



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

PROVENIENCIA DE SEDIMENTOS DEL COMPLEJO ACRECIÓNARIO
PALEOZOICO ENTRE 36° 30'S Y 40° S

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

RURIK ANDRÉS ROMERO NÚÑEZ

PROFESOR GUÍA:
FERNANDO BARRA PANTOJA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARTIN REICH MORALES
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

Este trabajo ha sido financiado por Proyecto FONDECYT 1110345

SANTIAGO DE CHILE
2014

Resumen

En este trabajo, se presenta un análisis de circones detríticos de los sedimentos que conforman el Basamento Paleozoico del centro-sur de Chile, específicamente de la Serie Occidental al sur de los 38°S.

Los resultados y la discusión bibliográfica realizada en este trabajo permiten entregar nuevos antecedentes sobre la evolución tectónica y reconstrucción paleogeográfica de la zona de estudio en el Paleozoico Tardío.

Se determina que los bloques que forman el basamento del Batolito Nordpatagónico se encontraban unidos al resto de Gondwana al momento de depositarse la Serie Oriental, la cual es intruida por el Batolito De la Costa/Nordpatagónico entre los 320-300 Ma.

Al momento de iniciarse la subducción, aproximadamente a los 320 Ma, existe un abrupto cambio en la paleogeografía que canaliza los detritos provenientes de los cinturones Pampeano y Famatiniano aproximadamente a los 39°S. Esto se manifiesta en una mayor población de circones con edades pampeanas y famatinianas en las localidades de Quitratúe y Gorbea, y una ausencia de estas poblaciones en las inmediaciones de Valdivia.

El proceso de subducción en el Carbonífero Tardío estaría caracterizado por un slab tear-off o una serie de fallas del tipo transformantes, las cuales, en un régimen transtensional, admiten esta canalización, el hiato en el magmatismo Carbonífero entre los 28-39°S y el ascenso de material mantélico en el borde occidental del continente, manifestado por cuerpos de cromititas podiformes y serpentinitas del sector La Cabaña. Esta discontinuidad de la subducción y las distintas tasas de convergencias podrían ser las responsables de las diferencias entre la Serie Oriental Norte y Sur.

El principal aporte sedimentario en la Serie Occidental Sur tendría su origen en las regiones pérmicas del Batolito Nordpatagónico, donde el cinturón occidental representaría la subducción que acrecionó los sedimentos del Paleozoico Tardío, mientras que el cinturón norte podría ser representativo del cierre de la posible canalización propuesta en el Carbonífero Tardío.

Las edades máximas de deposición indicarían que el proceso de incorporación de sedimentos al margen gondwánico podría extenderse a edades más jóvenes que los 250 Ma, e incluso, podría admitir cierta actividad del Jurásico en el metamorfismo de alta presión.

“Estamos viendo de que están hechos los cerros...”

Agradecimientos

Primero, agradezco al Proyecto Fondecyt 1110345 por el financiamiento que hizo posible este trabajo de memoria. En la misma línea, agradezco al Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA) por hacer posibles los análisis U-Pb en su equipo multicolector.

También agradecer a la comisión evaluadora, los profesores Fernando Barra, Martin Reich y Francisco Hervé por las numerosas correcciones y sugerencias que permitieron mejorar sustanciosamente la calidad del presente trabajo. Además agradecer la ayuda del profesor José María González por las discusiones del modelo propuesto.

Agradezco profundamente el apoyo proporcionado por el equipo del Proyecto Fondecyt, en particular al Dr. Fernando Barra por darme la oportunidad de trabajar en este equipo y por la confianza entregada a esos dos alumnos (E. Salazar y yo) que fueron a pedirle una simple ayudantía hace unos dos o tres años y que terminaron siendo sus memoristas. Agradecer a mis pares del proyecto, Eduardo Salazar y Felipe Orellana, cuyas discusiones y apoyo en terreno fueron esenciales para el desarrollo de este trabajo.

Agradezco, por supuesto, la ayuda de Katia Rossel en cuanto a su manejo de Word, la ayuda en la transcripción de las referencias y el apoyo moral otorgado a lo largo del trabajo. También agradezco el apoyo de (sin orden específico) Alejandra Salas, Gabriela Pedreros, Tania Ocampo, Fabián Riquelme y todos los que de una u otra manera me apoyaron en esta empresa, ya sea escuchando mis dudas o mandándome una foto que me haya distraído alegremente del trabajo.

Por último agradecer la ayuda de Don Walterio Sidler y Álvaro Álvarez que nos permitieron entrar a sus respectivas propiedades a extraer muestras tanto para este trabajo como para los demás del proyecto.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Planteamiento del Problema	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo General	2
1.2.2. Objetivos Específicos.....	2
1.3. Hipótesis de Trabajo.....	2
1.4. Metodologías	2
1.4.1. Campaña de Terreno.....	2
1.4.2. Caracterización Petrográfica	3
1.4.3. Separación de Circones	3
1.4.4. Montaje de Muestra y Catodoluminescencia de Circones.....	3
1.4.5. Datación U-Pb de Circones	4
1.4.6. Análisis Estadístico de Edades U-Pb de Circones.....	4
2. Antecedentes Geológicos y Trabajos Previos.....	6
2.1. Marco Geológico	6
2.1.1. Serie Occidental	6
2.1.2. Serie Oriental	7
2.1.3. Relaciones de contacto.....	8
2.1.4. Batolito de la Costa.....	10
2.2. Marco Tectónico y Antecedentes Paleogeográficos	10
2.2.1. Orógeno Transamazoniano	11
2.2.2. Ocurrencias magmático/metamórficas del 'Grenvilliano'	11
2.2.3. Orogenia Brasiliana – Pan-Africana	13
2.2.4. Ciclo Pampeano.....	14

2.2.5. Ciclo Famatiniano	16
2.2.6. Evolución tectónica del Devónico	18
2.2.7. Magmatismo Devónico-Carbonífero en el margen oeste.	20
2.2.8. Modelos de Acreción Patagónica	21
2.2.9. Tectónica Gondwánica y Fase Tectónica San Rafael	26
2.2.10. Zona de Falla Lanalhue.....	28
2.3. Metabasitas y Cromititas de la Serie Occidental Como Indicadores de Ambiente Tectónico	30
2.4. Trabajos Previos de Circones Detríticos	32
3. Geología Local	40
3.1. Localización de Afloramientos	40
3.2. Descripción de Afloramientos.....	41
3.3. Petrografía.....	44
3.3.1. Metapelitas de la Serie Occidental.....	45
3.3.2. Cloritita (Serie Occidental)	48
3.3.3. Metapelitas de la Serie Oriental	49
3.4. Análisis de Circones Detríticos	51
3.4.1. Edades U-Pb.....	51
3.4.2. Relaciones de U/Th.....	66
3.5. Valores-p en K-S Test.....	69
3.6. Valores de Solapamiento y Similitud	70
4. Discusiones	72
4.1. Proveniencia de circones detríticos	72
4.1.1. Circones de proveniencia del Paleozoico Temprano.....	75
4.1.2. Circones de Proveniencia Devónica	76
4.1.3. Circones de Proveniencia del Carbonífero Tardío	77

4.1.4. Circones de Proveniencia del Pérmico	78
4.2. Paleogeografía de la zona de estudio en el Paleozoico Tardío	80
4.2.1. Canalización aparente	80
4.3. Consideraciones Tectónicas	82
4.3.1. Autoctonía del Macizo Somún Curá	82
4.3.2. Provincia Magmática Pérmica del Batolito Nordpatagónico	84
4.3.3. Discontinuidad de la Cordillera de la Costa y Cromititas de La Cabaña	84
4.4. Modelo Tectónico Evolutivo.....	86
4.4.1. Pre-Carbonífero a Missisipiano	88
4.4.2. Pennsylvaniano (320-300 Ma)	88
4.4.3. Pérmico (290-260 Ma)	89
4.4.4. Triásico (?)	90
5. Conclusiones.....	91
6. Bibliografía	92
Anexos	1
Anexo 1: Descripciones Petrográficas	1
Anexo 2: Resultados U-Pb, LA-ICPMS-MC	23
Anexo 3: Análisis Estadísticos de Circones Detríticos en el Basamento Paleozoico	36
Valores-p en K-S Test	37
Solapamiento y Similitud estadístico con Overlap-Similarity Comparison Program en las muestras del Basamento Paleozoico al sur de los 38°S.	38

Índice de Figuras

- Fig. 2.1: Trayectorias P-T-t para las distintas unidades presentes en el Complejo Acrecionario Paleozoico Tardío de Chile central. Las curvas WS denotan trayectorias de la Serie Occidental (WS1 = bloque exótico; WS2 = Esquisto Verde; WS3 = Esquisto Azul), mientras que las ES corresponden a la Serie Oriental. Figura modificada de Hervé et al. (2007)..... 7
- Fig. 2.2: Mapa geológico simplificado con la Zona de Falla Lanalhue de carácter sinistral, propuesta por Glodny et al. (2008). 8
- Fig. 2.3: Modelo acrecionario del basamento metamórfico de Chile central para el Paleozoico Tardío. Modificado de Glodny et al. (2008). 9
- Fig. 2.4: Ilustración esquemática de la ubicación y extensión actual de los afloramientos de edades Grenvillianas del Cinturón Móvil Sunsás en Sudamérica. Modificado de Bahlburg et al. (2009). 12
- Fig. 2.5: Mapa de suturas propuestas para los orógenos de Gondwana en el Paleozoico con las unidades tectonoestratigráficas 'Grenvillianas': Famatina, Cuyania, Chilenia (?), Macizo Nordpatagónico y Macizo Deseado. Modificado de Ramos (2010). 13
- Fig. 2.6: Ilustración de Gondwana Occidental con sus elementos participantes en las orogenias del Brasiliano-Panafricano. Los cratones en la vecindad del área de estudio RP: Río de la Plata; LA: Luis Alves; P: Paraná; RA: Río Apa. Los cinturones del Brasiliano-Panafricano están ilustrados con curvas rojas y azules, siendo estas últimas los lineamientos de Paraguai. Modificado de Vaughan y Pankhurst (2008). 14
- Fig. 2.7: Mapa geológico simplificado de los cinturones magmáticos previos al Carbonífero, en la vecindad a la zona de estudio. Las edades de 500-570 Ma (verde claro) corresponden a la Orogenia Pampeana, mientras que las edades del intervalo de 420-500 Ma (verde oscuro) se asocian a la Orogenia Famatiniana. Modificado de Ramos et al. (2010)..... 16
- Fig. 2.8: Ilustración con la ubicación de cuerpos máficos y ultramáficos (puntos negros) que representarían una posible sutura entre Chilenia y Cuyania. Modificado de González-Menéndez et al. (2013). 19
- Fig. 2.9: Modelo tectónico-evolutivo de rifting y acreción de Chilenia y Precordillera en el margen oeste de Gondwana en el Ordovícico Medio a Tardío. Modificado de González-Menéndez et al. (2013)..... 20

Fig. 2.10: Ubicación de intrusivos Devónico-Carboníferos en las Sierras Pampeanas Argentinas. Tomado de Ramos et al. (2010).....	21
Fig. 2.11: Ilustración de los elementos de primer orden en Patagonia para el Paleozoico: El cinturón Norte (Permo-Triásico), Occidental (Pérmico - Jurásico) y, en línea punteada roja, la sutura propuesta por Ramos (2008). Modificado de Ramos (2008).....	22
Fig. 2.12: Compilación aeromagnética en la supuesta sutura entre Patagonia y Gondwana. Tomado de Chernicoff y Zappettini (2004).....	23
Fig. 2.13: Modelo tectónico evolutivo de acreción Patagónica. Modificado de Ramos (2008).	23
Fig. 2.14: Modelo de acreción entre el Macizo Deseado y Gondwana, con el Macizo Nordpatagónico siendo parte de este último. Figura extraída de Pankhurst et al. (2006).....	24
Fig. 2.15: Perfil esquemático SW-NE de la acreción entre el Macizo Deseado y el Macizo Nordpatagónico como parte de Gondwana. Modificado de Pankhurst et al. (2006).....	25
Fig. 2.16: Modelo de acreción entre Gondwana y Chilenia junto con Patagonia como solo un terreno alóctono, según Tomezzoli (2012).	26
Fig. 2.17: Afloramientos de intrusivos asociados a la Provincia Magmática Choiyoi. Modificado de Kleiman y Japas (2009).	27
Fig. 2.18: Modelo tectónico evolutivo para el Paleozoico Tardío para la supuesta colisión del Terreno X en el Pérmico Inferior desde los 28 a 31°S. Modificado de Mpodozis y Kay (1990).	28
Fig. 2.19: Ilustración de la historia acrecionaria y arcos magmáticos (signos "+") asociados al margen occidental de Gondwana hasta los 38°S. La Fase Tectónica San Rafael (FTSR) y la acreción del Terreno X se considera a los 33°S.	29
Fig. 2.20: Ubicación de las provincias magmáticas de Sudamérica desde el Paleozoico hasta el Triásico, superpuesto a las suturas entre los terrenos Chilenia, Cuyania, Famatina y Pampia (línea continua) y las suturas aun en discusión, vale decir, entre Pampia y el Cratón Río de la Plata y las que involucran al Macizo Nordpatagónico (línea punteada).....	30
Fig. 2.21: Distribución de los cuerpos ultramáficos en la zona de estudio (cuadros verdes), destacándose la ubicación de los cuerpos cromitíticos de La Cabaña (borde rojo). Modificado de Barra (1996).	32

Fig. 2.22: Diagramas de probabilidad entre los 34-36°S. Muestra 02CH31 correspondiente a la Serie Oriental y 02CH11 a la Serie Occidental. Datos de Willner et al. (2008).	33
Fig. 2.23: Diagramas de probabilidad relativa reproducidos para las muestras al norte de la Zona de Falla Lanalhue. WS: Serie Occidental, ES: Serie Oriental. Datos de Hervé et al. (2012).	34
Fig. 2.24: Diagramas de probabilidad relativa reproducidos para las muestras al sur de la Zona de Falla Lanalhue con sus peaks más importantes. WS: Serie Occidental, ES: Serie Oriental. Datos de Hervé et al. (2012).	35
Fig. 2.25: Valores de ϵ_{Hf} para las muestras de Hervé et al. (2012) de la zona al sur de la Falla Lanalhue.	36
Fig. 2.26: Evolución tectónica del margen gondwánico para el Paleozoico Tardío según Hervé et al. (2012).....	37
Fig. 2.27: Ubicación del Sistema Ventania. Figura tomada de Ramos et al. (2014).....	38
Fig. 2.28: Diagramas de probabilidad relativa de los resultados obtenidos por Ramos et al. (2014) para el Grupo Pillahuincó, separados en un grupo superior (n= 104) e inferior (n= 152), respectivamente. Se ilustran solo los datos entre los 200-800 Ma en el miembro superior y hasta los 1200 Ma en el miembro inferior.....	39
Fig. 3.1: Ubicación de los afloramientos estudiados con su litología asociada. Se destacan en verde los circones detríticos analizados en el presente trabajo.	40
Fig. 3.2: Fotografías representativas de los afloramientos correspondientes a esquistos grises de la Serie Occidental analizados en el presente trabajo. a. Valdivia 2 (PA-D4); b. Gorbea (GRB1-D5).....	42
Fig. 3.3: Fotografías representativas de los afloramientos correspondientes a esquistos grises de la Serie Occidental analizados en el presente trabajo. a. Río Piedra Cruz (RP-D2); b. Caramávida (CA-D2); c. Quitratúe (QE-D3); d. Palo Blanco (PBEG-D4); e. Mehuín (MH-D4); f. Valdivia 1 (DL-D4)	43
Fig. 3.4: Fotografías de afloramientos con distintos tipos litológicos. a. Filitas de Tomé (T2-D2); b. Esquistos con Granate de la Serie Oriental en Yobilo (YOB-D2); c. Panorámica para las pizarras de la Serie Oriental en Coronel (CO-D2).	44
Fig. 3.5: Foliación S2, presente en todos los cortes transparentes de la Serie Occidental. Se caracteriza por la abundante presencia de mica blanca, biotita	

y, secundariamente, epidota. Fotomicrografías a nicoles cruzados de PA-D4 (izq) y DL-D4 (der).	45
Fig. 3.6: Conservación de foliaciones anteriores en albitas porfiroblásticas, observadas como inclusiones alineadas de carboncillo. Fotomicrografía a nicoles cruzados de GRB1-D5 (izq) y MH001 (der).	46
Fig. 3.7: Asociación mineral de epidota de tipo clinozoicita con albita. Fotomicrografía a nicoles cruzados de DL-D4.	46
Fig. 3.8: Presencia de biotita en espacios intersticiales de cuarzo y albita. Muestra TIR-14-1, a nicoles paralelos.	47
Fig. 3.9: Vista general a nicoles cruzados de la cloritita de Lavanderos (LAV-14-5). Se observa una textura intercrecida, similar a aquella observada en serpentinitas del tipo antigorita.	49
Fig. 3.10: Muestras de la Serie Oriental en donde se observan foliaciones menos claras y tamaño de grano mucho menor a las muestras de la Serie Occidental. Fotomicrografías a nicoles cruzados de CO-D2 (izq) y T2-D2 (der).	50
Fig. 3.11: Diagrama de edad vs probabilidad e histograma de edades para la muestra DL-D4 (Valdivia 1)	51
Fig. 3.12: Diagrama de edad vs probabilidad e histograma de edades para la muestra GRB1-D5 (Gorbea) y detalle de poblaciones del Paleozoico.	54
Fig. 3.13: Imágenes de catodoluminiscencia de la muestra GRB1-D5.....	57
Fig. 3.14: Imagen de catodoluminiscencia del circón más joven encontrado, con edad aproximada de 202.8 Ma.	57
Fig. 3.15: Diagrama de edad vs probabilidad e histograma de edades para la muestra PA-D4 (Valdivia 2)	58
Fig. 3.16: Diagrama de edad vs probabilidad e histograma de edades para la muestra QE-D3 (Quitratúe) y detalle para las edades del Paleozoico.....	62
Fig. 3.17: Imágenes de catodoluminiscencia de la muestra QE-D3.	65
Fig. 3.18: Relaciones U/Th para las muestras a. GRB1-D5 (Gorbea); b. QE-D3 (Quitratúe); c. DL-D4 (Valdivia 1); d. PA-D4 (Valdivia 2). Se destaca el valor U/Th=10 en rojo como criterio discriminante entre génesis metamórfica e ígnea.	68
Fig. 4.1: Ubicación de los distintos análisis de circones detríticos en las metapelitas del Basamento Paleozoico con sus respectivas edades máximas	

de deposición (población significativa más joven) y porcentajes de circones Proterozoicos en estas. Muestras de código "FO" corresponden a Hervé et al. (2012), "O2CH" a Willner et al. (2008) y las demás, a los datos obtenidos en el presente estudio. En el presente trabajo se divide la Serie Occidental entre la Serie Occidental Norte (WS-N) y Serie Occidental Sur (WS-S), respecto a la Zona de Falla Lanalhue (ZFL en el mapa). 73

Fig. 4.2: Diagramas de probabilidad relativa normalizados para las muestras del presente estudio y de Hervé et al. (2012) (códigos "FO"), donde las muestras corresponden a la Serie Occidental a excepción de la FO0612 que correspondería a la Serie Oriental, estando estas en la vecindad del área de estudio. El valor "n" representa el número de circones analizados en cada muestra. Se agregan en la sección inferior los períodos de actividad magmática que podrían influir en la proveniencia sedimentaria. Se considera la Orogenia Pampeana (570-500 Ma), Famatiniana (500 – 420 Ma), 'C BNP': Magmatismo Carbonífero del Batolito Nordpatagónico (330 – 315 Ma), BC: Batolito de la Costa (320 – 300 Ma) y 'P BNP': Magmatismo Pérmico del Batolito Nordpatagónico (290 – 250 Ma)..... 74

Fig. 4.3: Cuerpos ígneos y metamórficos correspondientes a las orogenias Pampeana y Famatiniana con sus correspondientes edades U-Pb, contextualizadas con los límites inferidos entre los terrenos Cuyania, Pampia y el Cratón Río de la Plata. Figura modificada de Ramos (2010) con datos referidos en este mismo. 75

Fig. 4.4: Dataciones U-Pb de los cuerpos ígneos del Batolito Nordpatagónico. Datos y figura modificada de Pankhurst et al. (2006). 78

Fig. 4.5: Posible paleogeografía de Gondwana Occidental en el Paleozoico Tardío que resuelve la distribución de los circones de los cinturones móviles del Paleozoico Temprano. 81

Fig. 4.6: Provincias magmáticas y metamórficas pertinentes a la zona de estudio con las supuestas suturas de los terrenos acretados en el Paleozoico Temprano (líneas gruesas y punteadas). Recopilación realizada con las fuentes indicadas en los antecedentes del presente trabajo 82

Fig. 4.7: Discontinuidad topográfica de la Cordillera de la Costa y ausencia de magmatismo Carbonífero entre los 38°30'-39°S. Imagen satelital de Google Earth. 85

Fig. 4.8: Modelo tectónico evolutivo de la zona de estudio para el Paleozoico Tardío y la dirección de los aportes sedimentarios para las unidades que conforman el Basamento Paleozoico al sur de los 38°S. Se agregan como referencia algunas latitudes (actuales) en el modelo para la estimación de distancias. 88

Fig. 4.9: Posible discontinuidad generada en el Paleozoico Tardío en el slab subductante que permite tanto el ascenso de material astenosférico (cromititas) como la segmentación de la Serie Occidental Norte y Sur.89

Índice de Tablas

Tabla 3.1. Rumbos y manteos de foliación S2 del área de estudio	41
Tabla 3.2 Peaks de poblaciones de circones detríticos para muestra DL-D4. Peak y población más joven destacados en rojo.....	52
Tabla 3.3 Peaks de poblaciones de circones detríticos para muestra GRB1-D5. Peak y población más joven destacados en rojo.....	55
Tabla 3.4 Peaks de poblaciones de circones detríticos para muestra PA-D4. Peak y población más joven destacados en rojo.....	59
Tabla 3.5 Peaks de poblaciones de circones detríticos para muestra QE-D3. Peak y población más joven destacados en rojo.....	63
Tabla 3.6. Valores-p usando error en función de distribución cumulativa de las muestras de este estudio por medio de K-S Test. Se destacan en amarillo los valores mayores a 0.05 que indicarían similitud estadística.	69
Tabla 3.7 Valores-p usando error en función de distribución cumulativa de las muestras de este estudio contrastadas con las muestras de Hervé et al. (2012) (códigos FO en verde) de la Serie Occidental al sur de la Zona de Falla Lanalhue por medio de K-S Test. Se destacan en amarillo los valores mayores a 0.05 que indicarían similitud estadística.	69
Tabla 3.8 Valores de solapamiento (overlap) entre las muestras obtenidas en el presente trabajo y las analizadas por Hervé et al. (2012) (códigos FO en verde) al sur de la Zona de Falla Lanalhue.....	70
Tabla 3.9 Valores de similitud (similarity) entre las muestras obtenidas en el presente trabajo y las analizadas por Hervé et al. (2012) (códigos FO en verde) al sur de la Zona de Falla Lanalhue.....	71
Tabla 4.1 Tabla resumen de candidatos de proveniencia para sedimentos que conforman el Basamento Paleozoico Tardío en el área de estudio.....	79
Tabla 4.2 Valores-p comparativos obtenidos en K-S Test para todos los datos de la Serie Occidental Sur agrupados (WS-S), el Grupo Pillahuincó agrupado y sus miembros Superior e Inferior. Además se compara con la única muestra de la Serie Oriental Sur (FO0612). Se destacan en amarillo los valores que denotan una probabilidad mayor a 95% de que provengan de la misma fuente.	81
Tabla 7.1: Valores-p en K-S Test para todos los patrones de circones detríticos publicados hasta la fecha, los datos incluyen muestras de Willner et al. (2008) y Hervé et al. (2012)	37

1. Introducción

1.1. Planteamiento del Problema

El basamento metamórfico (Paleozoico Tardío) del centro sur de Chile aflora continuamente desde los 32° hasta los 42°S en el margen oeste del país. Está conformado, en su mayoría, por esquistos micáceos de protolito turbidítico depositados en facies sedimentarias afines a fondo marino y responden a un cinturón metamórfico pareado en un contexto acrecionario del margen gondwánico.

La proveniencia de los sedimentos que conforman esta unidad ha sido abordada por algunos autores. Willner et al. (2008) realizaron las primeras dataciones de circones detríticos en dos localidades costeras; Pichilemu y Constitución. A su vez, Hervé et al. (2012) amplía el espectro de información a once muestras distribuidas entre los 34-42°S. Ambas publicaciones coinciden en un ambiente deposicional de antearco en el Paleozoico Tardío.

Los estudios anteriores otorgan una visión general de la dinámica que da origen al protolito del basamento metamórfico, pero este trabajo plantea la necesidad de incrementar la base de datos geocronológicos, sobretodo en áreas en las cuales no existe este tipo de información. Esto con el propósito de contribuir a la elaboración de un modelo de formación robusto extrapolable al resto del basamento Paleozoico del centro-sur de Chile, que incluya además antecedentes obtenidos de las peridotitas y cromititas de la Serie Occidental como indicadores de ambiente deposicional.

Por lo anterior, el trabajo se enfoca en realizar un muestreo representativo entre los 36°30'S y los 40°S, identificando distintas "signaturas" de poblaciones de circones detríticos del cinturón pareado, en especial a la Serie Occidental. Las fuentes más probables de aportes sedimentarios, según los modelos actuales, serían los arcos móviles del Paleozoico Temprano (Pampeano-Famatiniano), el Batolito de la Costa (Muñoz Cristi, 1962) y el Batolito Nordpatagónico, junto con poblaciones correspondientes al basamento de terrenos alóctonos (Precordillera-Chilena) y menor retrabajo cratónico de zonas interiores del continente.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Establecer un modelo tectónico evolutivo para el margen gondwánico durante el Paleozoico Tardío, mediante el estudio de proveniencia de circones detríticos del complejo acrecionario del centro-sur de Chile.

