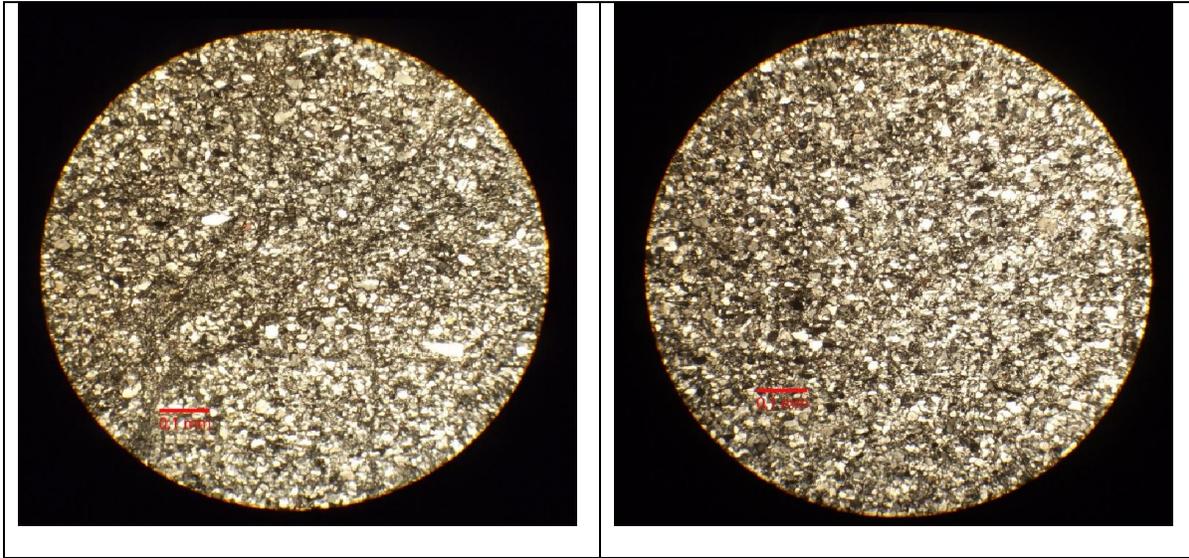
Código: 23FM9

Textura		Matriz	10%	Cemento	N.n
		Arenosa			
Selección	Mala				
Redondeamiento	Subangulosos				
Contactos	Normales				
Madurez Text	Inmadura				
Madurez Comp	Media baja			Tipos Cuarzo	Volcánico
		Otros			Policristalino
Cuarzo	57	Biotita			Plutónico
Feldespatos	40	Opacos			
Líticos	3			Clasificación	Arcosa feldespática



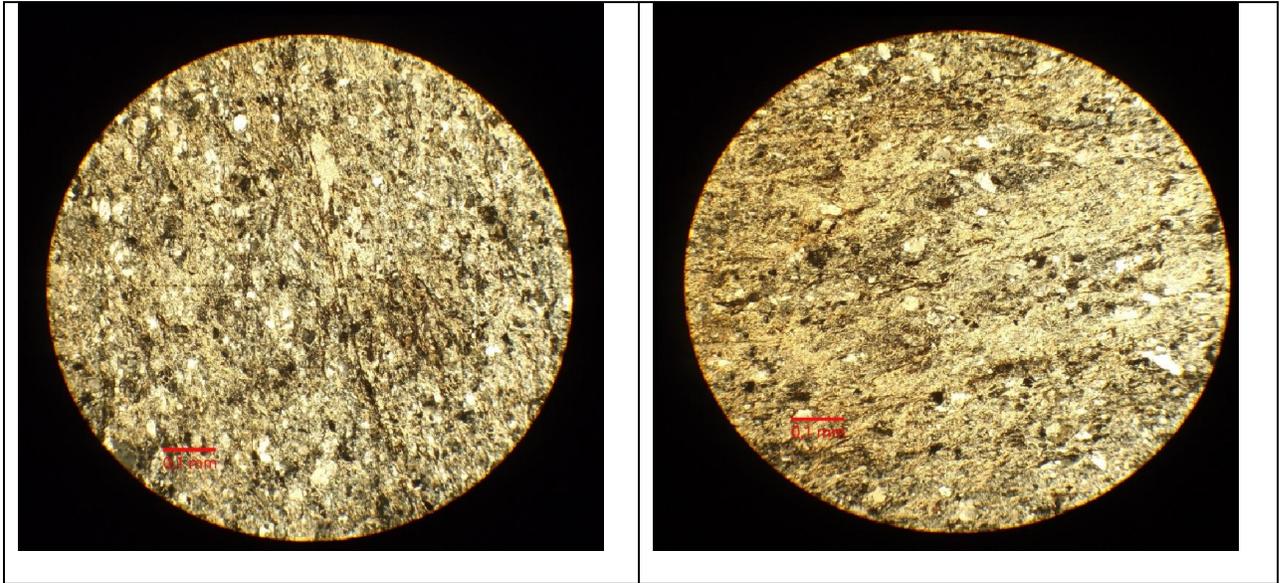
Código: 24FM1

Textura		Matriz	50%	Cemento	No hay
		Arenosa			
Selección	Media				
Redondeamiento	Subredondeado				
Contactos	Normales				
Madurez Text	Submadura				
Madurez Comp	Alta				
		Otros			
Cuarzo	60	Biotita			
Feldespatos	30	Muscovita			
Líticos	10			Clasificación	Wacka arcósica