1.2.2. Objetivos Específicos

1. Caracterizar petrográficamente las muestras extraídas, determinando la mineralogía y texturas metamórficas.
2. Determinar las poblaciones de edades U-Pb de circones detríticos y la edad máxima de deposición mediante el método de ablación laser ICPMS multicolector (LA-MC-ICPMS), de muestras de metasedimentos de distintas localidades distribuidas en la zona de estudio.
3. Determinar las posibles fuentes de sedimentos y los aportes relativos que pudiesen haber contribuido a la formación del complejo.

1.3. Hipótesis de Trabajo

Los circones detríticos analizados en el presente estudio provendrían de los diversos cuerpos magmáticos asociados a las orogenias del Paleozoico Temprano, los inmersos en el Macizo Nordpatagónico y del Batolito de la Costa. Además se espera un relativo aporte de las unidades que forman el basamento de los terrenos que conforman Sudamérica. El análisis de la distribución de estos circones entregará importante información para reconstruir una paleogeografía de la región estudiada.

1.4. Metodologías

Con el propósito de cumplir con los objetivos planteados anteriormente se aplicaron las siguientes metodologías:

1.4.1. Campaña de Terreno

El levantamiento geológico fue realizado en dos campañas de terreno, durante los años 2013 y 2014. En la primera etapa se obtuvieron 12 muestras y en la segunda 4. Todas las muestras recolectadas corresponden a esquistos cuarzo-micáceos a excepción de CC3 (intrusivo granítico) y LAV-14-5 (cloritita). Se extrajeron aproximadamente 3 kg de muestra de cada afloramiento para obtener un número representativo de circones detríticos.

Los criterios de selección fueron análisis de muestra de mano y correspondencia con mapeos anteriores. Los accesos y caminos a estos afloramientos son públicos, muchos de ellos construidos y/o mantenidos por empresas forestales. Los afloramientos corresponden, en su mayoría, a cortes de caminos y el borde costero del país.

1.4.2. Caracterización Petrográfica

Las láminas delgadas de la primera campaña de terreno fueron elaboradas en el Instituto GEA de la Universidad de Concepción, mientras que las segundas fueron encargadas al Laboratorio de Cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Se realizaron descripciones petrográficas de las muestras de roca a analizar mediante técnicas de petrografía (CEGA, Universidad de Chile). Se identificó la mineralogía y secuencialidad de procesos metamórficos en cada muestra.

1.4.3. Separación de Circones

La separación de circones fue lograda por concentrado de minerales pesados realizada con los métodos estándar de molienda, Mesa Gemini, separación magnética y separación utilizando líquidos densos. Dicho proceso se efectuó en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Las muestras enviadas a separación fueron 16, de las cuales en solo 10 se obtuvo la cantidad de circones deseados y 4 fueron analizados en el presente trabajo.

1.4.4. Montaje de Muestra y Catodoluminescencia de Circones

Los circones obtenidos fueron montados en briquetas de resina epóxica. Luego, estos fueron pulidos hasta la sección media de los cristales, siguiendo los protocolos establecidos en el Laboratorio de Geocronología del CEGA, Universidad de Chile, para su posterior datación por el método U-Pb.

Para los montajes se seleccionó además el circón de Plešovice, de edad 337.13 ± 0.37 Ma (Sláma et al., 2008), como circón estándar para calibración en el equipo LA-MC-ICPMS.

Posterior al montaje, se obtuvieron imágenes de Catodoluminescencia (CL) para las muestras a analizar y descartar otras fases minerales que pudiesen presentarse en el concentrado de minerales (*e.g.* apatito o rutilo). Las imágenes de CL fueron tomadas en el Laboratorio de Microanálisis del

CEGA, Departamento de Geología, utilizando el microscopio de barrido electrónico SEM FEI Quanta 250 con un sensor Centaurus acoplado para la detección de CL.

1.4.5. Datación U-Pb de Circones

Las dataciones de U-Pb circones fueron realizadas en el Laboratorio de Geocronología del CEGA, Universidad de Chile. El equipo utilizado es un espectrómetro de masa por inducción de plasma multicolector acoplado con un sistema de ablación laser (LA-MC-ICPMS).

El espectrómetro de masas multicolector utilizado corresponde al modelo Neptune Plus MC-ICP-MS, fabricado por ThermoFisher Scientific, contando este con nueve detectores Faraday y nueve contadores de iones (CCD) permitiendo la medición simultánea de las distintas masas de interés.

El sistema de ablación láser acoplado al multicolector es un Analyte G2, fabricado por Photon Machines, con un láser excímero de ArF de 193 nm de longitud de onda ATLex 300si de pulso corto y una celda de ablación HelEx de doble volumen que permite realizar el proceso de ablación en una atmósfera de He.

El diámetro del haz utilizado fue de 30 micrones y el material ablationado es transportado por medio de un flujo de He a una tasa de 0.5 LPM.

La adquisición de datos se realizó mediante medición simultánea de masas en modo estático con un tiempo de integración de 1.084 s por ciclo y cada ablación cuenta con 50 de estos ciclos, los 10 primeros no son utilizados en la reducción de datos debido a la inestabilidad de la señal y posible contaminación superficial de la muestra.

La secuencia utilizada para la datación fue de tres análisis iniciales del circón estándar, en este caso Plesovice (Sláma et al., 2008), y cuatro circones de la muestra propiamente tal, la cual se repite hasta obtener el número deseado de análisis.

La reducción de datos se realizó con el complemento Lolite (Paton et al., 2011) para el software Igor.

1.4.6. Análisis Estadístico de Edades U-Pb de Circones

El procesamiento posterior de las edades obtenidas en el multicolector se realizó con los complementos Isoplot 4.0 (Ludwig, 2010) y los complementos de Excel Age Pick (Gehrels, 2009) y K-S Test (Guynn y

Gehrels, 2010), siendo esta última una adaptación del algoritmo de Kolmogorov-Smirnov (Pres et al., 1986).

Isoplot (Ludwig, 2010) es actualmente el complemento más utilizado para aplicaciones de geocronología. En el presente trabajo se utilizará la herramienta Probability Density Plot para la representación gráfica de las edades.

Age Pick (Gehrels, 2009), por su parte, es una herramienta automatizada de detección de poblaciones, indicando la fase inicial y final de estas, y a su vez, indicando la edad peak de cada una de estas.

K-S Test (Gynn y Gehrels, 2010) permite discernir la probabilidad de que dos poblaciones de circones no provengan de la misma fuente por medio de los P-Values como valor de salida, basado en las diferencias en los diagramas de probabilidad acumulativa. Si el valor comparativo entre ambas poblaciones es menor a los 0.005 es muy probable (95% de certeza) que las poblaciones correspondan a distintas fuentes, mientras que si este valor es mayor a los 0.005 hay una probabilidad menor al 95% de que sean distintas, de lo cual puede desglosarse que son más "similares".

2. Antecedentes Geológicos y Trabajos Previos

2.1. Marco Geológico

Entre las latitudes 32°S y 42°S, el Basamento Metamórfico del centro sur de Chile aflora continuamente por el margen oeste del país (Hervé et al., 2007). Diversos autores (Hervé, 1988; Aguirre et al., 1972; Willner et al., 2001; Glodny et al., 2005) asocian esta unidad a un complejo acrecionario con dos sub-unidades asociables a un cinturón metamórfico pareado (*sensu* Miyashiro, 1961). Esta división es distinguible tanto por los tipos litológicos como los procesos tectónicos que permitieron su formación (González-Bonorino, 1971), siendo Aguirre (1972) quien define ambas franjas como Serie Oriental y Serie Occidental.

2.1.1. Serie Occidental

La Serie Occidental está conformada litológicamente por esquistos micáceos de protolito psamopelítico, metacherts, metabasitas, escasas rocas ultramáficas serpentizadas (Hervé, 1988) y escasos cuerpos de cromititas podiformes (Vergara, 1970; Alfaro, 1980; Barra, 1996). Este arreglo litológico representa una mezcla de aportes sedimentarios continentales con porciones superiores de corteza oceánica desmembrada (Hervé et al., 2007). Esta unidad respondería directamente a la zona de acreción basal del prisma (Willner, 2005).

La foliación predominante corresponde a una S2 que se superpone casi completamente a la S1 (Hervé, 1988). Las fábricas originales, escasamente conservadas, sugieren una génesis marina profunda para estas rocas (Martin et al., 1999).

El metamorfismo respondería a condiciones de alta presión (HP) y baja temperatura (LT) en una fase transicional de esquistos verdes a esquistos azules sobreimpuesta (Fig. 2.1), con peaks metamórficos de 420°C y 8-9 kbar a los 292-319 Ma (edades plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en fengita) en gran parte de la unidad (Willner et al., 2001; 2005), caracterizada por la asociación mineral albita ± mica blanca (fengita) ± cuarzo ± clorita ± epidota ± actinolita ± granate (Glodny et al., 2005), con ocurrencia de lawsonita en Chiloé, ocasional glaucofano (Hervé et al., 2007) y zussmanita (Muñoz et al., 1997) en el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Duhart et al., 2001) como minerales de alta presión.

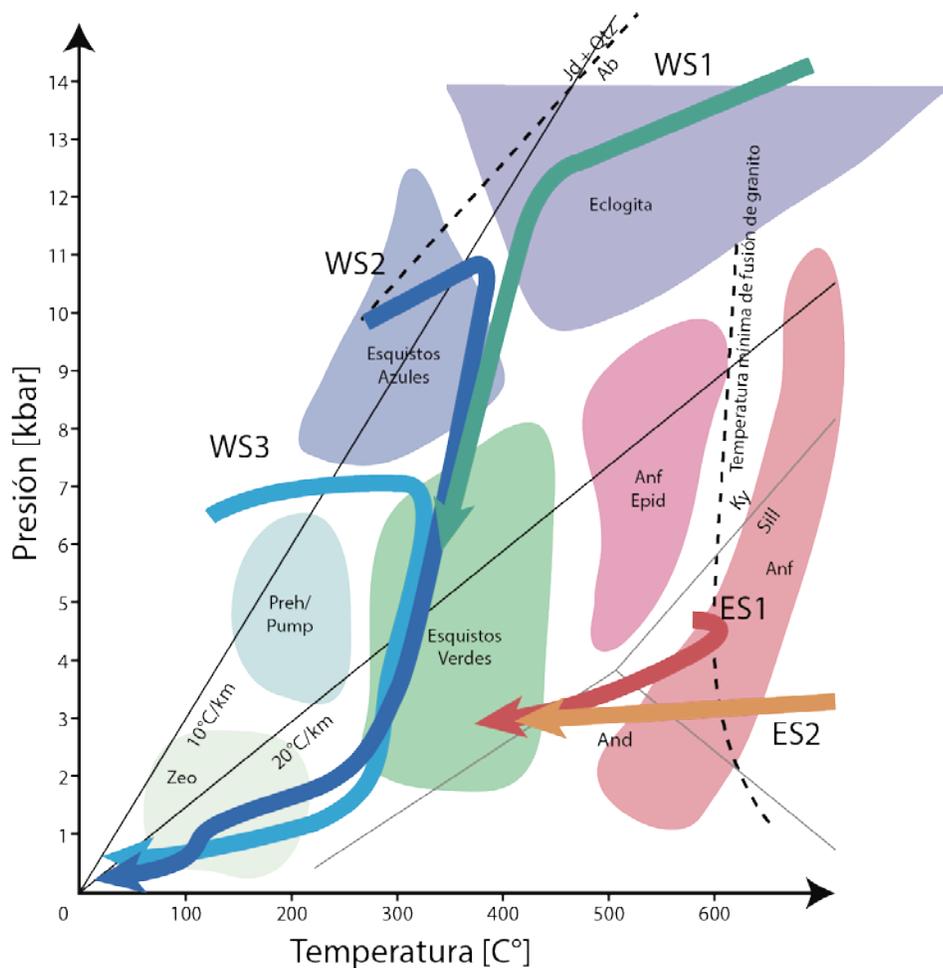


Fig. 2.1: Trayectorias P-T-t para las distintas unidades presentes en el Complejo Acrecionario Paleozoico Tardío de Chile central. Las curvas WS denotan trayectorias de la Serie Occidental (WS1 = bloque exótico; WS2 = Esquisto Verde; WS3 = Esquisto Azul), mientras que las ES corresponden a la Serie Oriental. Figura modificada de Hervé et al. (2007).

Varios autores han usado diversos métodos para datar la Serie Occidental. Hervé et al. (1990) determina un rango de edades entre 300-330 Ma (isócronas de Rb-Sr en roca total) para cuerpos de sulfuros masivos presentes en el basamento y Söllner et al. (2000) define una edad de 293 ± 23 Ma en circones (U-Pb) en una meta-ignimbrita a los $41^{\circ}30'S$.

2.1.2. Serie Oriental

La Serie Oriental está formada principalmente por metareniscas y metapelitas con moderada deformación que permite preservar algunas estructuras sedimentarias originales (González-Bonorino, 1971; Hervé, 1988) que son menos claras en la sección este de la unidad, cercano al Batolito de la Costa. El emplazamiento relativo a la Serie Occidental y diversos estudios (Hervé et al., 2007; Willner, 2005) permiten determinar

que la Serie Oriental corresponde a una zona de retro-cuña (Willner et al., 2004).

El grado metamórfico de la unidad aumenta hacia el este, donde se tiene metamorfismo de alta temperatura y baja presión asociado con un domo termal cuya fuente calórica es el Batolito de la Costa (Willner et al., 2005).

2.1.3. Relaciones de contacto

El contacto entre ambas series es transicional en las cercanías de Constitución hacia el sur, mientras que en la porción norte se asocia a la falla Pichilemu-Vichuquén de carácter frágil, que progresivamente va perdiéndose hacia el sur (Willner, 2005). A su vez existe otra transición abrupta en el contacto de ambas series a los 38°S donde la Zona de Falla Lanalhue (Fig. 2.2), de orientación NW-SE, yuxtapone la unidad de acreción basal con la frontal junto con los cuerpos Permo-Carboníferos del Batolito de la Costa, debido a un aparente movimiento sinistral (Glodny et al., 2008).

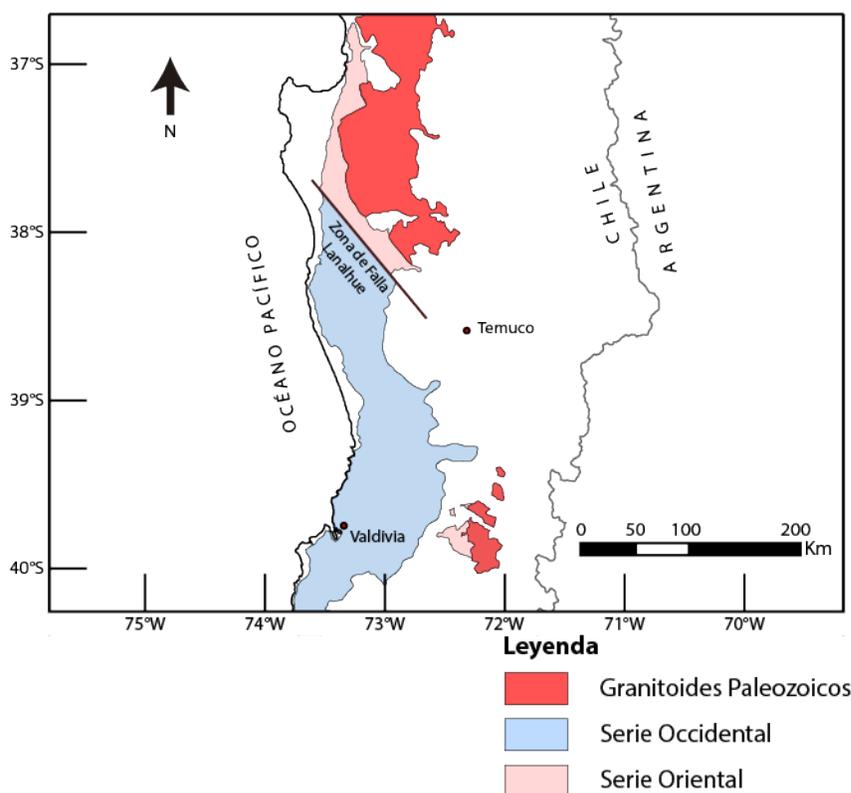


Fig. 2.2: Mapa geológico simplificado con la Zona de Falla Lanalhue de carácter sinistral, propuesta por Glodny et al. (2008).

El proceso de formación del complejo acrecionario está actualmente en discusión, pero existe un consenso en la sucesión de eventos. Al norte de la

Zona de Falla Lanalhue (Fig. 2.2), la Serie Oriental posee edades máximas de deposición de circones detríticos de 345 Ma, siendo contrastantemente más antiguas que las obtenidas en la Serie Occidental correspondiente a los ~307 Ma, mientras que la Serie Occidental al sur de la discontinuidad, presenta edades máximas hasta los 253 Ma (Hervé et al., 2012).

Kato (1976) determina que la Serie Oriental muestra rasgos acordes a una deposición sobre corteza continental. Diversos autores, además, acotan el período de crecimiento lateral de esta serie desde el Devónico al Carbonífero en un contexto de margen pasivo continental (Augustsson y Bahlburg, 2003; Bahlburg y Hervé, 1997) y posiblemente continuó sincrónicamente con las etapas tempranas de la subducción en el Paleozoico Tardío (Willner et al., 2004; Fig. 2.3).

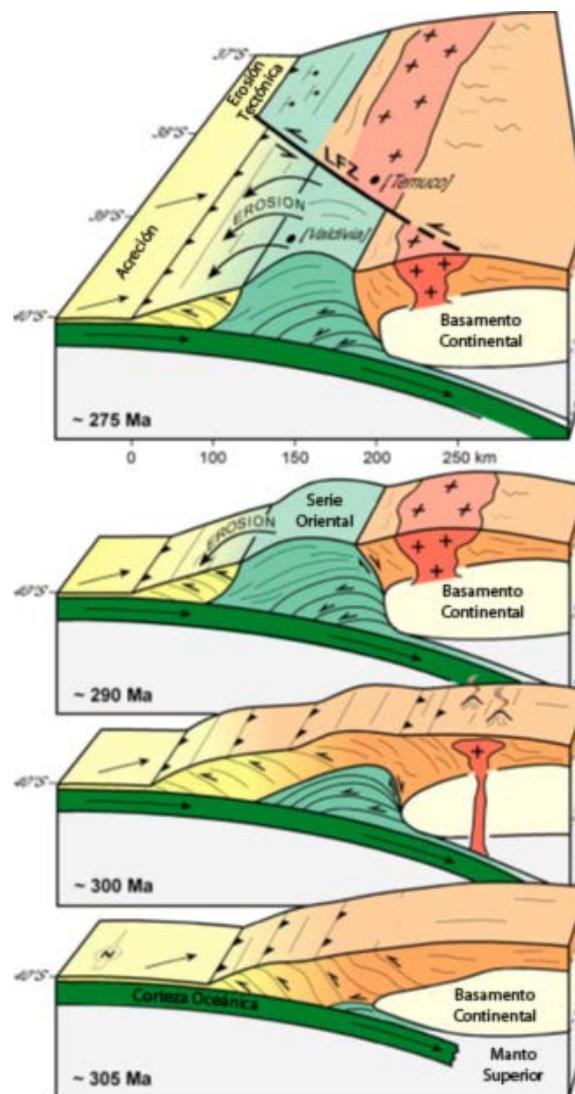


Fig. 2.3: Modelo acrecionario del basamento metamórfico de Chile central para el Paleozoico Tardío. Modificado de Glodny et al. (2008).

Estudios sísmicos a los 38°15'S muestran que la Serie Occidental tiene una profundidad que alcanza la interfase actual de placas (Krawczyk y SPOC Team, 2003) y constituiría un prisma de acreción extinto formado por acreción basal activa en el Paleozoico Tardío hasta el Triásico (Willner et al., 2005; Glodny et al., 2006; Martin et al., 1999).

La acreción en Chile central ocurriría entre los 320 y 224 Ma (Willner et al., 2005). Aproximadamente a los 300 Ma ocurre la transición de acreción frontal de la Serie Oriental, a la basal de la Serie Occidental (Glodny et al., 2008), asociable con las edades de formación del Batolito de la Costa (Lucassen et al., 2004; Hervé et al., 1988; Deckart et al., 2014) que, presumiblemente, provienen de una deshidratación de los materiales subductados en fases iniciales de la activación del margen gondwánico oeste. Lo anterior concuerda con las edades obtenidas de metamorfismo de alta temperatura sobreimpuesto en la Serie Oriental en los 301-296 Ma de edades plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en mica blanca (Willner et al., 2005).

2.1.4. Batolito de la Costa

El Batolito de la Costa de Chile (Muñoz Cristi, 1962) central se compone principalmente de granitoides calcoalcalinos con edades que fluctúan desde el Carbonífero Tardío al Pérmico (Hervé et al., 2007). Este se extiende aproximadamente hasta el 38°S hacia el sur e intruye las rocas correspondientes a la Serie Oriental (Fig. 2.2). A los 40°S existe un aparente movimiento hacia el este del batolito, aflorando en el cordón principal (Hervé et al., 2007). En su extensión norte-sur los datos geocronológicos apuntan a una continuidad en el Plutón Central de Nahuelbuta, donde los datos de Rb-Sr (roca total) apuntan a una edad de 294 ± 4 Ma (Hervé, 1988), las edades U-Pb en circones en Pichilemu 305 ± 1 Ma (Willner, 2005) y, a los 40°S, circones del cordón principal indican edades de 300 ± 2 a 305 ± 2 Ma (Martin et al., 1999; Hervé et al., 2007. Dataciones U-Pb SHRIMP en circones de Deckart et al. (2014) apuntan a una actividad acotada del batolito desde los 320 a los 300 Ma, concordante con las edades obtenidas por Pankhurst et al. (2006) para los afloramientos del Carbonífero Tardío en el Batolito Nordpatagónico.

2.2. Marco Tectónico y Antecedentes Paleogeográficos

Los procesos que inciden en la formación del Basamento Paleozoico son variados y contemplan eventos desde el Precámbrico, hasta el Permo-Triásico. La deposición de grauvacas, deformación e incorporación al prisma de acreción se ve dominada por diversos orógenos e historiales de acreción de terrenos en el margen gondwánico. La descripción de estos eventos

entrega una paleogeografía que podría explicar los patrones de circones obtenidos en el presente trabajo.

2.2.1. Orógeno Transamazoniano

Luego de la fragmentación del supercontinente Rodinia (formado y fragmentado durante el Neoproterozoico), bloques cratónicos del Arqueano al Mesoproterozoico migraron y se amalgamaron en lo que sería una etapa previa a la formación de Gondwana durante el Neoproterozoico-Cámbrico (Bossi y Cingolani, 2009; Fuck et al., 2008). Durante este período, se ha propuesto que se conforma el Cratón Río de la Plata producto de la colisión de tres terrenos principales: Tandilia, Buenos Aires y Balarce (Chernicoff et al., 2014, y referencias), a los 2.0-2.3 Ga (Rapela et al., 2007; Santos et al., 2003), conformando el Cinturón Tandilia, formando parte de la Orogenia Transamazoniana (Marques de Almeida et al., 2000). Este es el bloque cratónico más cercano al área de estudio, siendo la plataforma estable más austral de Sudamérica.

2.2.2. Ocurrencias magmático/metamórficas del 'Grenvilliano'

El término 'Grenvilliano' se refiere a todas las áreas afectadas por orogénesis convergente durante el intervalo de 1.3 a 1.0 Ga (Tollo et al., 2004), sin necesariamente tener relación con la colisión de Laurentia.

El metamorfismo y magmatismo gondwánico autóctono del Grenvilliano comprenden las edades de 0.9 a 1.4 Ga (Mesoproterozoico) y no constituyen una fuente de sedimentos muy probable para el área de estudio (ver Fig. 2.4). Este se limita al metamorfismo de baja presión en el Macizo Arequipa al sur de Perú, con edades de 940–1040 Ma (Casquet et al., 2010) superpuestas a eventos Orisianos–Ryacianos. El Cinturón Sunsás al suroeste de Brasil, caracterizado por la provincia Sunsás-Aguapeí de 1.2-0.95 Ga (Teixeira et al., 2010), registra los variados efectos de la interacción del Cratón Amazoniano con Laurentia. Otra fuente de signature Grenvilliana correspondería a las unidades tectonoestratigráficas del Cinturón Dom Feliciano con una predominancia a edades de 1.0-1.3 Ga (Basei et al., 2005).



Fig. 2.4: Ilustración esquemática de la ubicación y extensión actual de los afloramientos de edades Grenvillianas del Cinturón Móvil Sunsás en Sudamérica. Modificado de Bahlburg et al. (2009).

Por otra parte, se han reportado en estudios previos de circones detríticos, importantes poblaciones de circones con edades de aproximadamente 1000 Ma (Willner et al., 2008; Hervé et al., 2012), los cuales corresponderían a la erosión del 'basamento grenvilliano', es decir, los terrenos alóctonos (o para-autóctonos) que se ensamblaron en las orogenias del Paleozoico Temprano (Ramos, 2010; Fig. 2.5).

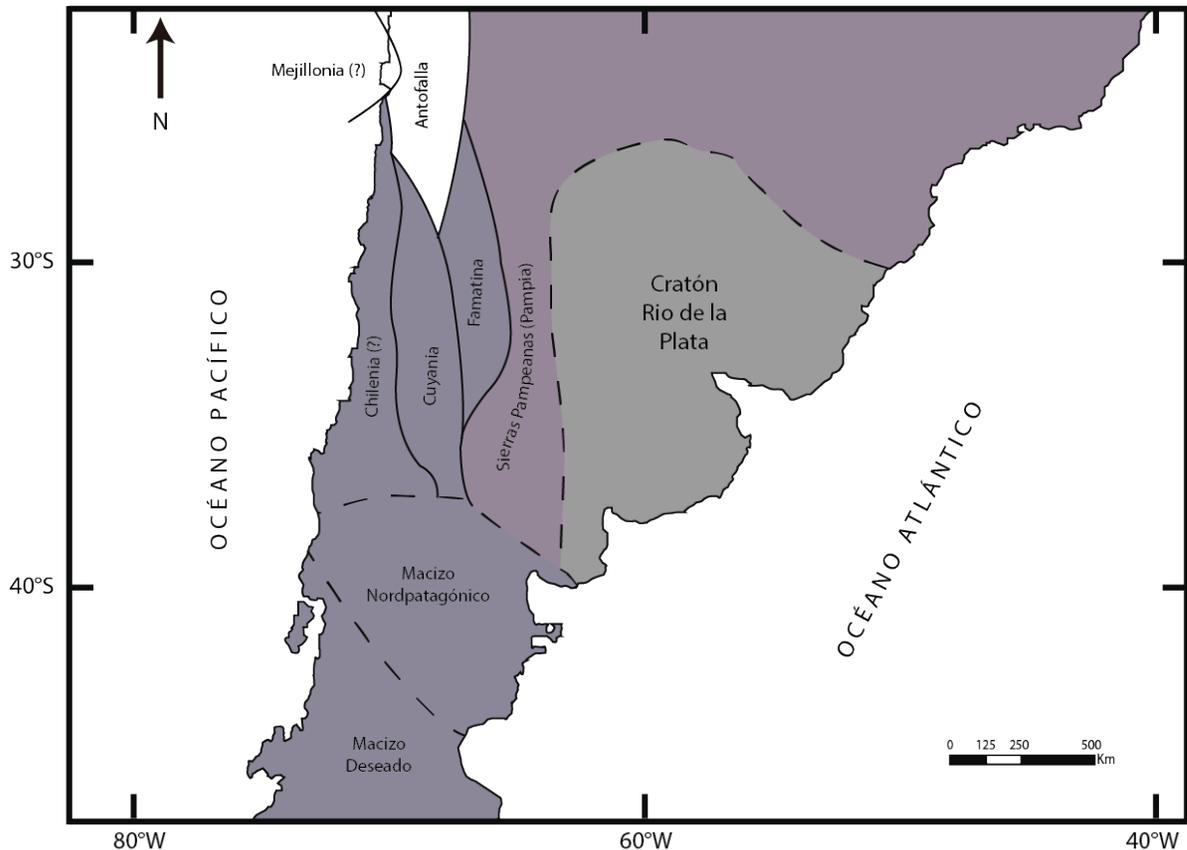


Fig. 2.5: Mapa de suturas propuestas para los orógenos de Gondwana en el Paleozoico con las unidades tectonoestratigráficas 'Grenvillianas': Famatina, Cuyania, Chileña (?), Macizo Nordpatagónico y Macizo Deseado. Modificado de Ramos (2010).

2.2.3. Orogenia Brasiliana – Pan-Africana

Brito Neves et al. (1999) engloba las orogenias del Mesoproterozoico al Neoproterozoico-Cámbrico que ocurren en el proto-continente sudamericano como el Orógeno Brasiliano–Pan-Africano (Fig. 2.6). Estos autores describen cuatro provincias estructurales que comparten características comunes, las cuales corresponden a Borborema (Noreste de Sudamérica), Tocantins (Este central), Mantiqueira (Sudeste) y el Cinturón Pampeano (Sudoeste); siendo estas interpretadas como el amalgamamiento de Gondwana en el Neoproterozoico.

Al oeste de Gondwana, un régimen pasivo se establece en el margen proto-Pacífico desde esta orogenia hasta el Cámbrico, donde importante aporte sedimentario turbidítico de proveniencia continental se deposita en la cuenca Puncoviscana. La formación Puncoviscana en las Sierras Pampeanas define el inicio de este período (Jezek y Miller, 1985; Willner et al., 1987).

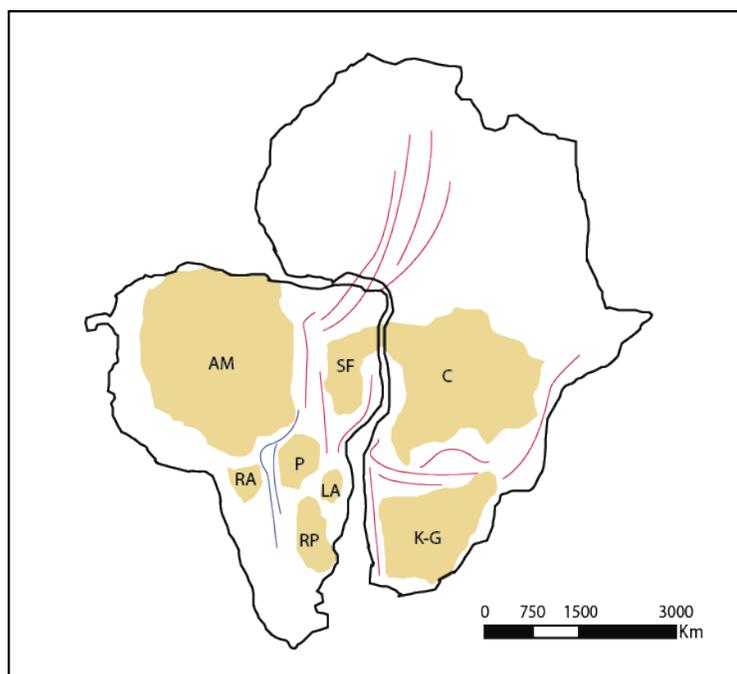


Fig. 2.6: Ilustración de Gondwana Occidental con sus elementos participantes en las orogenias del Brasiliano-Panafricano. Los cratones en la vecindad del área de estudio RP: Río de la Plata; LA: Luis Alves; P: Paraná; RA: Río Apa. Los cinturones del Brasiliano-Panafricano están ilustrados con curvas rojas y azules, siendo estas últimas los lineamientos de Paraguai. Modificado de Vaughan y Pankhurst (2008).

2.2.4. Ciclo Pampeano

Aceñolaza y Toselli (1976) engloban los procesos de deposición, metamorfismo, deformación y actividad ígnea en el NW de Argentina en el Precámbrico Tardío al Cámbrico Medio como el "Ciclo Pampeano".

En este ciclo, el margen gondwánico cambia de un margen pasivo a uno activo en el Cámbrico Temprano, cuya consecuencia fue el cierre de la cuenca marina Puncoviscana y la deformación de la Formación Puncoviscana (Rapela et al., 1998). Los fósiles más jóvenes encontrados en esta formación datan del Cámbrico Etapa Dos (530-534 Ma) datando el último período de actividad pasiva (Durand, 1996).

El cierre de la cuenca oceánica se relaciona con la acreción del terreno Pampia colisionando con el Cratón Río de la Plata a los ~530 Ma (Rapela, 1998), cuyos límites con este no están expuestos directamente, mas existe una fuerte anomalía gravimétrica en la parte central de los piedemontes de las Sierras de Córdoba (Miranda e Introcaso, 1996) que indica una discontinuidad cortical relacionable con una colisión entre ambos cuerpos (Ramos, 1988; Escayola et al., 2007).

La extensión de Pampia abarca 1600 kilómetros del margen, desde los 26°S a los 39°S (Ramos et al. 2010; Fig. 2.5). En su límite sur, se trunca el

arco magmático correspondiente al Famatiniano en la localidad de Huincul, Argentina, interpretándose como una evidencia de la acreción de Patagonia al sur de Pampia (Chernicoff y Zappettini, 2004; Kostadinoff et al., 2006; Mosquera y Ramos, 2006). El contacto de este terreno con Patagonia no está expuesto debido a la intensa deposición mesozoica. Anomalías magnéticas aproximan este contacto como una sutura de orientación este-oeste en las latitudes del Río Colorado, cercano a la provincia de Neuquén, aproximadamente a los 39°S (Chernicoff y Zappettini, 2004; y referencias).

En este ciclo se desarrolla un cinturón de granitoides metaluminosos calcoalcalinos derivados de subducción (Fig. 2.7), emplazados en la porción este de las Sierras Pampeanas (Lira et al., 1996; Rapela et al., 1998), con edades U-Pb de 530 ± 4 Ma en circones en tres unidades plutónicas asociadas al cinturón (Rapela et al., 1998). Luego de la intrusión, comienza una fase de metamorfismo con condiciones máximas de $P=5.7 \pm 0.4$ kbar, $T=820 \pm 25$ °C a los 522 ± 8 Ma por U-Pb SHRIMP en monazita (Rapela et al., 1998).

La presencia de circones heredados en las unidades metasedimentarias y en granitos peralcalinos provocados por anatexia en este periodo indican edades de 600-1400 Ma, sugiriendo proveniencia del Proterozoico Medio a Tardío (Rapela et al., 1998). Adams et al. (2008; 2009) analiza circones detríticos en la Formación Puncoviscana, donde los peaks de poblaciones de circones Grenvillianos indicarían que la edad del basamento de Pampia correspondería a aquel período. Por otra parte, la deposición de sedimentos en aquella formación representa facies sedimentarias de turbiditas prodeltaicas de deposición poco profunda (Omarini et al., 2008), lo que implica un basamento por lo menos más antiguo que 800 Ma. Aunque de misma edad, el terreno Pampia y Cuyania (Precordillera) representan ambientes tectónicos totalmente distintos, siendo el primero más acorde a una corteza continental retrabajada y el segundo teniendo signatures isotópicas y químicas correspondientes a un arco de islas oceánicas de trasarco (Vujovich y Kay, 1998; Vujovich et al., 2004).

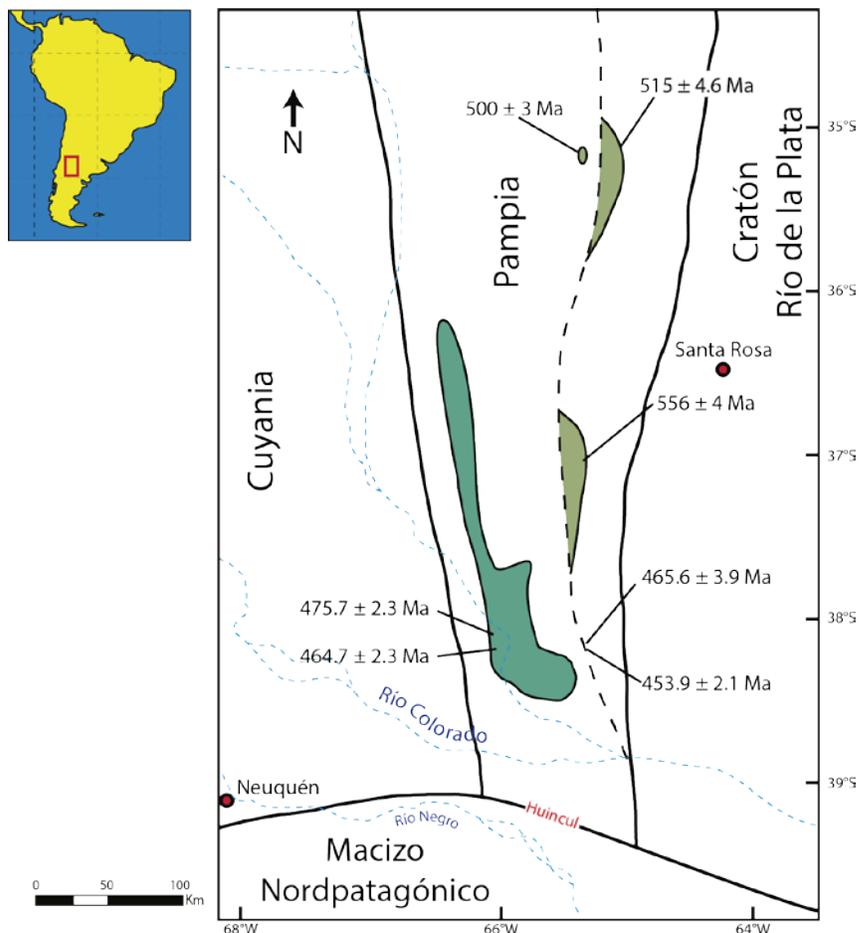


Fig. 2.7: Mapa geológico simplificado de los cinturones magmáticos previos al Carbonífero, en la vecindad a la zona de estudio. Las edades de 500-570 Ma (verde claro) corresponden a la Orogenia Pampeana, mientras que las edades del intervalo de 420-500 Ma (verde oscuro) se asocian a la Orogenia Famatiniana. Modificado de Ramos et al. (2010).

2.2.5. Ciclo Famatiniano

El ciclo Famatiniano abarca los eventos tectónicos, magmáticos y metamórficos asociados a la dinámica acrecionaria en el proto-continente desde el reinicio de la subducción y la acreción de Precordillera (o Cuyania), desde los ca. 495 Ma hasta los 465 Ma.

A los 495 Ma, la subducción se reinicia en el borde occidental del terreno Pampia, momento en que comienza la orogenia Famatiniana, con un trasarco de basamento cristalino metamorfozado durante el Cámbrico Temprano (Ramos et al., 2010).

El terreno compuesto Precordillera (Fig. 2.5) es ensamblado al margen oeste del proto-continente sudamericano a los ca. 465 Ma (Ramos et al., 2010). Este cuerpo, tendría supuesta proveniencia desde Laurentia, cuya separación de este último continente ocurriría en el Cámbrico, y es incorporado al margen gondwánico en el Ordovícico Tardío (Thomas y Astini,

2003) y correspondería a la extensión hacia el sur del sistema de los Apalaches en el embahiamiento Ouachita (Thomas y Astini, 1996). A pesar de lo anterior, evidencias paleontológicas permiten también interpretar el terreno Precordillera como un terreno autóctono, emplazado por movimientos transformantes (Aceñolaza et al., 2002).

El terreno es preservado en la parte sur de los Andes Centrales. Sus principales afloramientos se encuentran ubicados en las fajas plegadas y corridas de la Precordillera Argentina y dispersos más al sur. Su extensión actual es desde los 29°S al norte de Guandacol, Argentina, siendo este un contacto tectónico. Al oeste su borde responde a la depresión entre la Cordillera Frontal y la Precordillera (Argentina), siguiendo los valles Iglesias, Calingasta, Barreal y Uspallata (Ramos, 2010) donde se encuentran una serie de cuerpos máficos y ultramáficos interpretados como parte de una ofiolita según Borrello (1963; 1969), correspondientes a fragmentos de corteza oceánica obductada durante el Ordovícico (Haller y Ramos, 1984; 1993; Kay et al., 1984; Davis et al., 1999).

Su margen este coincide con el lineamiento de Valle Fértil a los pies de las Sierras de Valle Fértil, La Huerta y ocurrencias menores hacia el sur. Zapata (1998) realiza reprocesamiento de reflexiones sísmicas, detectando una plataforma carbonática truncada por un contacto tectónico que se interpretaría como el límite oriental de este terreno, complementado con presencia de rocas máficas y ultramáficas con firmas oceánicas a lo largo de este alineamiento (Vujovich and Kay, 1998; Vujovich et al., 1998; Ramos et al., 2000).

Hacia el sur, los límites del basamento metamórfico de Cuyania no están bien definidos dada la ausencia de alzamiento Andino al sur de los 33°S, lo que no expone la plataforma carbonática en superficie, pero estudios geofísicos aproximan la extensión hasta los 39°S (Fig. 2.12).

El arco Famatiniano consta de un abundante magmatismo del Ordovícico Temprano (Fig. 2.7), con edades de cristalización que apuntan a una migración del arco hacia el oeste desde los 490-480 Ma presente en las Sierras de Córdoba, San Luis, Sierra de Chepes y Cordillera Oriental hasta los 470 Ma en Famatina y la Puna, efecto de, probablemente un roll-back de la placa subductante (Ramos, 2010; y referencias).

Se reconocen tres distintas asociaciones graníticas en el arco Famatiniano según Pankhurst et al. (2000): 1) Magmatismo tipo-I de gran volumen, 2) Magmatismo tipo-S restringido, y 3) Menor tonalita-trondhjemitita-granodiorita (TTG); emplazadas en las Sierras Pampeanas entre los 484 y 463 Ma. Estudios posteriores en detalle para caracterizar petrológica, geoquímica e isotópicamente, han sido realizados por diversos autores (Castro et al., 2013; Dahlquist y Galindo, 2004; Dahlquist et al., 2008; 2013; Miller y Söllner, 2005; Otamendi et al., 2009; 2012; Pankhurst

et al., 1998; 2000; Rapela et al., 1990; Saavedra et al., 1998). Las intrusiones tipo-I varían desde gabro a monzogranito, pero es predominantemente de naturaleza tonalítica y granodiorítica con valores de ϵNd que fluctúan entre los -3 y -9 y se presentan escasas ocurrencias con valores de ϵNd positivos.

El arco famatiniano se encuentra paralelamente al margen oeste de Pampia entre las latitudes 24 al 39°S (Ramos, 2010). Sus niveles de plutonismo más profundos se encuentran exhumados en un cinturón de 600 km entre los 28-33°S, el área actual de flat-slab de la Placa de Nazca (Barazangi y Isacks, 1976), en la etapa exhumativa del Ciclo Andino. A su vez, lavas ordovícicas correspondientes a este ciclo se exhuman al noroeste de Argentina entre los 24° y los 28°S (Ramos, 2010). La diferencia en el estilo deformacional del arco famatiniano con respecto a los límites del terreno Cuyania, permiten inferir que la exhumación de este arco viene controlada por un modelo colisional acrecionario.

Asociado al inicio de la subducción se desarrolla un arco magmático paralelo al borde oeste del terreno Pampia conformado de gabros toleíticos, tonalitas, dioritas, granodioritas y granitos (Ramos et al., 1984; Rapela et al., 1992; Coira et al., 1999; Quenardelle y Ramos, 1999), con una extensión latitudinal de 1750 km a lo largo del margen continental desde los 22°S a los 38°S. El magmatismo de arco alcanza su fase de mayor actividad entre los 490 y los 470 Ma, según mediciones de U-Pb en circones (Pankhurst et al., 1998; Sims et al., 1998; Stuart-Smith et al., 1999; Pankhurst et al., 1998; 2000; Rapela et al., 2001). El comienzo del desarrollo de este arco no está definido con claridad, mas existen edades U-Pb de 507 Ma en la Sierra de San Luis, con ciertas incertidumbres sobre la historia heredada de los circones (Sato et al., 2003), y edades de 515-505 Ma en dataciones K-Ar de roca total en ortogneisses preorogénicos de composición syenogranítica a monzogranítica en la Sierra de Chango Real (Lazarte, 1991).

A los 460-435 Ma comienza una etapa transicional desde un magmatismo de arco a uno sincolisional y postcolisional, basándose en las observaciones de Quenardelle y Ramos (1999) y Sato et al. (2003) en las Sierras de San Luis. Mientras que a los ~465 Ma el arco Famatiniano cesa por la colisión de Precordillera con el margen (Ramos et al., 2010) cuya consecuencia morfológica es la exhumación del arco Ordovícico al sur de los 27-28°S y la ausencia de sedimentación del Ordovícico Tardío al Devónico (Ramos et al., 2010).

2.2.6. Evolución tectónica del Devónico

Actualmente, existe un intenso debate sobre la evolución tectónica del margen gondwánico posterior a la acreción de Precordillera. El modelo más

aceptado a la fecha involucra un terreno alóctono acretado al oeste de Precordillera llamado Chilenia (Ramos et al., 1984; Astini et al., 1995) el cual abarcaría una extensión desde los 28° a los 39°S y cuya colisión ocurriría en el Devónico. El basamento de Chilenia estaría pobremente expuesto en afloramientos aislados en la actual Cordillera de los Andes (Mpodozis y Ramos, 1990) caracterizados como rocas metamórficas de alto grado al oeste de rocas de naturaleza ofiolítica que separarían a Chilenia de Cuyania.

Uno de los modelos propuestos establece que durante el Paleozoico Temprano Chilenia y Cuyania se encontraban unidos en un terreno mayor llamado Occidentalia (Dalla Salda et al., 1992; Davis et al., 1999). Estudios recientes del magmatismo máfico en la supuesta sutura de ambos terrenos anteriormente mencionados (Fig. 2.8), indicarían una actividad de rifting oceánico intermedia entre la acreción de Cuyania al borde gondwánico (orogénesis Oclóyica del Ordovícico Medio a Tardío) y la acreción final de Chilenia en el Devónico Tardío (Orogenia Chánica), correspondiente a cuencas de retroarco con signatures de E-MORB (Kay y Ramos, 1984; Ramos, 1984; Haller y Ramos, 1993; González-Menéndez, 2013). González-Menéndez (2013) acota esta actividad de rifting en el Ordovícico Tardío sin la necesaria existencia de un margen con subducción activa para las rocas máficas de la Sierra del Tigre sin adentrarse en el origen de ambos terrenos.

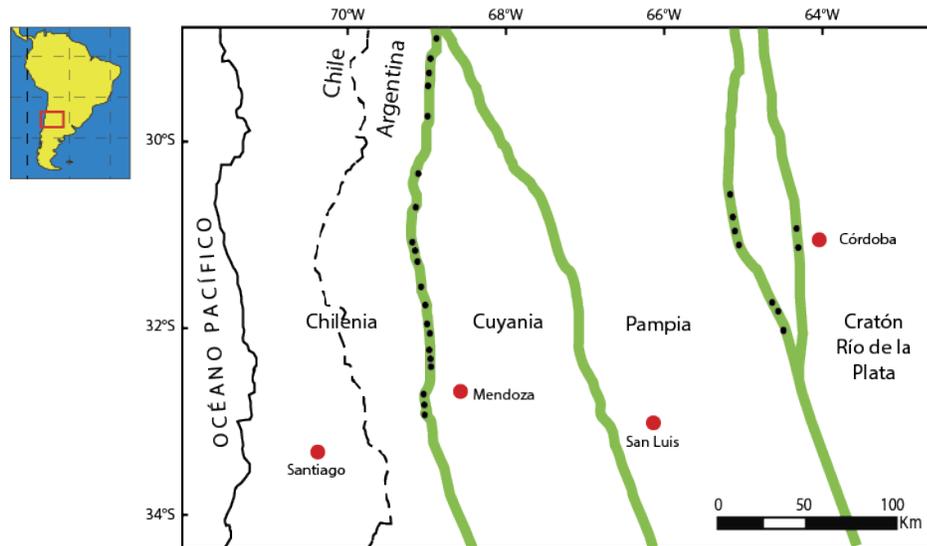


Fig. 2.8: Ilustración con la ubicación de cuerpos máficos y ultramáficos (puntos negros) que representarían una posible sutura entre Chilenia y Cuyania. Modificado de González-Menéndez et al. (2013).

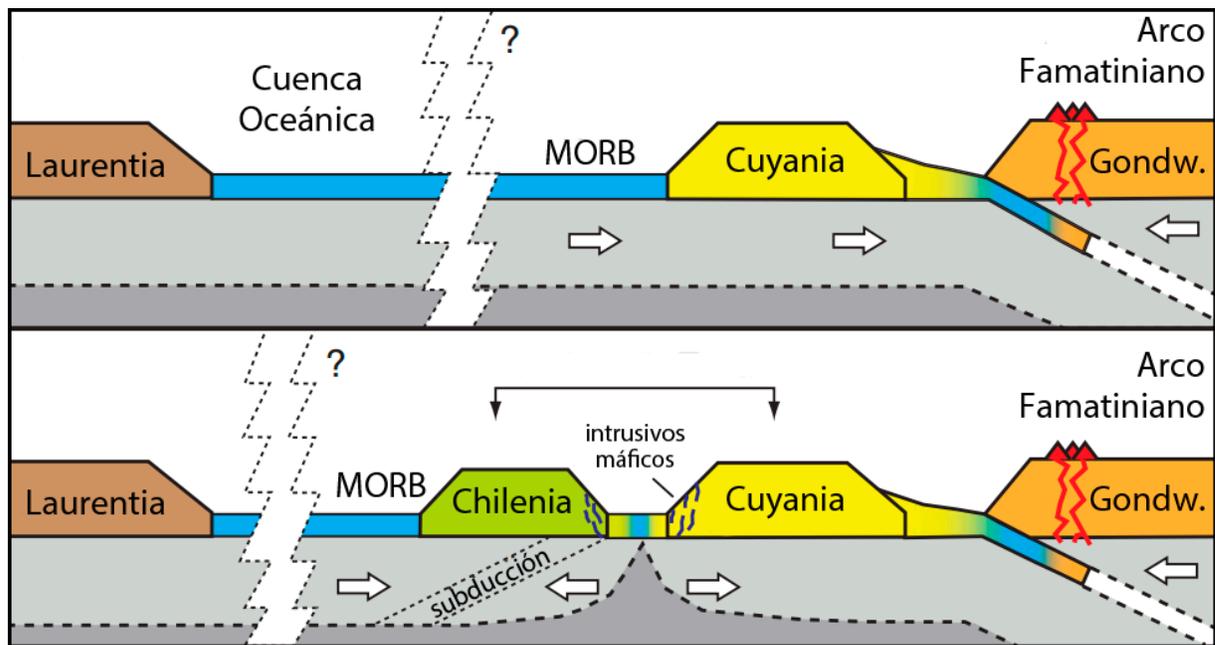


Fig. 2.9: Modelo tectónico-evolutivo de rifting y acreción de Chileña y Precordillera en el margen oeste de Gondwana en el Ordovícico Medio a Tardío. Modificado de González-Menéndez et al. (2013).