Código: 24FM2

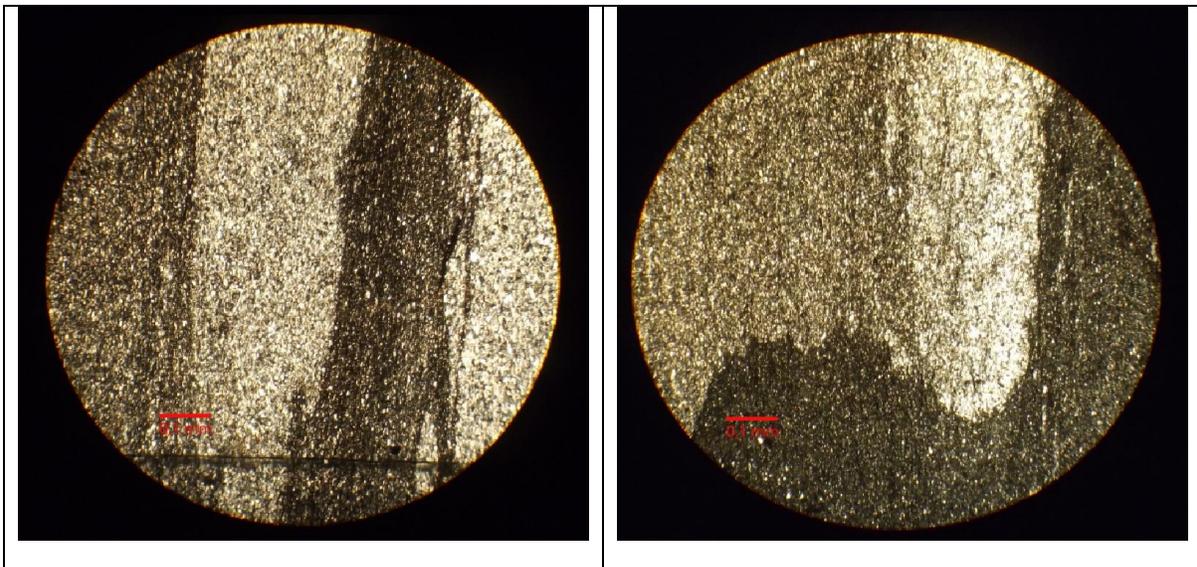
Textura		Matriz	50%	Cemento	No hay
		Arenosa			
Selección	Media				
Redondeamiento	Subredondeado				
Contactos	Normales				
Madurez Text	Submadura				
Madurez Comp	Alta				
		Otros			
Cuarzo	60	Biotita			
Feldespato	30	Muscovita			
Líticos	10			Clasificación	Wacka arcósica



Código: 24FM3

Textura		Matriz	80%	Cemento	No hay
		Tipo	Micrítica	Composición	
			Arenosa	Clasificación	Lutita

Descripción: Roca siliciclástica de grano fino, la cual presenta estratificación y marcados cambios en la composición de su matriz. La matriz se encuentra alterada a arcillas. Se aprecian sucesiones milimétricas de roca de matriz arenosa a micrítica.



Anexo 3: Geoquímica, elementos mayores y trazas

	11FM1	18FM1	18FM3	18FM4	23FM9
SiO ₂	71,42	71,67	72,11	71,96	71,16
Al ₂ O ₃	14,35	14,47	14,64	14,85	14,58
Fe ₂ O ₃ (T)	2,58	2,79	3,23	3,09	2,87
MnO	0,033	0,039	0,039	0,047	0,043
MgO	0,82	1,05	0,97	1,11	0,92
CaO	1,31	1,69	1,26	1,68	0,68
Na ₂ O	4,15	3,88	4,67	4,2	5,44
K ₂ O	1,89	2,46	1,47	2,5	1,42
TiO ₂	0,389	0,415	0,422	0,459	0,414
P ₂ O ₅	0,1	0,11	0,11	0,11	0,08
LOI	1,04	1,01	0,97	0,9	1,72
Total	98,07	99,58	99,89	100,9	99,33
Sc	6	7	7	7	7
Be	2	2	2	2	2
V	48	51	53	56	53
Cr	30	30	30	40	30
Co	4	5	5	28	39
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	50	60	50	50	40
Ga	17	18	16	17	17
Ge	1	1	1	1	< 1
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	84	82	78	81	61
Sr	340	445	336	492	267
Y	15	15	16	18	18
Zr	155	189	176	272	177
Nb	6	8	7	9	9
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	0,6	0,7	0,6	1	< 0,5
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	2	2	2	2	2
Sb	0,6	0,5	0,5	0,6	< 0,5
Cs	2,8	2	3,6	2,1	1,9
Ba	397	843	334	857	286
La	28,8	31,3	38,7	44,2	40,8
Ce	53,6	59,6	72	83,2	78,4
Pr	6,55	7,21	8,48	9,93	8,97

	11FM1	18FM1	18FM3	18FM4	23FM9
Nd	24,6	26,9	30,1	35,8	32
Sm	4,5	4,8	5,1	6	5,4
Eu	1,07	1,09	1,13	1,23	1,11
Gd	3,2	3,5	3,5	4,4	3,7
Tb	0,5	0,6	0,5	0,7	0,6
Dy	2,7	2,9	2,8	3,4	3
Ho	0,5	0,6	0,5	0,6	0,6
Er	1,5	1,6	1,5	1,8	1,6
Tm	0,22	0,25	0,23	0,28	0,25
Yb	1,4	1,6	1,5	1,8	1,6
Lu	0,21	0,23	0,22	0,27	0,24
Hf	3,8	5	4,2	6,6	4,6
Ta	0,7	1	0,8	0,9	0,8
W	< 1	1	1	237	343
Tl	0,3	0,4	0,4	0,4	0,2
Pb	17	19	18	19	16
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	9,3	10,2	12,3	16,1	12,7
U	2,5	2,4	2,5	3	1,9