2.2.7. Magmatismo Devónico-Carbonífero en el margen oeste.

Intrusiones del Devónico Medio a Carbonífero, en su mayoría graníticas, ocurren de forma dispersa en las Sierras Pampeanas al NW de Argentina (Fig. 2.10). Estas intrusiones han sido agrupadas por diversos autores como pertenecientes a la Orogenia Achaliana (Pankhurst et al., 1998; Rapela et al., 1998; Sims et al., 1998).

Las intrusiones del Devónico-Carbonífero tienen firmas afines con un magmatismo tipo-A (Dahlquist et al. 2006) y su emplazamiento estaría controlado por las zonas de cizalle presentes en las Sierras Pampeanas (Dahlquist et al., 2010; Höckenreiner et al., 2003).

La génesis de esta actividad magmática aún se encuentra en discusión. Algunos autores proponen que es un evento separado de las orogenias del Paleozoico Temprano (e.g. Sims et al., 1998; Stuart-Smith et al., 1999; Siegesmund et al., 2004; Dahlquist et al., 2006; López de Luchi et al., 2007) asociado a la colisión de un terreno posterior al oeste, es decir, Chileña (Stuart-Smith et al., 1999). Otros proponen que es producto de un proceso de recalentamiento cortical en una fase terminal del orógeno Famatiniano (Llambías et al., 1998; Grissom et al., 1998; Höckenreiner et al., 2003; Miller y Söllner, 2005; Grosse et al., 2009).

En los Andes Patagónicos, entre los 40° y 42°S, se encuentran algunas ocurrencias magmático-metamórficas con edades Devónicas, especialmente

representadas por las tonalitas y rocas metamórficas emplazadas en el Complejo Colohuincul y la Formación Cushamén en territorio argentino cuyas dataciones U-Pb de granitoides de la zona entregan edades correspondientes al Devónico a Carbonífero (Varela et al., 2005). A su vez, trabajos radiométricos de Rb-Sr de roca total para la Formación Mamil Choique, coinciden con estas edades para sus granitoides y migmatitas (Dalla Salda et al., 1994; Linares et al., 1988). Las tonalitas Devónicas emplazadas en el complejo Colohuincul poseen valores de ϵNd en circones moderadamente negativos, sugiriendo, según las interpretaciones de Varela et al. (2005), un arco magmático de poca residencia cortical. A su vez, Martínez et al. (2011), detecta eventos metamórficos que atribuye a una colisión del terreno Antonia (Antártica y Patagonia) en contra del Macizo Nordpatagónico.

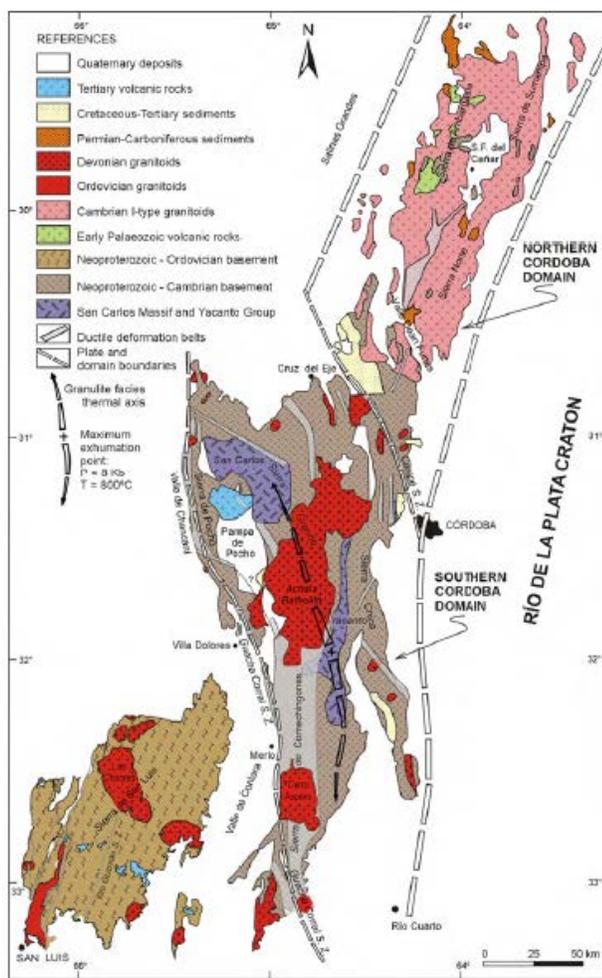


Fig. 2.10: Ubicación de intrusivos Devónico-Carboníferos en las Sierras Pampeanas Argentinas. Tomado de Ramos et al. (2010).

2.2.8. Modelos de Acreción Patagónica

La concepción de Patagonia como un terreno alóctono se discute desde el siglo XIX, dadas sus diferencias abruptas con el continente sudamericano,

tanto en su morfología como historia geológica con las primeras observaciones de Moreno (1882).

Diversos estudios tanto geológicos como geofísicos, recalcan un truncamiento de las estructuras norte-sur heredadas de la historia acrecionaria de Gondwana, explicada anteriormente, aproximadamente a los 39°S. Este lineamiento se encontraría entre el Río Colorado y el Río Negro, Provincia de Neuquén (Fig. 2.11).

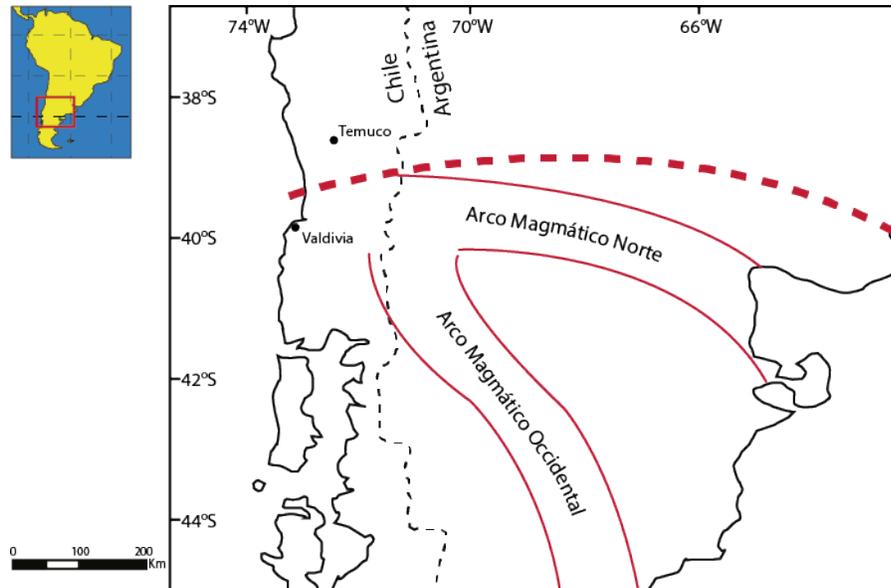


Fig. 2.11: Ilustración de los elementos de primer orden en Patagonia para el Paleozoico: El cinturón Norte (Permo-Triásico), Occidental (Pérmico - Jurásico) y, en línea punteada roja, la sutura propuesta por Ramos (2008). Modificado de Ramos (2008).

Uno de los principales estudios geofísicos que inicia la búsqueda de la supuesta sutura de Patagonia es el realizado por Chernicoff y Zappettini (2004) en la Provincia de La Pampa, Argentina (Fig. 2.12). En este trabajo, por medio de imágenes aeromagnéticas de alta resolución, distingue los bloques continentales acretados en el Paleozoico y como estas suturas no continúan bajo los 38°30'S, lo que hace sospechar la incorporación posterior de Patagonia a Gondwana.

El magmatismo en Patagonia puede agruparse en dos cinturones magmáticos del Paleozoico, el Arco Norte y el Occidental (Fig. 2.11), siendo el primero de estos el más cercano a la zona de estudio. El Arco Norte ha sido interpretado de distintas maneras.

Ramos (2008) postula que este arco pertenece a un régimen de subducción hacia el sur, bajo la placa patagónica, la cual originaría

granitoides en el Carbonífero-Pérmico y, finalmente, cerrarían una cuenca oceánica en el Pérmico Temprano a Medio.

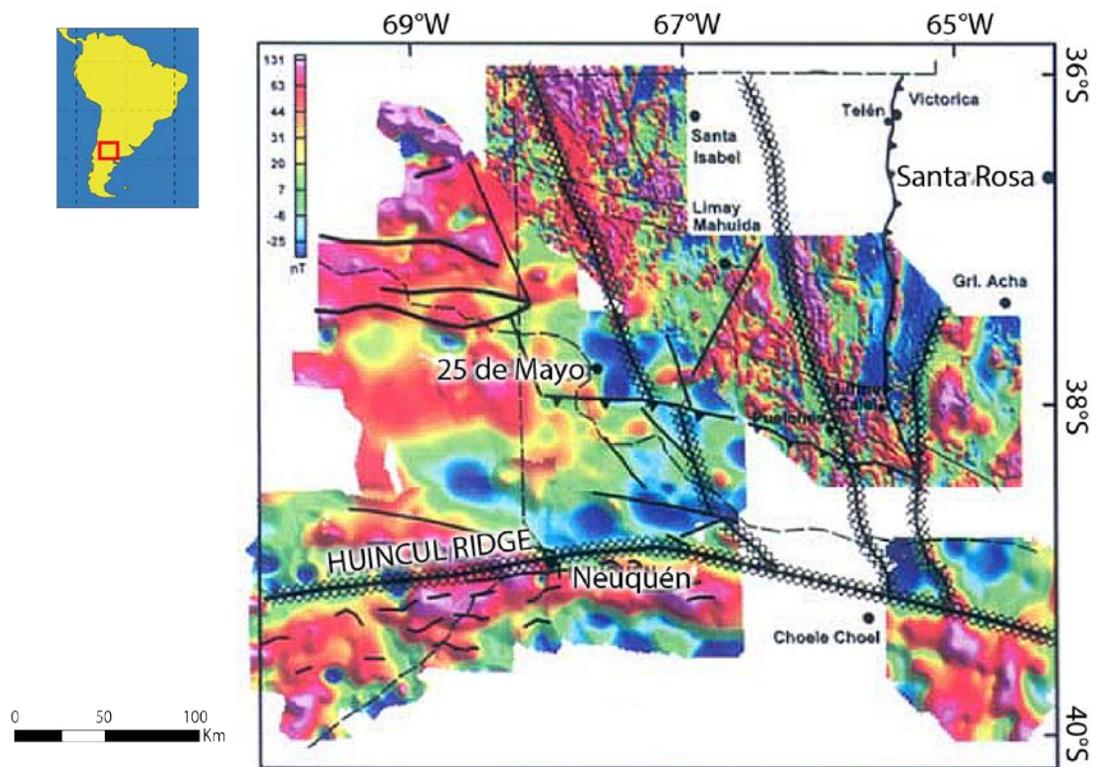


Fig. 2.12: Compilación aeromagnética en la supuesta sutura entre Patagonia y Gondwana. Tomado de Chernicoff y Zappettini (2004).

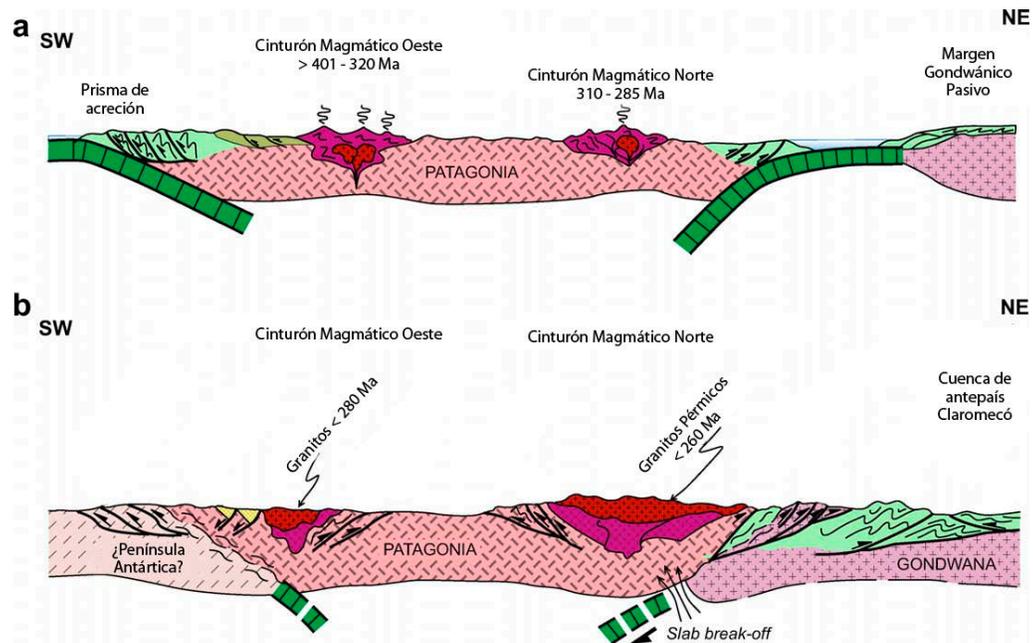


Fig. 2.13: Modelo tectónico evolutivo de acreción Patagónica. Modificado de Ramos (2008).

Por otra parte, Pankhurst et al. (2006) definen que el Macizo Norpatagónico era parte de Gondwana durante el Famatiniano debido a la intrusión de granitoides asociados a esta orogenia (Fig. 2.14), sin un océano intermedio, y el magmatismo del Arco Norte se debe a la subducción y luego colisión del Macizo Deseado desde el sur, dado el cambio de un magmatismo tipo I a los 335-325 Ma a tipo S sincolisional entre los 320-310 Ma (Fig. 2.15).

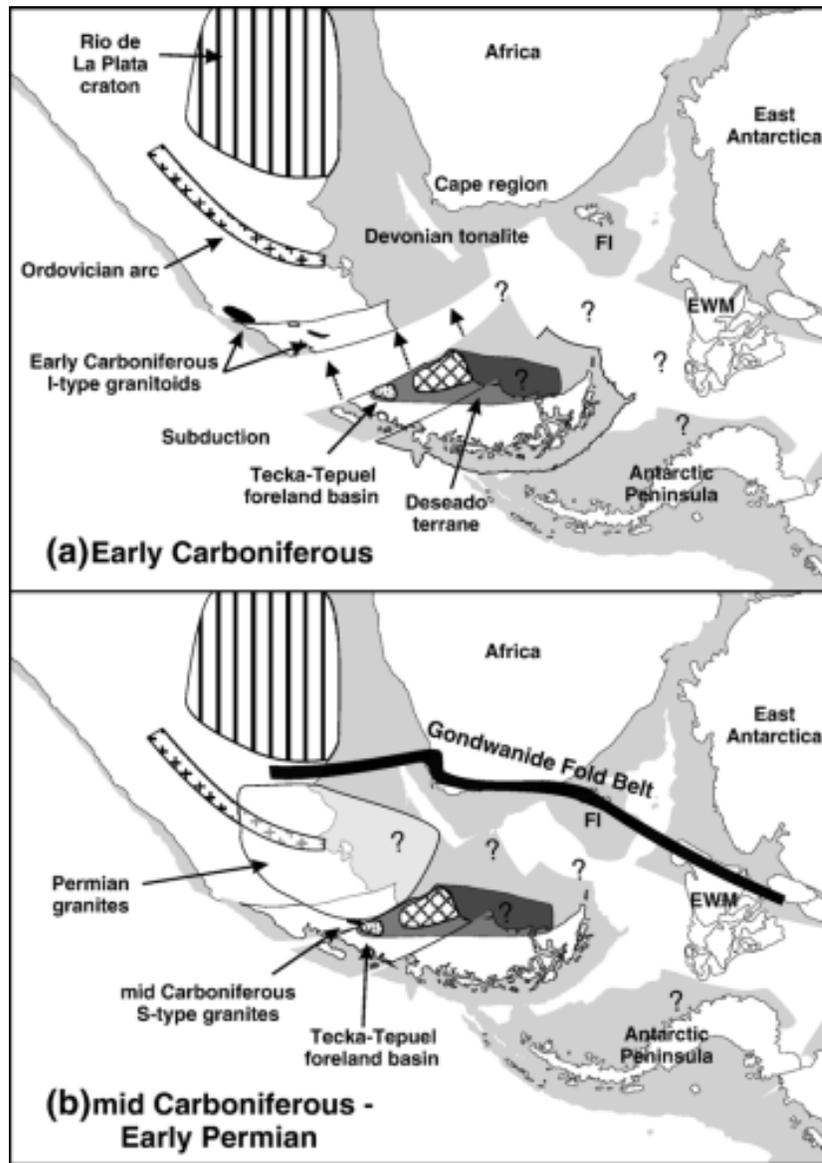


Fig. 2.14: Modelo de acreción entre el Macizo Deseado y Gondwana, con el Macizo Nordpatagónico siendo parte de este último. Figura extraída de Pankhurst et al. (2006).

SW

NE

335-325 Ma Patagonia Sur-Central La Pampa - Rio Colorado

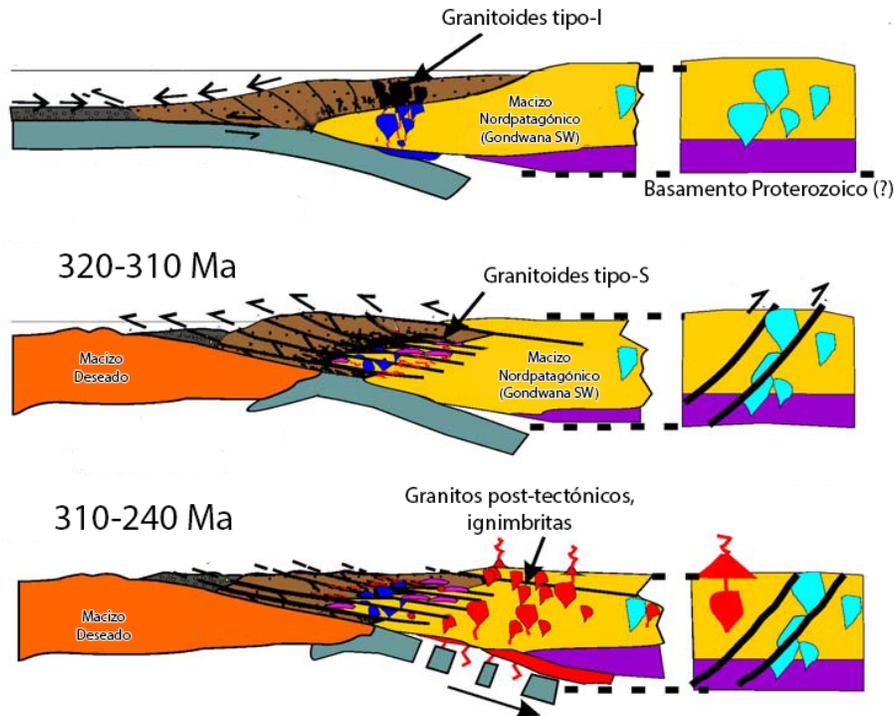


Fig. 2.15: Perfil esquemático SW-NE de la acreción entre el Macizo Deseado y el Macizo Nordpatagónico como parte de Gondwana. Modificado de Pankhurst et al. (2006).

Tomezolli (2012), integrando datos anteriores a estudios paleomagnéticos y de susceptibilidad magnética, determina que la deformación del Bloque San Rafael y el Macizo Norpatagónico estarían acotadas al Devónico y relacionada con la colisión de Patagonia desde el sur. Dado el sincronismo de esta deformación con la acreción de Chileña, la autora sugiere que tanto Patagonia como Chileña pertenecen a solo un terreno alóctono a la deriva (Fig. 2.16) y luego el Macizo Deseado colisiona al sur de este continente en el Carbonífero. Esto seguido de una serie de movimientos latitudinales que ajustan los bloques continentales hasta el Pérmico.

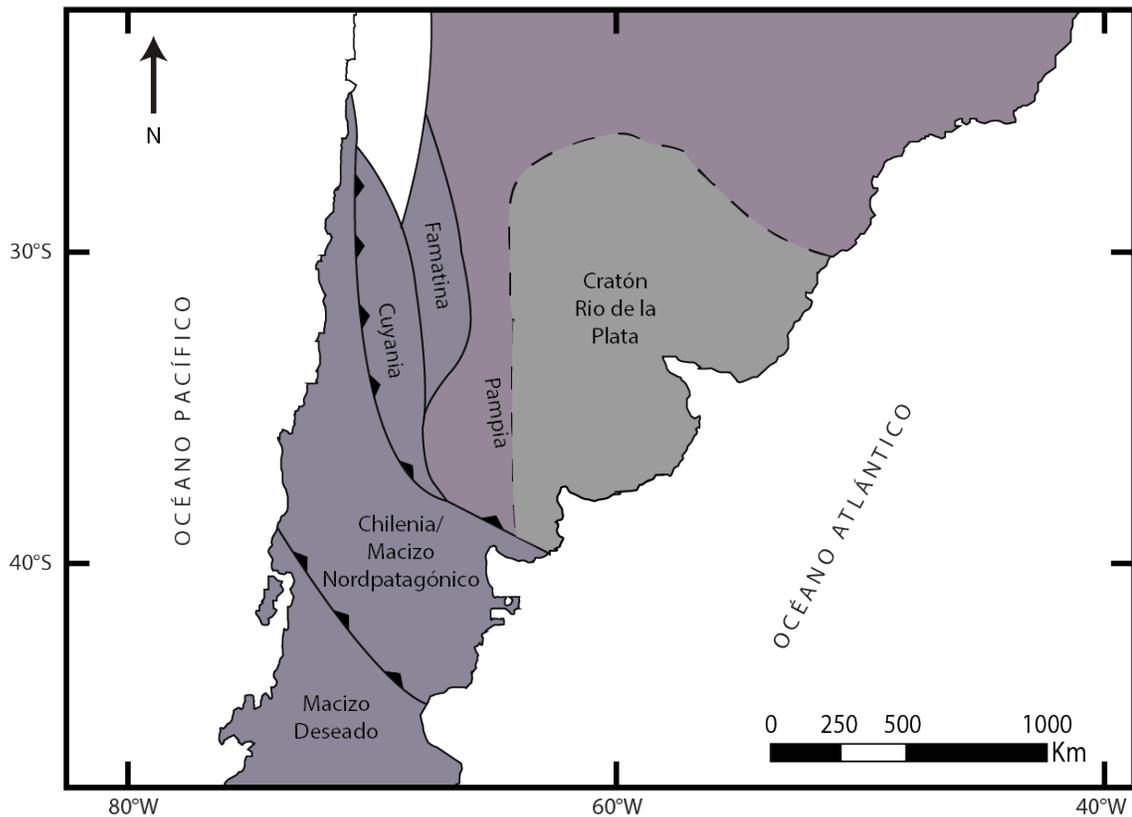


Fig. 2.16: Modelo de acreción entre Gondwana y Chilenia junto con Patagonia como solo un terreno alóctono, según Tomezzoli (2012).

2.2.9. Tectónica Gondwánica y Fase Tectónica San Rafael

A continuación de la acreción de los terrenos en el borde gondwánico, se asume un margen pasivo con el océano proto-Pacífico, en el extremo oeste de Chilenia (o Precordillera), seguido de una deformación de carácter compresivo, cuya dinámica dio pie a la formación del magmatismo ácido Choiyoi.

Kay et al. (1989) sugiere una deformación pre-Choiyoi vinculada a un aumento de la velocidad de convergencia en la zona de subducción, debido a una migración rápida de Gondwana, lo cual explicaría un supuesto engrosamiento cortical del continente, seguido de una disminución de la velocidad, lo cual generaría un ambiente extensional en el cual se emplazaría el Grupo Choiyoi (Fig. 2.17). Por otra parte, Mpodozis y Kay (1990) proponen que la deformación compresiva pre-Choiyoi sería producto de la colisión oblicua de un terreno alóctono (Terreno X) que engrosaría la corteza en el Pérmico Medio, asociado a un cese de la subducción y la rotación de bloques corticales de Gondwana, lo cual se denomina la Fase San Rafael. Esta hipótesis explicaría la causa del abrupto salto al oeste del eje magmático entre el Paleozoico Tardío y el Jurásico.

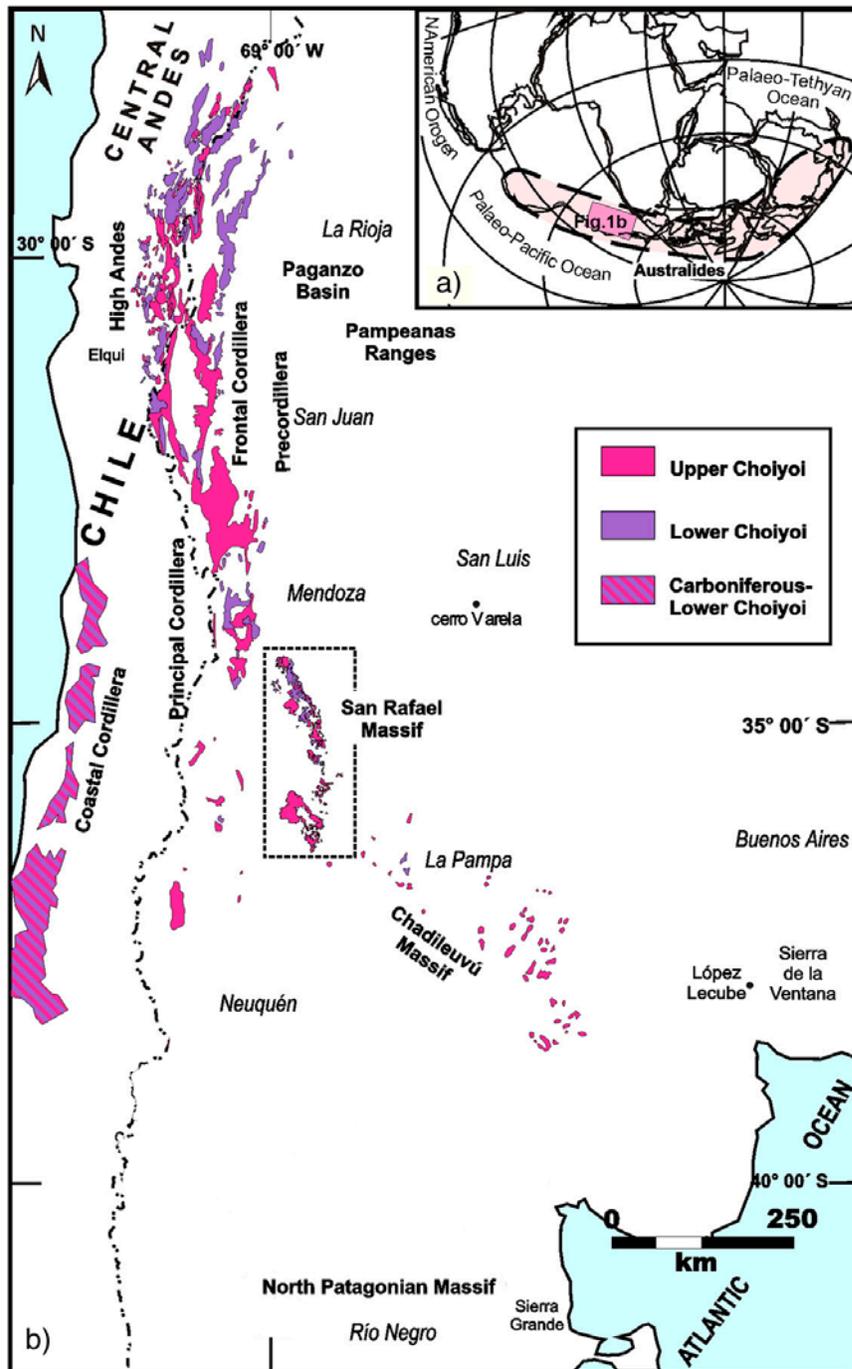


Fig. 2.17: Afloramientos de intrusivos asociados a la Provincia Magmática Choyoi. Modificado de Kleiman y Japas (2009).

La actual posición del Terreno X es aún materia de debate, pero la hipótesis que prevalece para explicar este modelo es una erosión tectónica del antearco Andino en el Mesozoico a Cenozoico (Rutland, 1970; Ziegler et al., 1981; Burgois, 1989) que removió completamente este bloque cortical.

Los procesos acrecionarios y los arcos identificables hasta este período se pueden resumir en la Fig. 2.19, mientras que la extensión y ubicación de las provincias magmáticas de Sudamérica hasta el Triásico, se pueden observar en la Fig. 2.20.

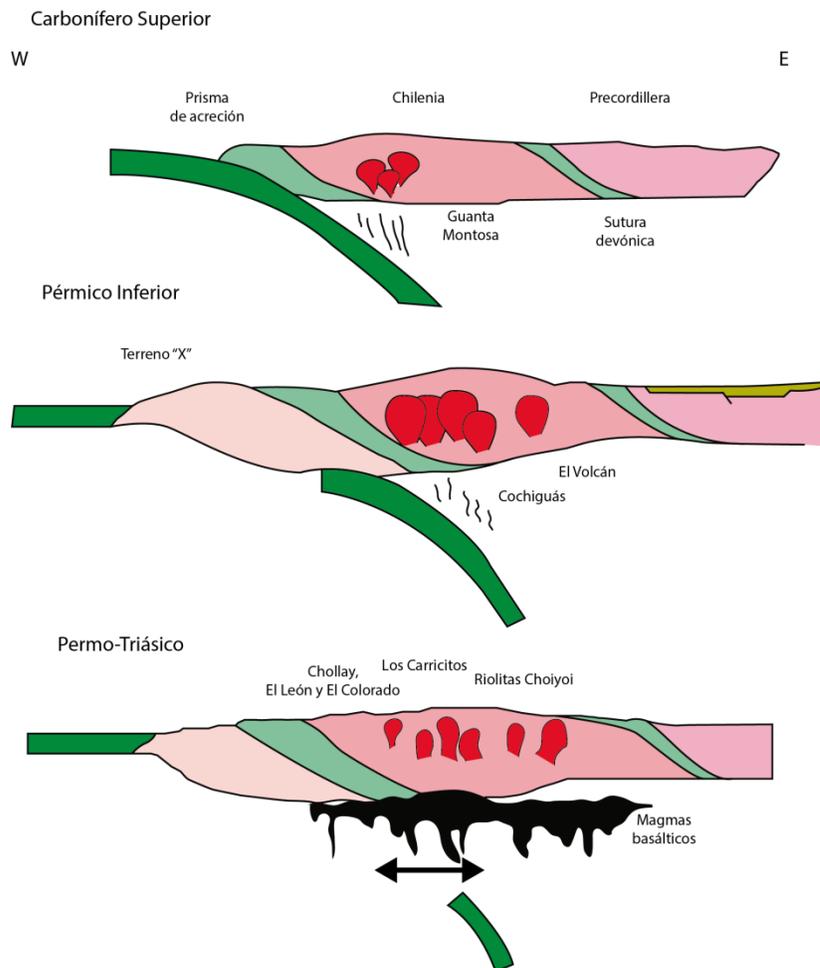


Fig. 2.18: Modelo tectónico evolutivo para el Paleozoico Tardío para la supuesta colisión del Terreno X en el Pérmico Inferior desde los 28 a 31°S. Modificado de Mpodozis y Kay (1990).

2.2.10. Zona de Falla Lanalhue

Aproximadamente a los 38°S existe una discontinuidad NW-SE que yuxtapone la Serie Oriental, intruida por magmatismo Carbonífero del Batolito de la Costa, con la Serie Occidental (Fig. 2.2). Glodny et al. (2008) caracteriza esta deformación y define la Zona de Falla Lanalhue como una falla transformante sinistral con actividad desde los ca. 275 Ma (Pérmico Medio) por medio de datación Rb-Sr en mineralización dentro de vetillas de cuarzo (en su mayoría, de mica blanca) que registrarían la temporalidad de esta falla. Esta falla además marcaría el inicio de la erosión tectónica al norte de ésta y una acreción continua al sur posterior al Pérmico (Fig. 2.3), lo cual

coincide con las edades de circones más jóvenes presentes en Hervé et al. (2012).

Hervé et al. (2012) interpreta una discontinuidad entre los patrones de circones detríticos al norte de esta falla con los del sur, encontrando mayor porcentaje de circones Proterozoicos en la primera sección, sospechando la presencia de engrosamiento de basamento grenvilliano, posiblemente, Chilena, y sin un océano importante entre los terrenos acrecionados en el Paleozoico Temprano y el Macizo Nordpatagónico.

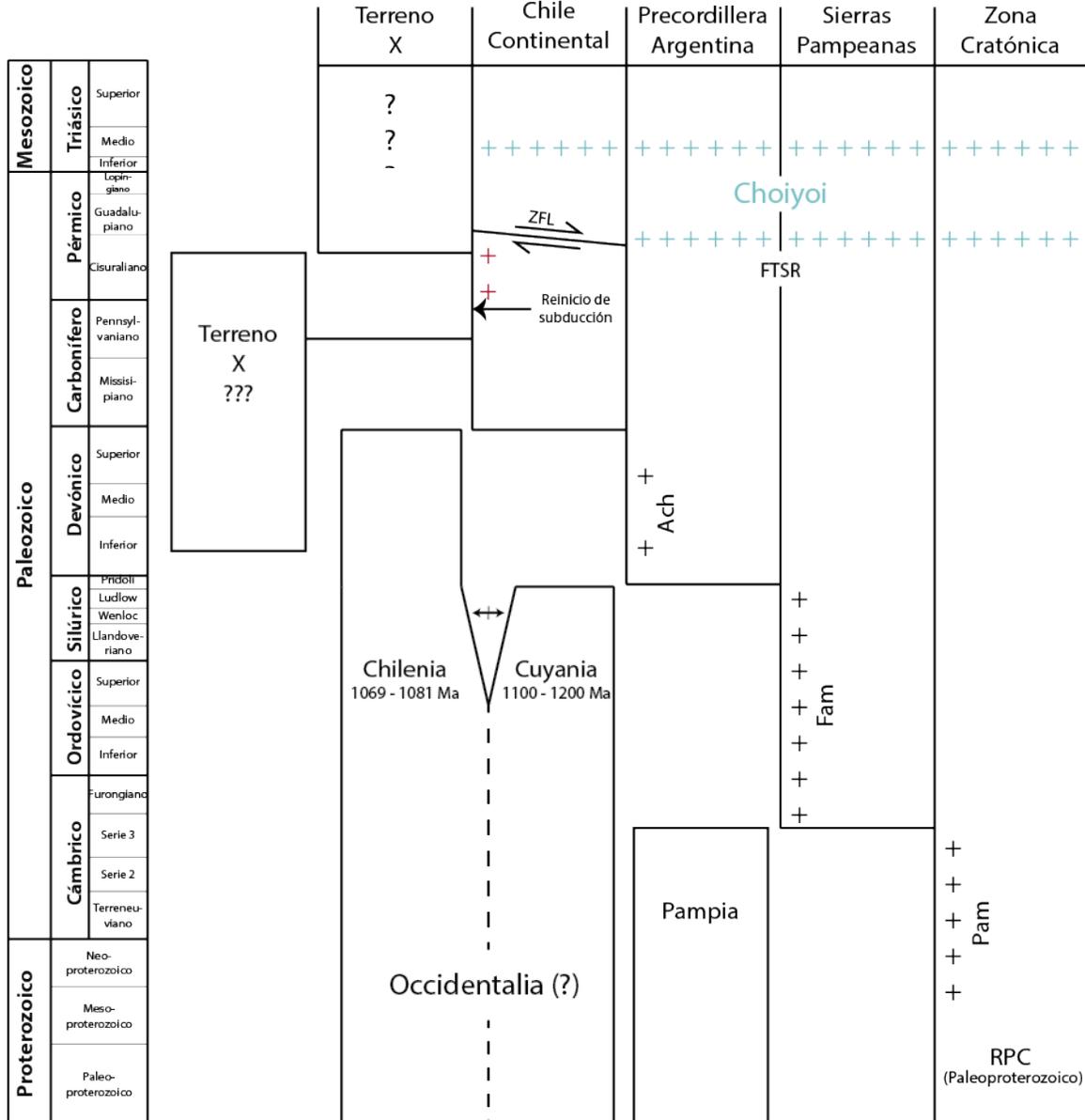


Fig. 2.19: Ilustración de la historia acrecionaria y arcos magmáticos (signos "+") asociados al margen occidental de Gondwana hasta los 38°S. La Fase Tectónica San Rafael (FTSR) y la acreción del Terreno X se considera a los 33°S.

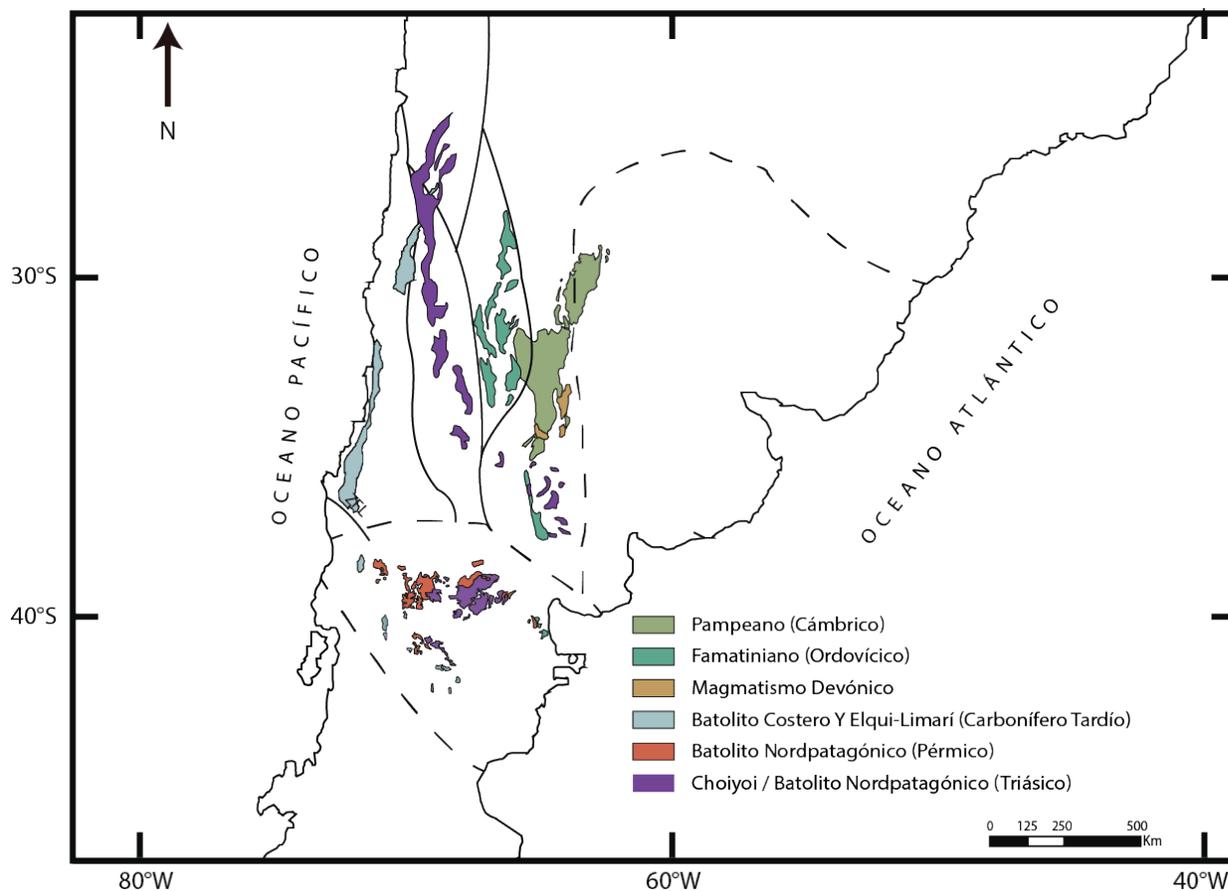


Fig. 2.20: Ubicación de las provincias magmáticas de Sudamérica desde el Paleozoico hasta el Triásico, superpuesta a las suturas entre los terrenos Chilena, Cuyania, Famatina y Pampia (línea continua) y las suturas aun en discusión, vale decir, entre Pampia y el Cratón Río de la Plata y las que involucran al Macizo Nordpatagónico (línea punteada).

2.3. Metabasitas y Cromititas de la Serie Occidental Como Indicadores de Ambiente Tectónico

La Serie Occidental está conformada principalmente por rocas metasedimentarias, pero diversos autores reportan una serie de cuerpos máficos y ultramáficos dentro de esta en latitudes mayores a los 38°S.

Díaz et al. (1998) y Crignola et al. (1997), en los esquistos verdes de Bahía Mansa (40°S), determinan composiciones químicas que apuntan a un protolito basáltico de afinidades toleíticas y alcalinas.

Por otra parte, en la Cordillera de Chiloé, Hufmann y Massone (2000) determinan protolitos basálticos y andesíticos de composiciones tanto toleíticas como calcoalcalinas, con afinidades a N-MORB y E-MORB, respectivamente. Los autores interpretan estos resultados como un ambiente mixto de volcanismo, con dorsales oceánicas normales toleíticas y un arco o tras-arco calcoalcalino.

Kato y Godoy (1995) realizan análisis geoquímicos a los 'bloques exóticos' de anfibolitas y eclogitas que se emplazan en serpentinitas y metabasitas en facies de esquistos verdes a los 41°S, en la localidad de Los Pabilos. Las composiciones de elementos mayores y trazas indicarían patrones similares a las metabasitas encajantes y apuntarían a una signatura de E-MORB. Además, sugiere una mayor presión máxima y una trayectoria PTt más larga. Los autores sugieren con lo anterior, un emplazamiento diapírico para los bloques exóticos.

Además de las metabasitas, en la Serie Occidental se presentan diversas anomalías de cromo cercanas o inmersas en cuerpos ultramáficos con altos grados de serpentización (Alfaro, 1982; Barra et al., 1998; Hofer et al., 2001; Fig. 2.21).

Gran parte de la atención se ha dirigido a los cuerpos de cromitas podiformes de la localidad de La Cabaña IX Región, donde Barra et al. (1998) por medio de análisis químicos de estas fases minerales indicarían un contexto de arco o trasarco para la génesis de estos cuerpos, mientras que Hofer et al. (2001), con resultados similares a los expuestos, concluye la existencia de un estrecho pero prolongado arco de islas separado de Gondwana por una cuenca de trasarco al momento de la formación del basamento Paleozoico del centro-sur de Chile. Estas interpretaciones tienen respaldo en revisiones posteriores del origen de cromititas alrededor del mundo, las cuales se asocian en su mayoría a zonas de suprasubducción, (Rollinson y Adetunji, 2013), aunque aún el estudio de la petrogénesis de cromititas es materia de debate.

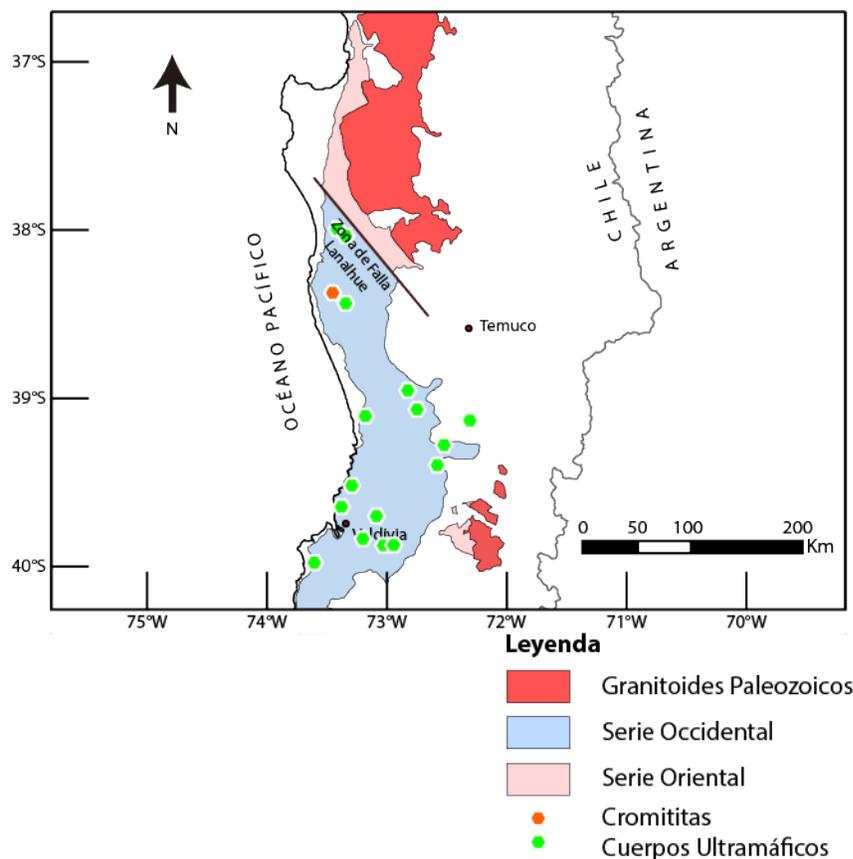


Fig. 2.21: Distribución de los cuerpos ultramáficos en la zona de estudio (cuadros verdes), destacándose la ubicación de los cuerpos cromitíticos de La Cabaña (borde rojo). Modificado de Barra (1996).

2.4. Trabajos Previos de Circones Detríticos

A la fecha, los estudios de circones detríticos en el basamento Paleozoico Tardío son escasos. Willner et al. (2008) realiza las primeras dataciones de este tipo en las localidades de Pichilemu y Constitución, para la Serie Occidental y Oriental, respectivamente. Sus resultados fueron reproducidos y se ilustran en la Fig. 2.22.

Estos autores, integrando los patrones de circones detríticos y la signatura de Hf, proponen una proveniencia de sedimentos a partir de los eventos Brasiliano, Pampeano y Famatiniano, al este de Cuyania, que representa las poblaciones de 363-722 Ma. Las edades de 1.00-1.39 Ga representarían circones del basamento de Cuyania y posibles fuentes más orientales mientras que edades más antiguas se habrían originado en zonas cratónicas (Cratón Rio de la Plata).

Además, la población más joven de circones en el complejo acrecionario (294-346 Ma), reflejaría un evento magmático, no registrado hasta la fecha, que marcaría el cambio de acreción frontal a basal.

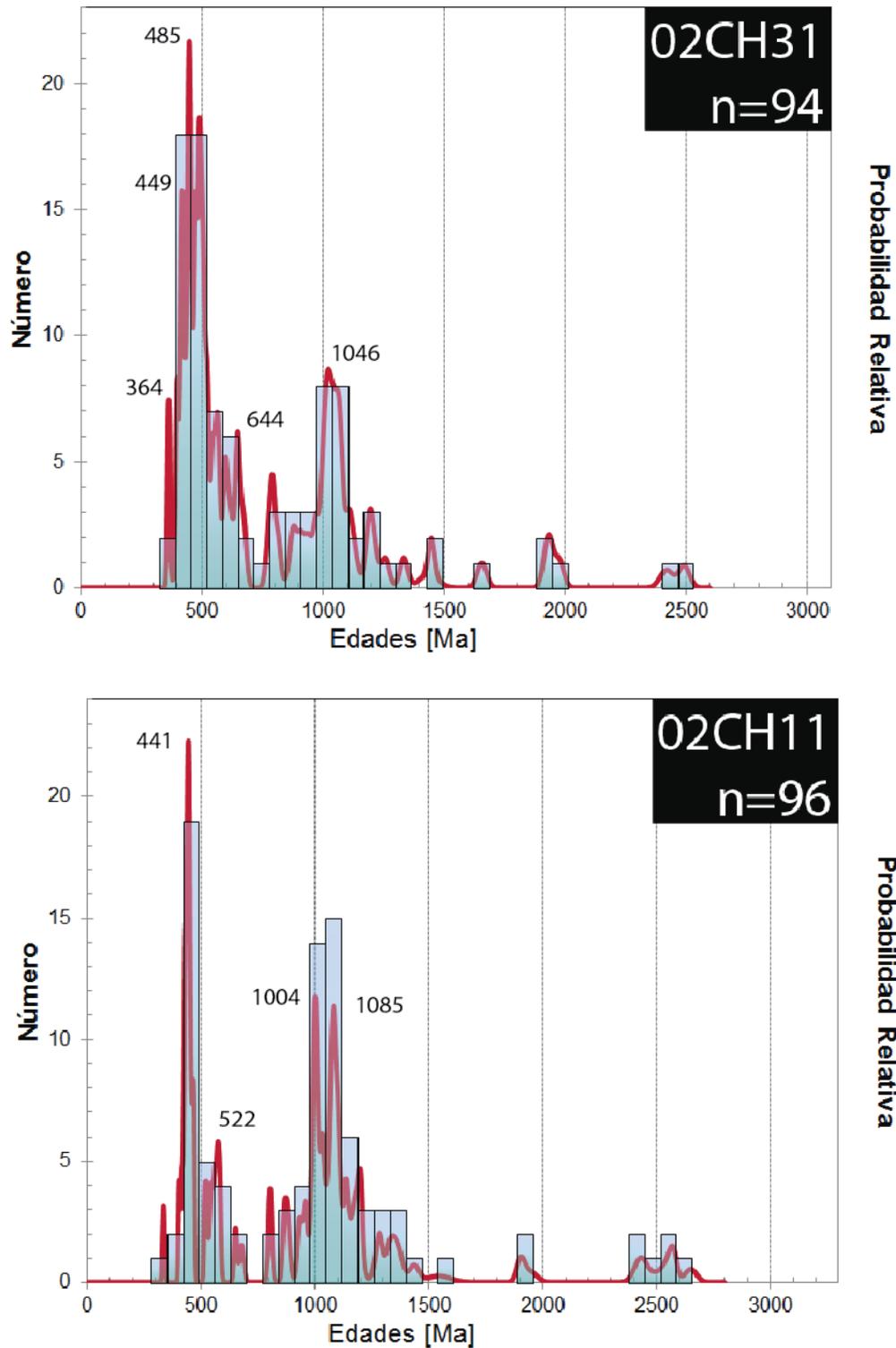


Fig. 2.22: Diagramas de probabilidad entre los 34-36°S. Muestra 02CH31 correspondiente a la Serie Oriental y 02CH11 a la Serie Occidental. Datos de Willner et al. (2008).

Por su parte, Hervé et al. (2012) realiza un muestreo desde los 34°-41°S, tanto en la Serie Oriental como en la Occidental (Fig. 2.23, Fig. 2.24, Fig. 2.27).

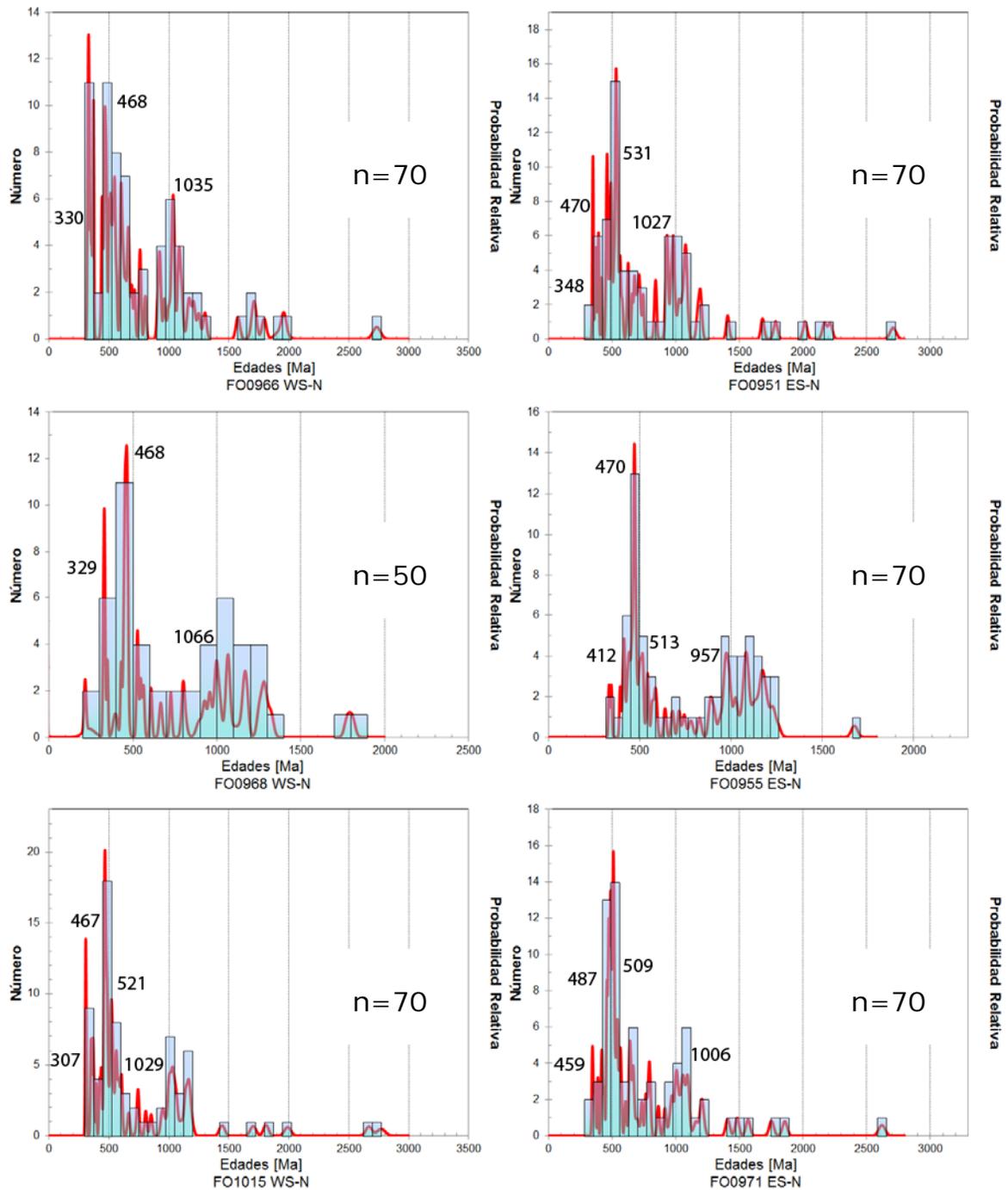


Fig. 2.23: Diagramas de probabilidad relativa reproducidos para las muestras al norte de la Zona de Falla Lanalhue. WS: Serie Occidental, ES: Serie Oriental. Datos de Hervé et al. (2012).

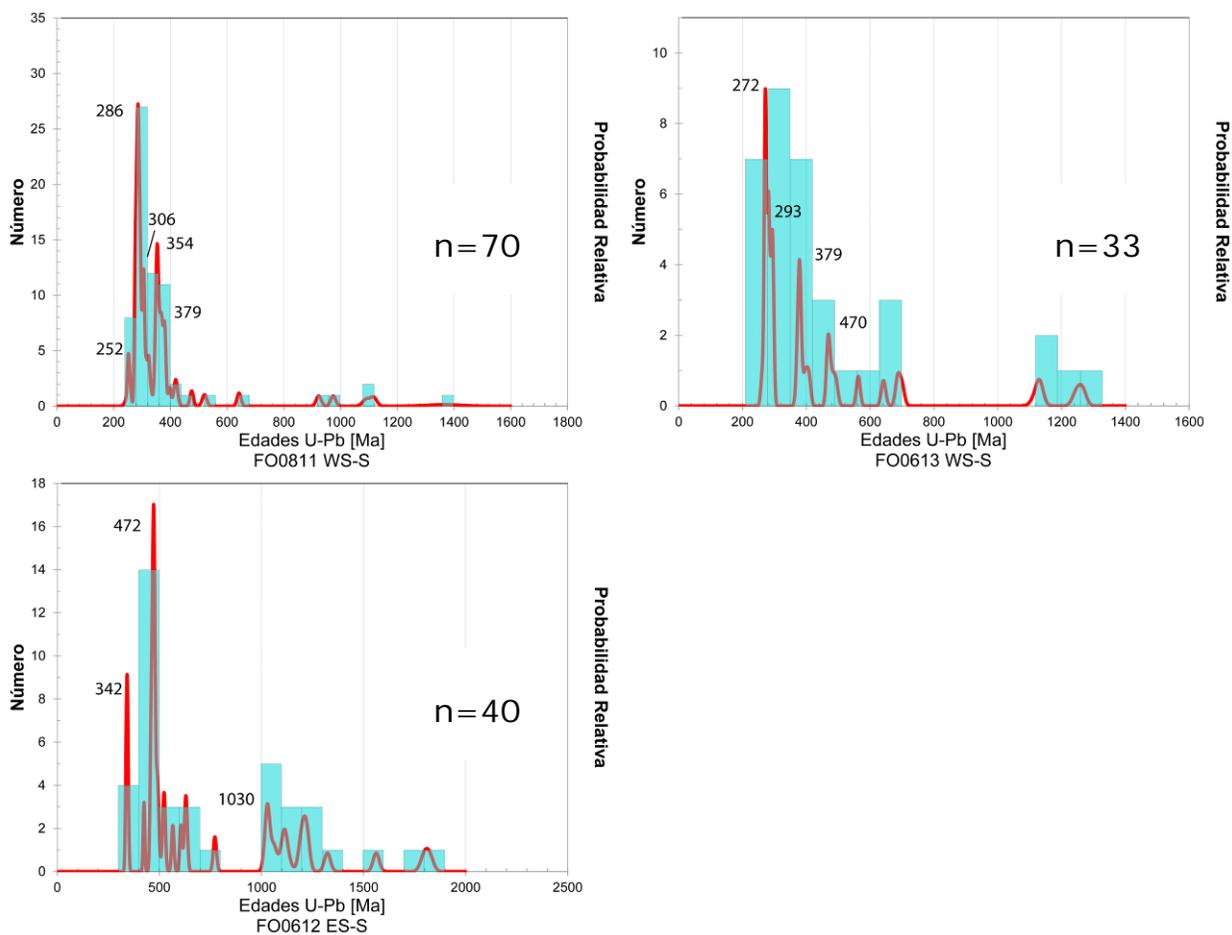


Fig. 2.24: Diagramas de probabilidad relativa reproducidos para las muestras al sur de la Zona de Falla Lanalhue con sus peaks más importantes. WS: Serie Occidental, ES: Serie Oriental. Datos de Hervé et al. (2012).

Sus resultados apuntan a una proveniencia diferenciada según la Zona de Falla Lanalhue (*sensu* Glodny et al. 2008), donde los autores destacan una mayor abundancia de circones de edades del Proterozoico al norte de esta (mayores al 50% en cada muestra) y una menor aparición de estas edades en el sector sur, donde los porcentajes de estos no exceden el 10% (ver Fig. 2.23 y Fig. 2.24). Además, sugiere una proveniencia predominante de los orógenos del Paleozoico Temprano, es decir, del Pampeano y Famatiniano, en la parte norte del estudio, mientras que la parte sur es dominada por edades Pérmicas. Los análisis isotópicos de Lu-Hf en circones por su parte indican una significativa contribución cortical para las fuentes ígneas correspondientes (Fig. 2.25).

Los autores interpretan sus datos como un depósito de margen pasivo en el borde oeste de Gondwana, el cual fue privado, en su parte norte, de detritos de edades Devónicas, mientras que al sur estas edades serían

prominentes. Esta distribución sería producto de la acción como barrera topográfica del terreno Precordillera y, posiblemente, Chilena (Fig. 2.26).

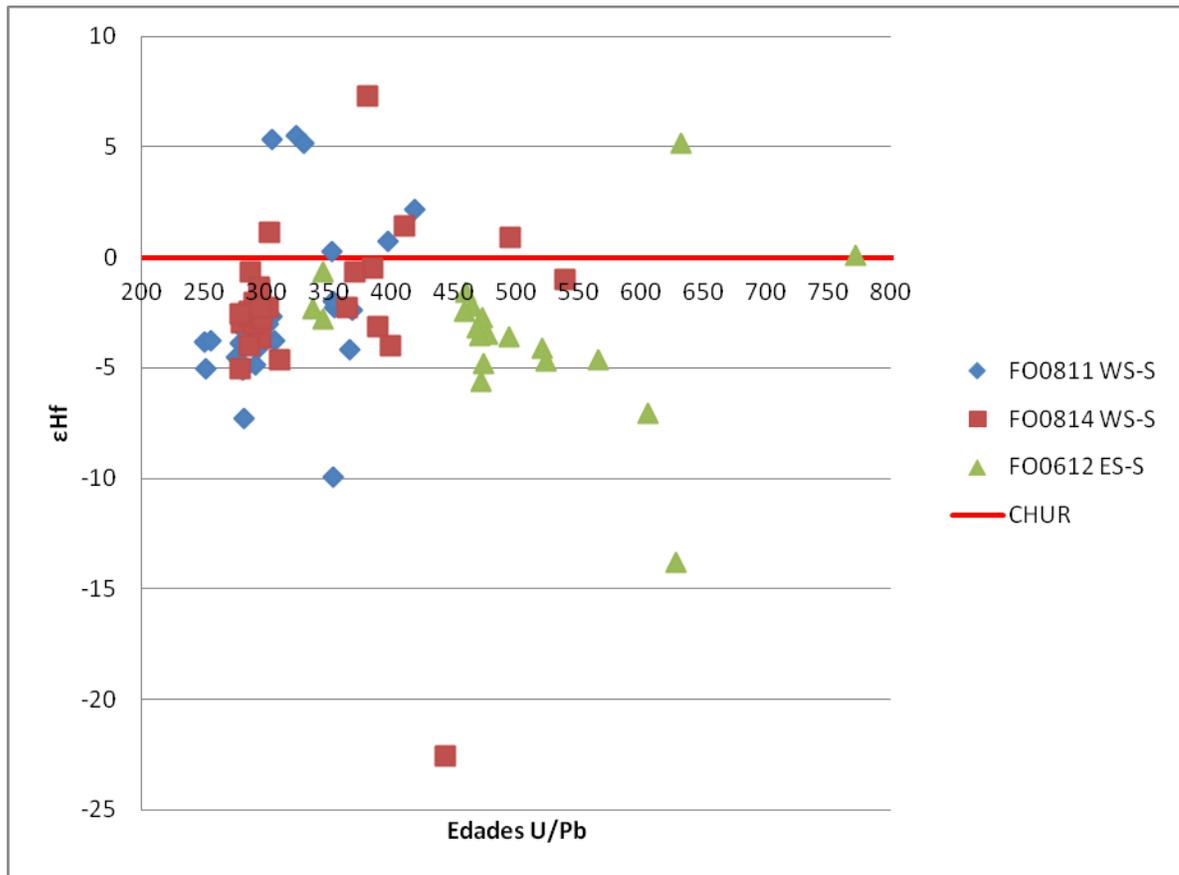


Fig. 2.25: Valores de ϵ_{Hf} para las muestras de Hervé et al. (2012) de la zona al sur de la Falla Lanalhue.

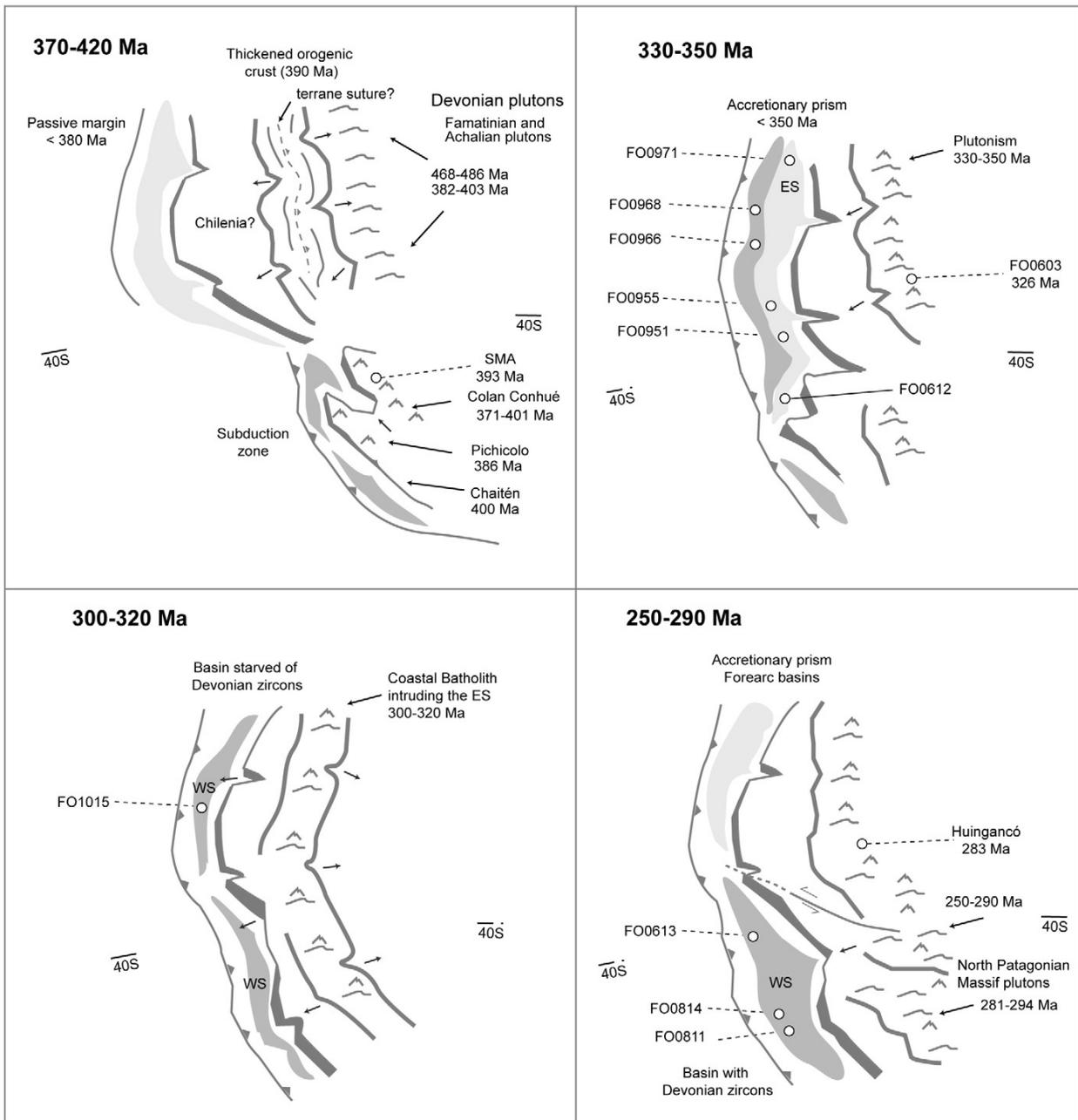


Fig. 2.26: Evolución tectónica del margen gondwánico para el Paleozoico Tardío según Hervé et al. (2012).

Datos de circones detríticos candidatos a una asociación de los sedimentos que conforman el protolito de la Serie Oriental y Occidental pueden encontrarse en el Sistema Ventania, a los 38°S cercano al límite Atlántico de Sudamérica (Fig. 2.27). Ramos et al. (2014) realiza un muestreo de la secuencia estratigráfica, separando la unidad en tres grupos: Grupo Curamalal (Cámbrico Superior – Ordovícico), Grupo Ventana (Silúrico – Devónico) y finalmente el Grupo Pillahuincó (Carbonífero Superior – Pérmico Inferior). Este último grupo, una sucesión sedimentaria de 2000 m intercalada con tobas, dada su edad de deposición podría ser una potente

herramienta para la asociación de procesos tectónicos en el borde occidental con el oriental.

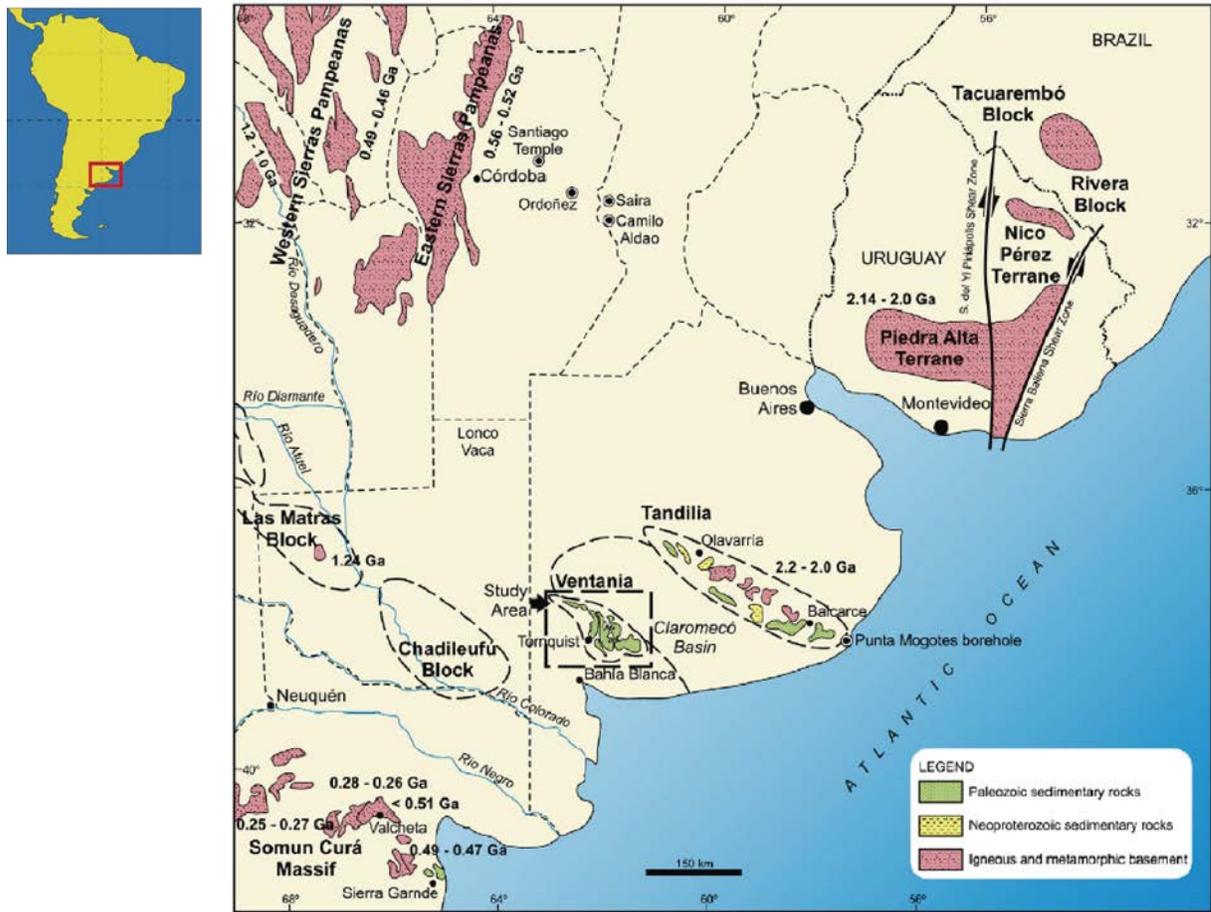


Fig. 2.27: Ubicación del Sistema Ventania. Figura tomada de Ramos et al. (2014).

Los datos obtenidos por Ramos et al. (2014) en el grupo Pillahuincó fueron reproducidos y se separaron en dos sub-miembros, dada la abundancia de circones con edades U-Pb del Pérmico, en Pillahuincó Inferior (Fm. Sauce Grande) y Superior (Fm. Piedra Azul, Fm. Bonete y Fm. Tunas). Estos resultados se ilustran en la Fig. 2.28.

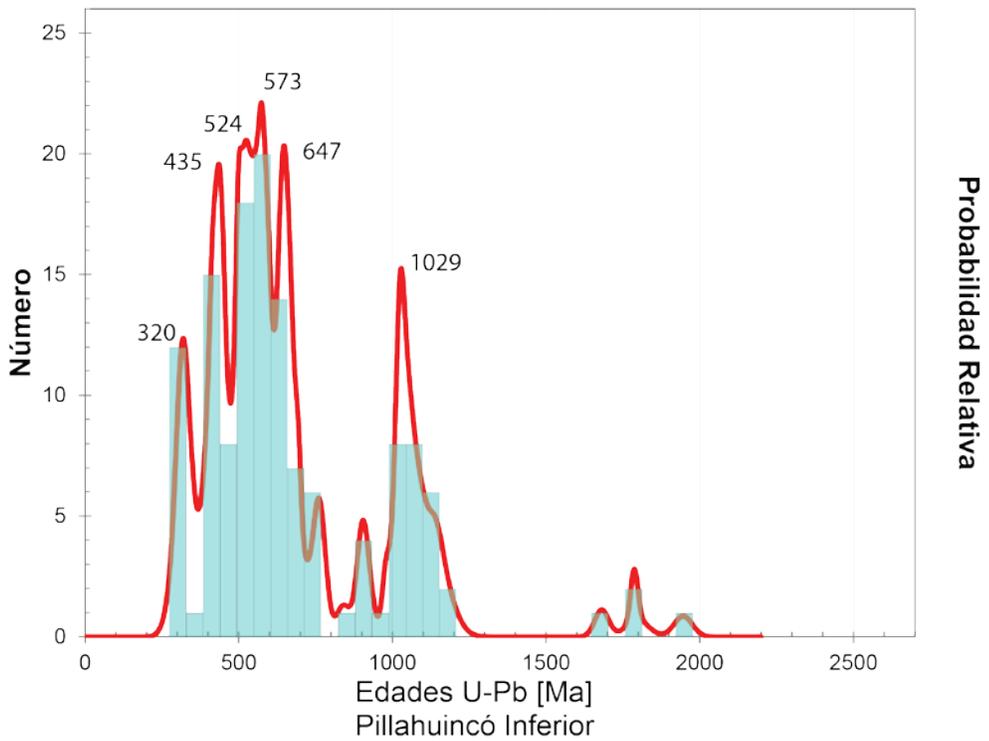
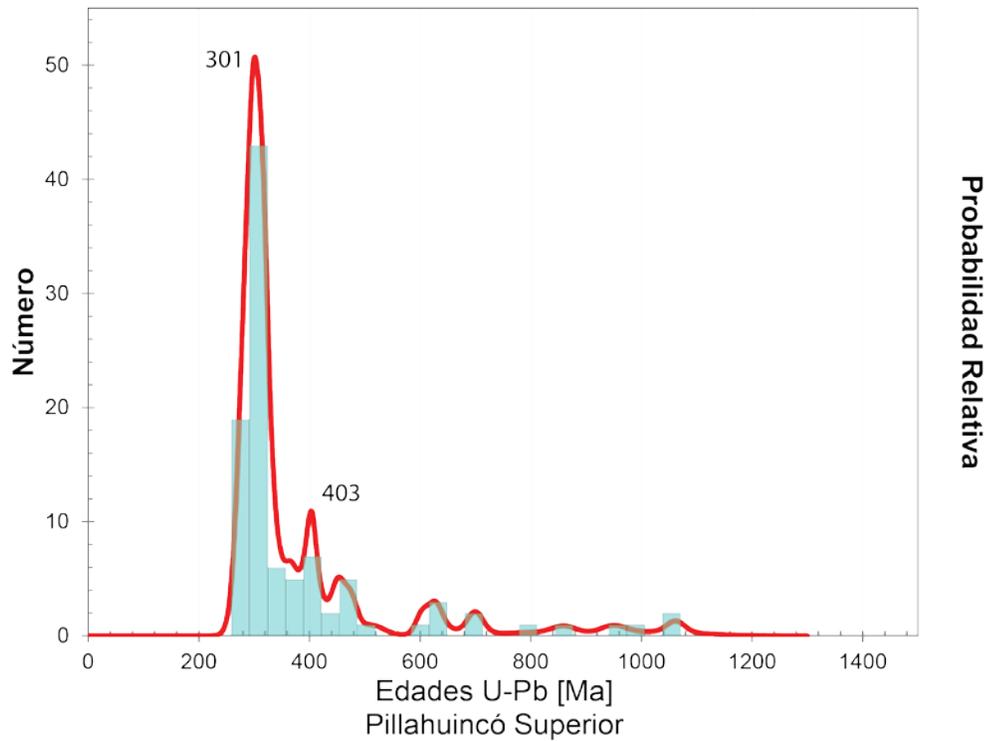


Fig. 2.28: Diagramas de probabilidad relativa de los resultados obtenidos por Ramos et al. (2014) para el Grupo Pillahuincó, separados en un grupo superior (n= 104) e inferior (n= 152), respectivamente. Se ilustran solo los datos entre los 200-800 Ma en el miembro superior y hasta los 1200 Ma en el miembro inferior.

3. Geología Local

3.1. Localización de Afloramientos

La zona estudiada comprende áreas tanto de la Depresión Central como del borde costero entre las localidades de Concepción y Valdivia. La distribución y códigos de los afloramientos se indican en la Fig. 3.1.

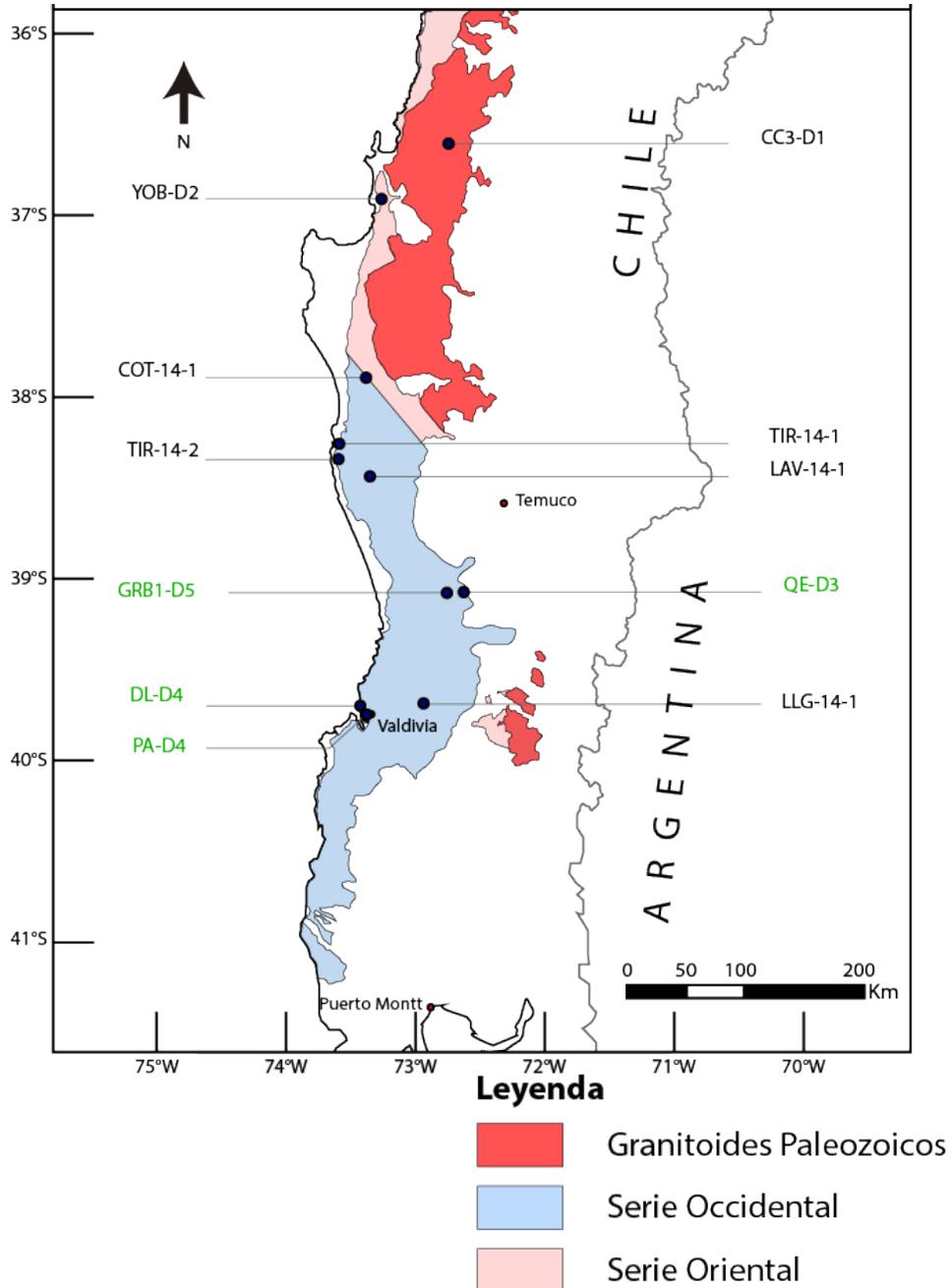


Fig. 3.1: Ubicación de los afloramientos estudiados con su litología asociada. Se destacan en verde los circones detríticos analizados en el presente trabajo.

La abundancia de depósitos cuaternarios, extensa vegetación y productos de actividad antrópica dificulta la ubicación de afloramientos. Las intensas precipitaciones, que caracterizan a esta zona del país, han producido una intensa meteorización que ha afectado a las rocas del basamento metamórfico. Las rocas del basamento metamórfico pueden ser estudiadas principalmente en los cortes de carreteras, en caminos forestales de la región y en la línea de costa (Fig. 3.2; Fig. 3.3; Fig. 3.4).

Los afloramientos se caracterizan por su acotada extensión, promediando una extensión menor a 100 metros. La excepción a esta regla son las muestras extraídas en las localidades de Gorbea, Quitratúe y Palo Blanco, cuyos afloramientos se presentan continuamente en cerros de unos 400 metros de altura.

3.2. Descripción de Afloramientos

Como denominador común, todos los afloramientos poseen una marcada foliación, caracterizada como un producto de una deformación D2 que representaría, según Duhart et al. (2001), el proceso de enfriamiento final del basamento, la cual está representada principalmente por abundante mica blanca. En los afloramientos de gran tamaño (Quitratúe, Gorbea, Palo Blanco y Valdivia 1) podían detectarse abruptos cambios de manteo, por lo cual los datos de rumbo y manteo de cada afloramiento de la primera campaña de terreno se acotan al punto de extracción de las muestras y no representan necesariamente una actitud estructural para toda la localidad. Estos datos están representados en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Rumbos y manteos de foliación S2 del área de estudio

Localidad	Código	Punto GPS	Rumbo	Manteo	Región
Tomé	T2-D2	682381 5942968	N35°E	50°E	VIII
Yobilo	YOB-D2	665444 5903421	N60°W	55°NW	VIII
Coronel	CO-D2	670222 5898146	N70°E	35°N	VIII
Rio Piedra Cruz	RP-D2	662169 5884921	N10°W	20°E	VIII
Caramávida	CA-D2	644866 5826703	N25°E	26°E	VIII
Quitratúe	QE-D3	704730 5658159	NS	20°E	IX
Gorbea	GRB1-D5	694447 5658479	N60°W	25°NE	IX
Palo Blanco	PBEG-D4	714969 5635497	N5°E	55°W	IX
Mehuín	MH-D4	653772 5633404	N10°E	43°W	X
Valdivia (1)	DL-D4	636500 5633404	N40°W	10°W	X
Valdivia (2)	PA-D4	640433 5586190	N73°E	27°W	X

Las muestras del basamento metamórfico corresponden a esquistos cuarzo-micáceos, a excepción de las muestras extraídas en la ciudad costera de Tomé (T2-D2), VIII región, que posee granos de menor tamaño, clasificable como una filita cuarzo-micácea, y las muestras de Coronel (CO-D2), VIII región, cuyos tipos originales corresponden a lutitas poco deformadas con estructuras de sedimentación S0 muy bien conservadas.



Fig. 3.2: Fotografías representativas de los afloramientos correspondientes a esquistos grises de la Serie Occidental analizados en el presente trabajo. a. Valdivia 2 (PA-D4); b. Gorbea (GRB1-D5)

Lentes de cuarzo se encuentran en la mayoría de los afloramientos a excepción de Coronel. Los lentes de cuarzo en las localidades de Yobilo, Tomé, Quitratúe y Caramávida se destacan por la presencia de abundante mica blanca y diseminación fina de sulfuros no identificables a simple vista.



Fig. 3.3: Fotografías representativas de los afloramientos correspondientes a esquistos grises de la Serie Occidental analizados en el presente trabajo. a. Río Piedra Cruz (RP-D2); b. Caramávida (CA-D2); c. Quitratúe (QE-D3); d. Palo Blanco (PBEG-D4); e. Mehuín (MH-D4); f. Valdivia 1 (DL-D4)

Estructuralmente se detectan variaciones de manto de la foliación de forma local en casi todos los afloramientos. En Yobilo pudo detectarse una falla inversa que estaría ejerciendo la deformación de los esquistos, mientras que en Coronel se detecta una serie de fallas inversas y pliegues asociados a estas en toda la extensión del afloramiento.

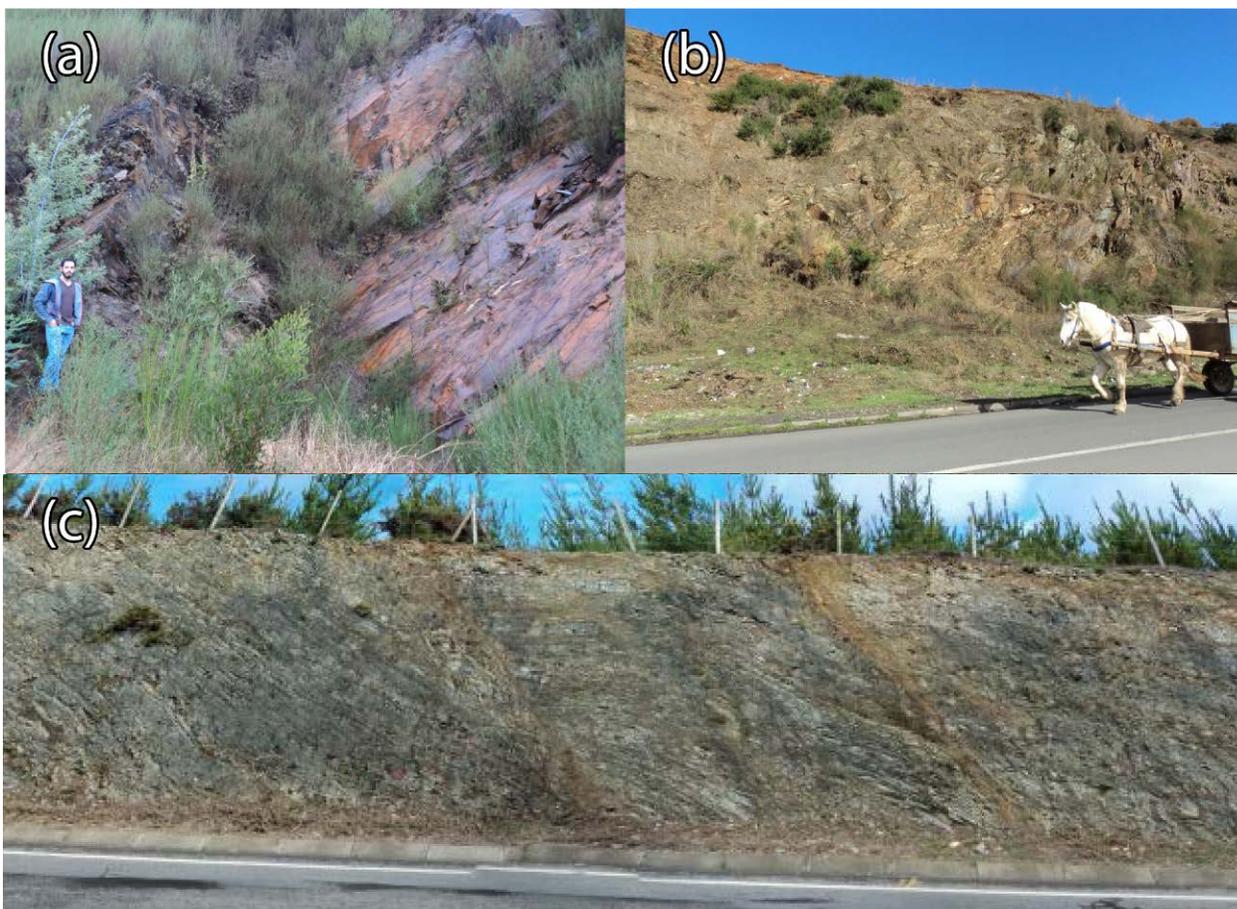


Fig. 3.4: Fotografías de afloramientos con distintos tipos litológicos. a. Filitas de Tomé (T2-D2); b. Esquistos con Granate de la Serie Oriental en Yobilo (YOB-D2); c. Panorámica para las pizarras de la Serie Oriental en Coronel (CO-D2).

3.3. Petrografía

Las rocas estudiadas corresponden en su mayoría a rocas foliadas pertenecientes a la Serie Occidental, caracterizadas por una notoria foliación de mica blanca; algunas muestras fueron extraídas de la Serie Oriental, las cuales a muestra de mano son similares a las estudiadas de la Serie Occidental.

Las descripciones petrográficas detalladas de muestras seleccionadas se presentan en el Anexo 1.

3.3.1. Metapelitas de la Serie Occidental

Las muestras correspondientes a esta unidad responden a un protolito psammopelítico con la presencia de la asociación cuarzo + mica blanca + albita ± biotita ± epidota ± clorita, junto con minerales accesorios como rutilo y esfeno, además de carboncillo.

Texturalmente destaca la marcada orientación de mica blanca (Fig. 3.5) presente en todas las muestras de esta serie, la cual es clasificada como una foliación S2 posterior a otro proceso compresional. Secundariamente se observa una orientación de biotita y clorita que, en su mayoría, no sigue la misma orientación de la mica blanca. Las fábricas originales de sedimentación no fueron detectadas en ninguna de las muestras analizadas.

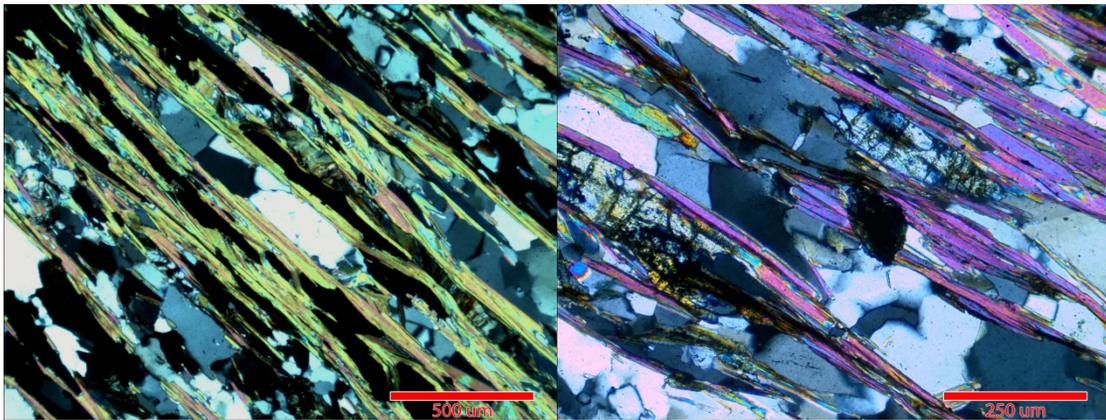


Fig. 3.5: Foliación S2, presente en todos los cortes transparentes de la Serie Occidental. Se caracteriza por la abundante presencia de mica blanca, biotita y, secundariamente, epidota. Fotomicrografías a nicoles cruzados de PA-D4 (izq) y DL-D4 (der).

Además de la foliación, se observan porfiroblastos de albita de tamaños que promedian los 500µm en su mayoría posteriores a la foliación S2, los cuales conservan este rasgo como una foliación interna de carboncillo (Fig. 3.6). La albita presenta diversas inclusiones, en su mayoría no identificables con las técnicas utilizadas, mas algunos de estos cristales presentan tamaños apreciables, los cuales corresponden a epidotas de composición clinozoicítica (Fig. 3.7), asociación mineral relacionada con la reacción:



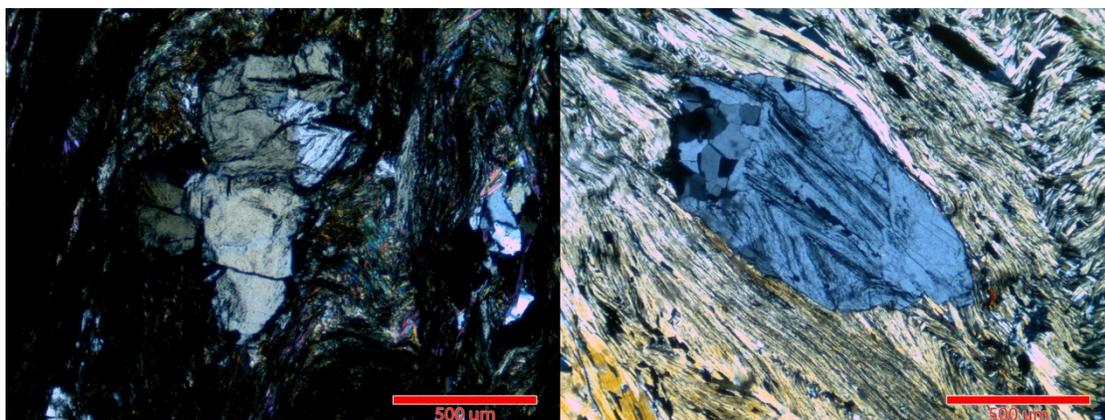


Fig. 3.6: Conservación de foliaciones anteriores en albitas porfiroblásticas, observadas como inclusiones alineadas de carboncillo. Fotomicrografía a nicoles cruzados de GRB1-D5 (izq) y MH001 (der).

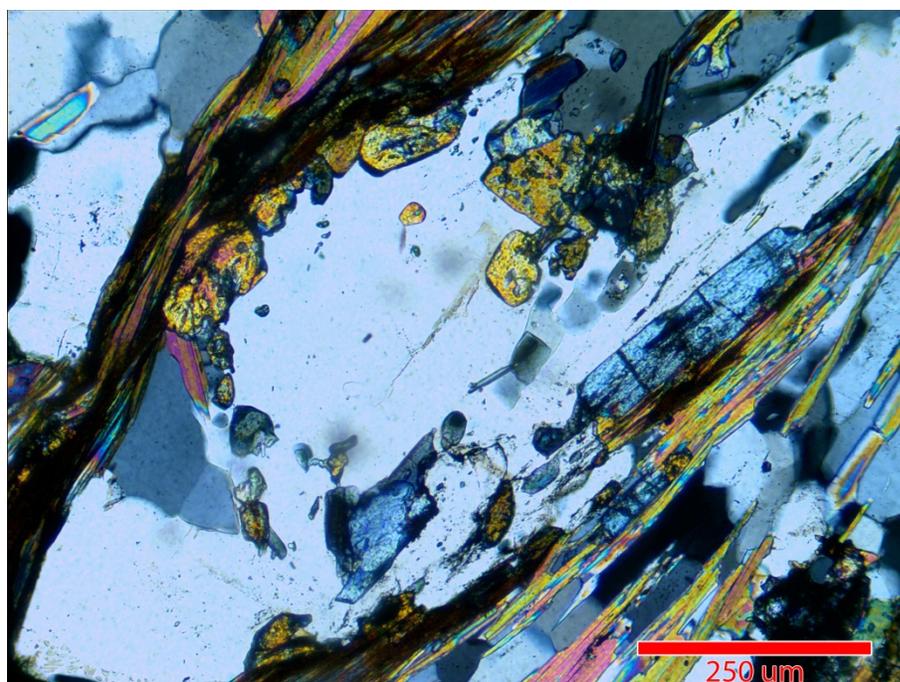


Fig. 3.7: Asociación mineral de epidota de tipo clinozoisita con albita. Fotomicrografía a nicoles cruzados de DL-D4.

El cambio de orientación entre las biotitas y la mica blanca, y la deformación de las biotitas en algunas muestras evidencian una generación previa de estas últimas respecto a la mica blanca. La orientación de las biotitas es poco clara y en pocos cortes puede observarse un real ordenamiento. Su presencia podría asociarse al metamorfismo de progrado en su etapa de enterramiento. En las localidades de Tirúa y Gorbea se detectan, además de biotitas orientadas, una generación posterior de biotita que no posee deformación y se asocian tanto a vetillas como a espacios intersticiales entre granos minerales de mayor estabilidad, como son el cuarzo y la albita (Fig. 3.8).

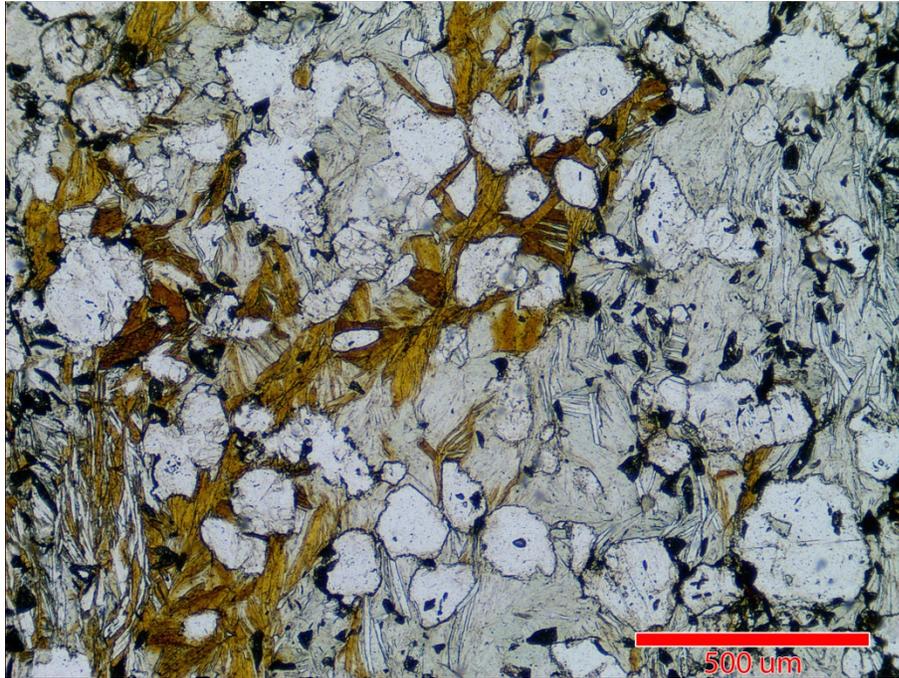


Fig. 3.8: Presencia de biotita en espacios intersticiales de cuarzo y albita. Muestra TIR-14-1, a nicoles paralelos.

Existen evidencias de metamorfismo retrógrado en casi todos los cortes analizados de la Serie Occidental. La alteración de biotita a clorita es casi total, exceptuando algunas ocurrencias menores y la biotita post-tectónica observada en algunos cortes. Junto a lo anterior, se presentan escasas ocurrencias de rutilo y titanita como minerales formados a partir de la alteración retrógrada de biotita (textura sagenítica). Además, se detectó la presencia de cloritoide en la zona de Tomé (Fig. 3.9), indicando un protolito rico en aluminio, concordante con un origen pelítico de la roca original.

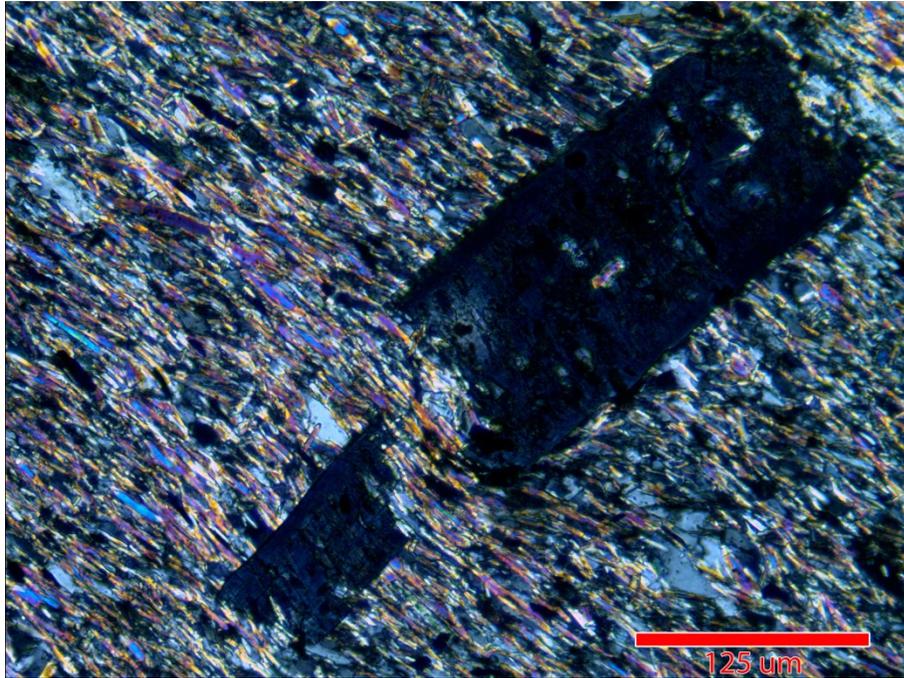


Fig. 3.9 Vista en detalle de cristal de cloritoide en la muestra T2-D2 a nicoles cruzados.

Las cloritas presentes en gran parte de los cortes se orientan, en su mayoría, perpendiculares a la orientación de las biotitas, siendo este un mal indicador de la dirección en que se produce el esfuerzo de exhumación, por lo que como indicador de esfuerzos podría usarse la crenulación de los esquistos como una foliación S3.

3.3.2. Cloritita (Serie Occidental)

En la localidad de Lavanderos, en el sector de La Cabaña, se encuentra una roca conformada casi completamente de clorita (Fig. 3.10).

La clorita en esta muestra presenta características ópticas correspondientes a una clorita rica en Mg (clinocloro).

Texturalmente, la roca se asemeja a una serpentinita, específicamente a una antigoritita de textura intercrecida. Lo anterior permite sospechar que se trataría de un reemplazo pseudomorfo total de este tipo litológico.

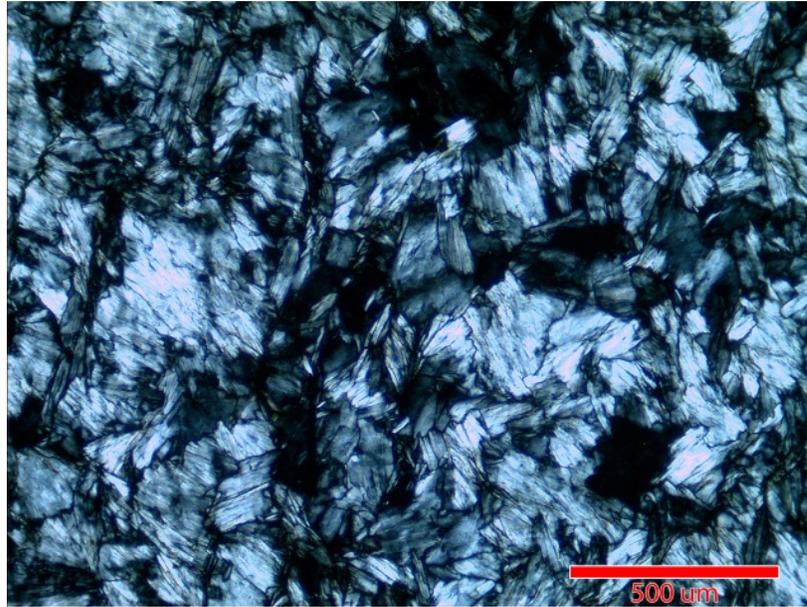


Fig. 3.10: Vista general a nicoles cruzados de la clorita de Lavanderos (LAV-14-5). Se observa una textura intercrecida, similar a aquella observada en serpentinitas del tipo antigorita.

Es posible encontrar, además de la clorita, algunos minerales opacos no identificables a microscopía de luz transmitida, pero posiblemente se trate de espinelos crómicos.

3.3.3. Metapelitas de la Serie Oriental

Mineralógicamente son bastante similares a los esquistos de la Serie Occidental, con la excepción de la muestra extraída en Yobilo, donde se presentan numerosos granates como indicador de una alta temperatura de metamorfismo a diferencia de la Serie Occidental y también en el aparente crecimiento posterior de biotitas y opacos que interrumpen la foliación principal.

Las muestras de esta zona además presentan foliaciones menos pervasivas e incluso en Coronel se pueden distinguir estructuras sedimentarias S0 tanto en muestra de mano como en corte transparente debido al menor tamaño de los minerales metamórficos respecto a aquellos de la S2 de la Serie Occidental.

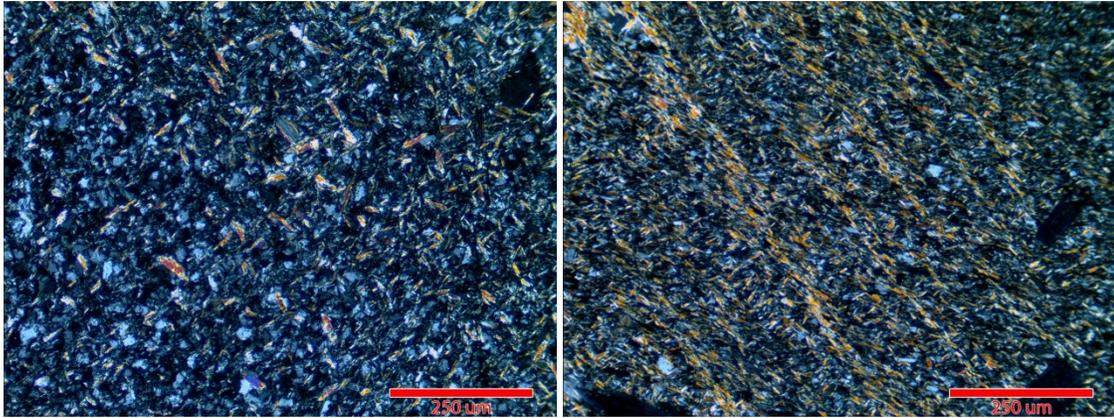


Fig. 3.11: Muestras de la Serie Oriental en donde se observan foliaciones menos claras y tamaño de grano mucho menor a las muestras de la Serie Occidental. Fotomicrografías a nicoles cruzados de CO-D2 (izq) y T2-D2 (der).

La alteración retrógrada es evidente, donde la gran parte de las biotitas y granates observados bajo el microscopio presentan una alteración a clorita pervasiva.

3.4. Análisis de Circones Detríticos

3.4.1. Edades U-Pb

Los datos analíticos de las muestras estudiadas en el presente trabajo se encuentran desglosados en el Anexo 1, mientras que los diagramas de probabilidad relativa vs edad de cada muestra se encuentran en las figuras del presente capítulo. Los datos de este estudio fueron analizadas por medio del complemento Isoplot v.4.0 para Excel (Ludwig, 2010). Los peaks estadísticos documentados en las tablas de cada sección a continuación se obtuvieron por medio de la herramienta Age Pick (Gehrels, 2009) desarrollada por el Arizona LaserChron Center.

3.4.1.1. Valdivia 1 (Dos Lucas): Muestra DL-D4

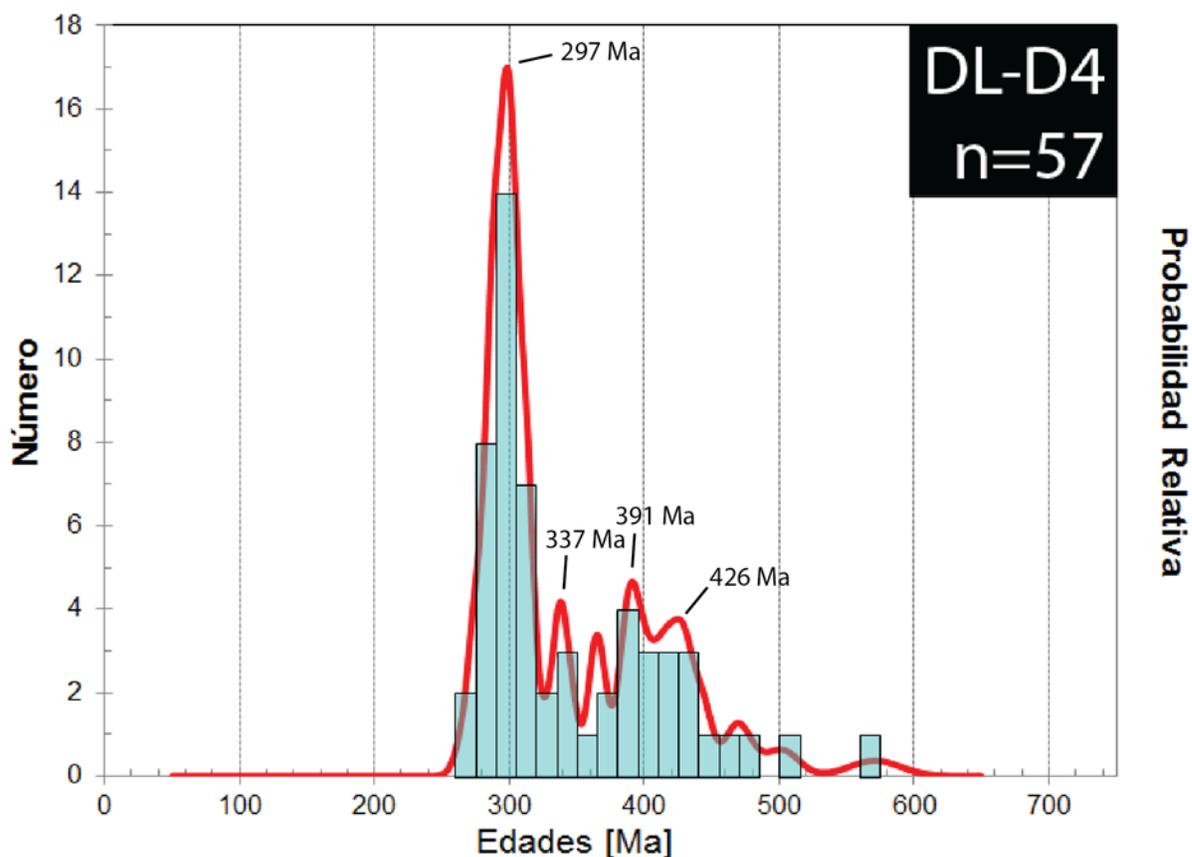


Fig. 3.12: Diagrama de edad vs probabilidad e histograma de edades para la muestra DL-D4 (Valdivia 1).

En esta muestra se obtuvieron edades para 57 circones detríticos. El bajo número de análisis realizados se debe a la escasez de circones en la roca. En el diagrama de probabilidad relativa (Fig. 3.12), los circones se

pueden agrupar en un dominio poblacional mayor y varios de menor relevancia. El primero corresponde a un importante aporte Carbonífero Tardío a Pérmico Medio el cual concentra el 63% del total de datos con un peak estadístico principal a los 297 Ma (Pérmico Temprano - 19 circones) y uno menor a los 337 Ma (Carbonífero Temprano - 6 circones) (Tabla 3.2).

Secundariamente existe una dispersión de datos que abarca desde el Ordovícico Medio hasta el Devónico Tardío con un 30% de representatividad de la muestra, donde la edad peak más probable indicaría un principal aporte a los 391 Ma (Devónico Medio-Inferior – 7 circones) y una segunda ocurrencia a los 426 Ma (Silúrico Medio-Superior – 6 circones) y un menor aporte representado a los 365 Ma (Devónico Superior – 3 circones).

Existe un escaso aporte de circones de edades mayores al Ordovícico Medio, los cuales no exceden el 7% de la población total. Ninguno de estos correspondientes a edades del Proterozoico.

Tabla 3.2 Peaks de poblaciones de circones detríticos para muestra DL-D4. Peak y población más joven destacados en rojo.

Poblaciones de Circones				
Edad Mínima	Edad Máxima	N° de granos	Edades Peak	N° de granos en peak
265	346	36	297	19
350	456	17	337	6
479	487	0	365	3
			391	7
			426	6

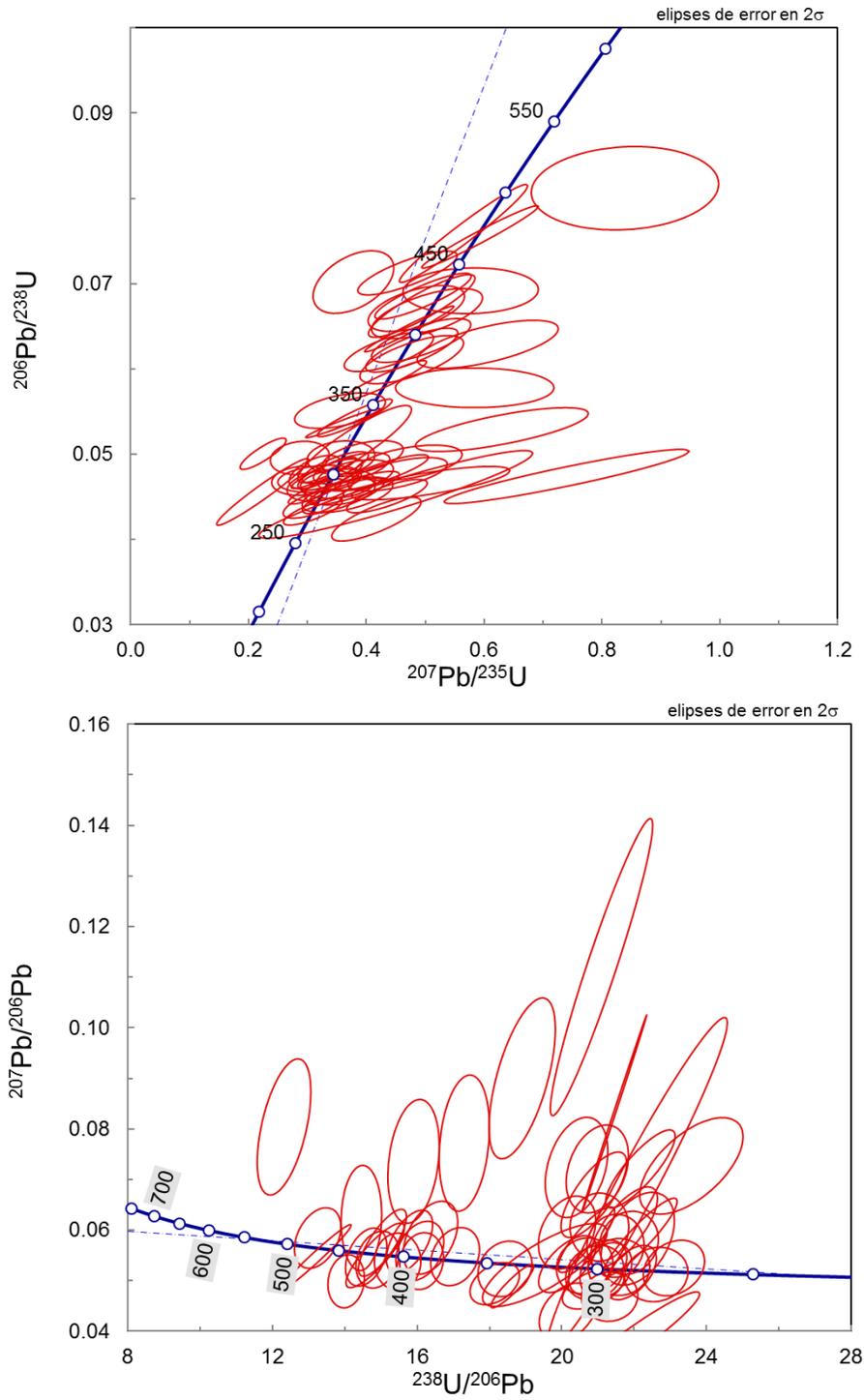


Fig. 3.13: Gráficos de concordia normal (superior) y de Tera-Wasserburg (inferior) para la muestra DL-D4.

3.4.1.2. Gorbea: Muestra GRB1-D5

En la muestra GRB1-D5 se presenta una distribución con tres peaks de importancia a partir de un total de 63 datos.

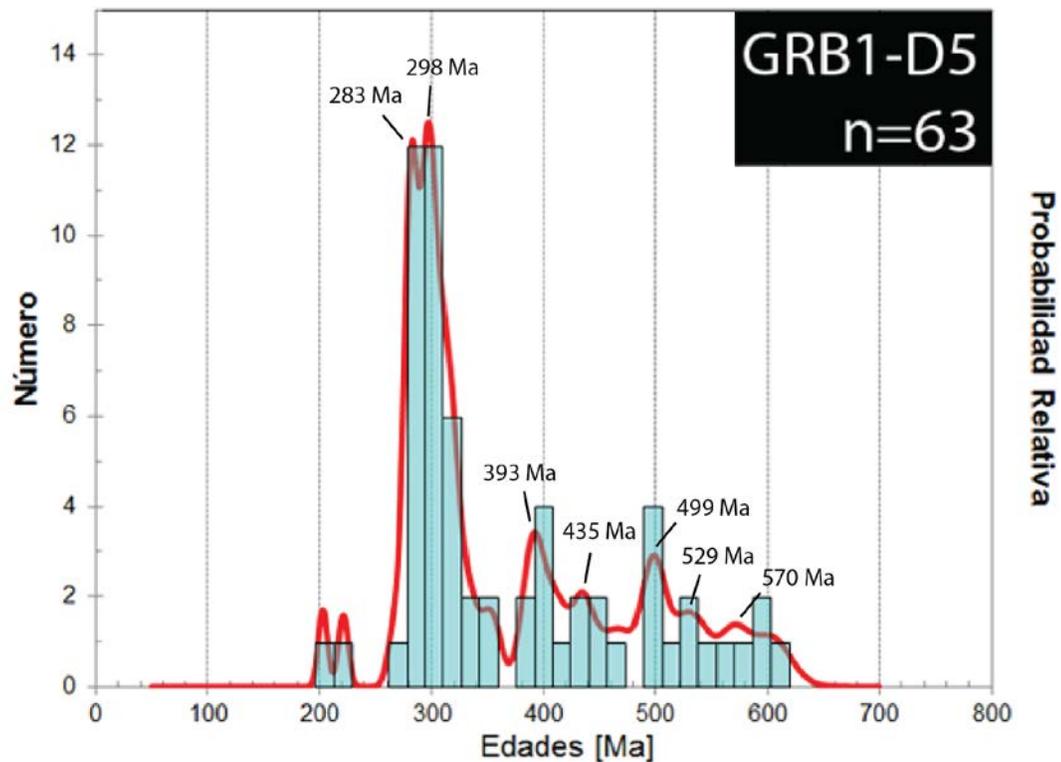


Fig. 3.14: Diagrama de edad vs probabilidad e histograma de edades para la muestra GRB1-D5 (Gorbea) y detalle de poblaciones del Paleozoico.

El principal aporte proviene de una fuente de 283 y 298 Ma con 28 circones en esos puntos. Estos peaks representan una población correspondiente a edades que abarcan desde el Pérmico Medio al Carbonífero Inferior que contempla el 52% de la población total.

Posterior a la población principal, una dispersión de datos desde el Devónico Tardío a inicios del Cámbrico aporta el resto de la estadística. Existen dos peaks notorios en esta distribución, a los 393 Ma (Devónico Medio-Inferior – 6 circones) y a los 499 Ma (Cámbrico Serie 3 – 5 circones).

El circón más antiguo relacionable con la población total de la muestra es de 609 Ma. Aun así, existe la ocurrencia de un circón aislado de 973 Ma, relacionable a edades Grenvilianas, el cual no es considerable estadísticamente.

Aunque estadísticamente poco relevantes, existen dos circones con edades considerablemente más jóvenes, con edades de 202 y 220 Ma

(Triásico Superior), siendo los más jóvenes reportados hasta la fecha en esta zona del complejo acrecionario (Fig. 3.17).

Tabla 3.3 Peaks de poblaciones de circones detríticos para muestra GRB1-D5. Peak y población más joven destacados en rojo.

Poblaciones de Circones				
Edad Mínima	Edad Máxima	N° de granos	Edades Peak	N° de granos en peak
267	354	33	283	13.05
376	630	25	298	15.02
			352	3.01
			393	6.02
			435	4.04
			464	3.02
			499	5.03
			529	4.01
			570	4.03

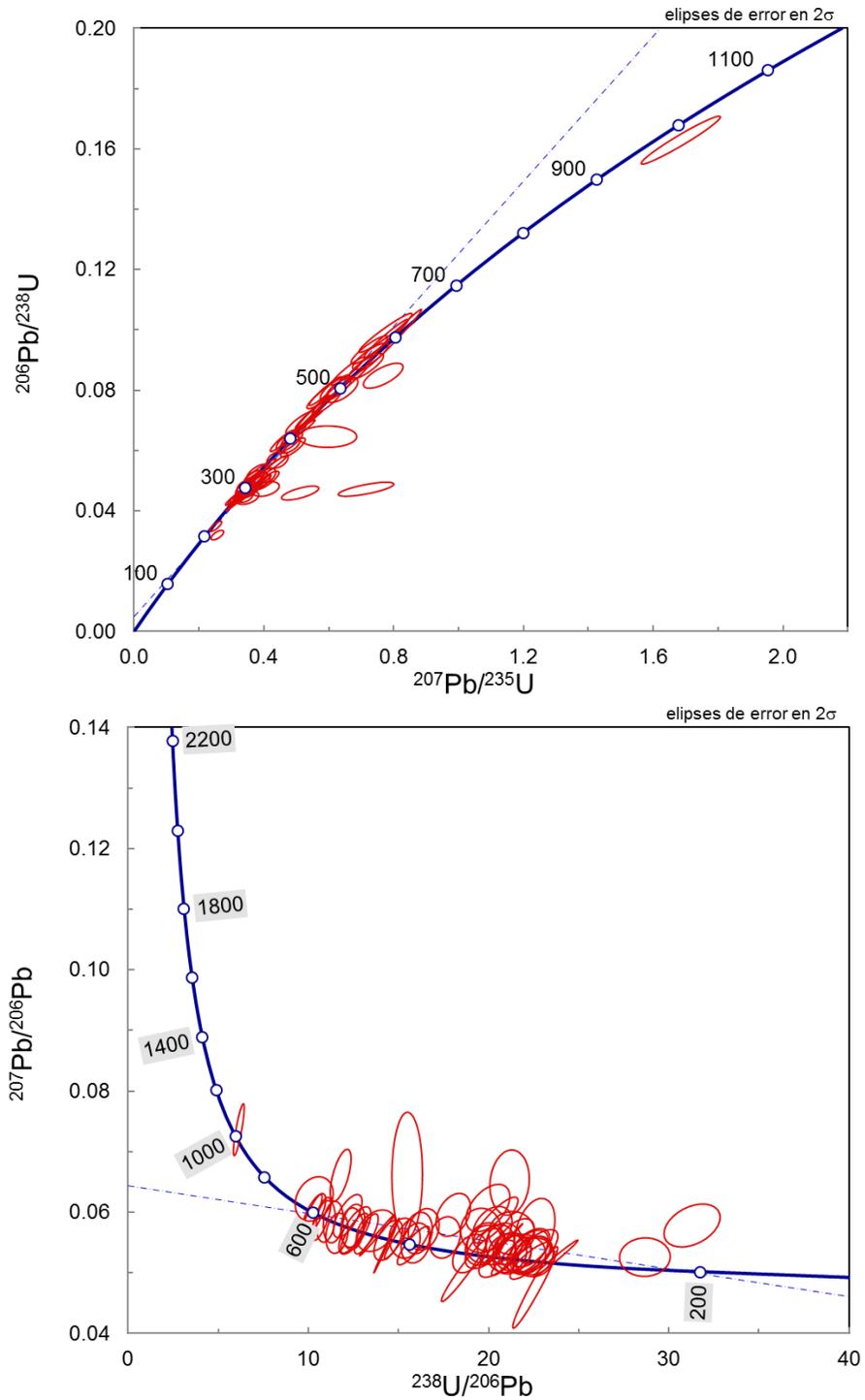


Fig. 3.15: Gráficos de concordia normal (superior) y de Tera-Wasserburg (inferior) para la muestra GRB1-D5

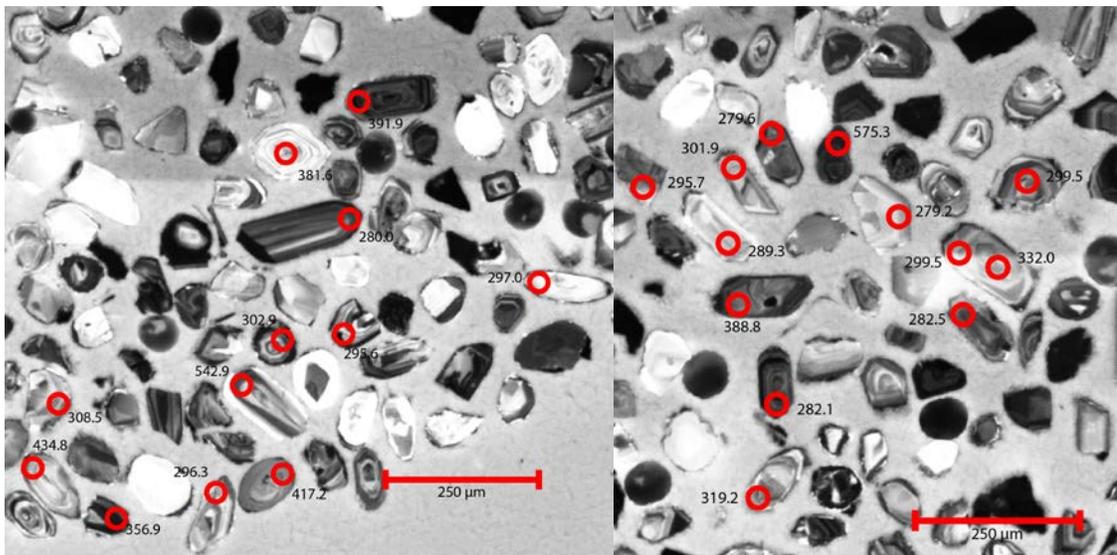


Fig. 3.16: Imágenes de catodoluminiscencia de la muestra GRB1-D5.

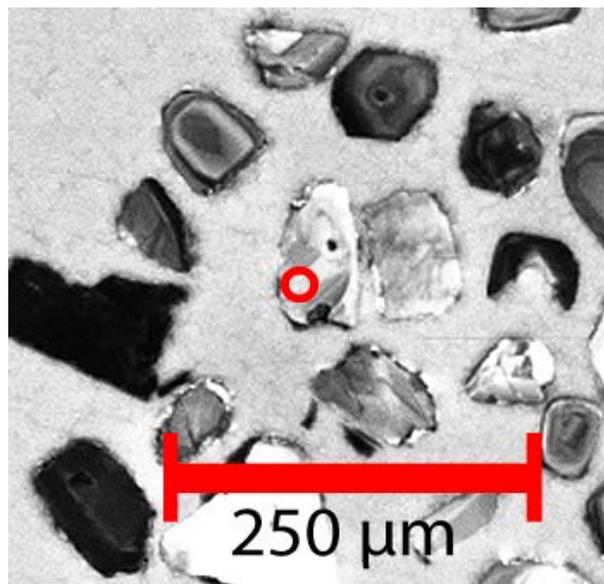


Fig. 3.17: Imagen de catodoluminiscencia del circón más joven encontrado, con edad aproximada de 202.8 Ma.

3.4.1.3. Valdivia 2: Muestra PA-D4

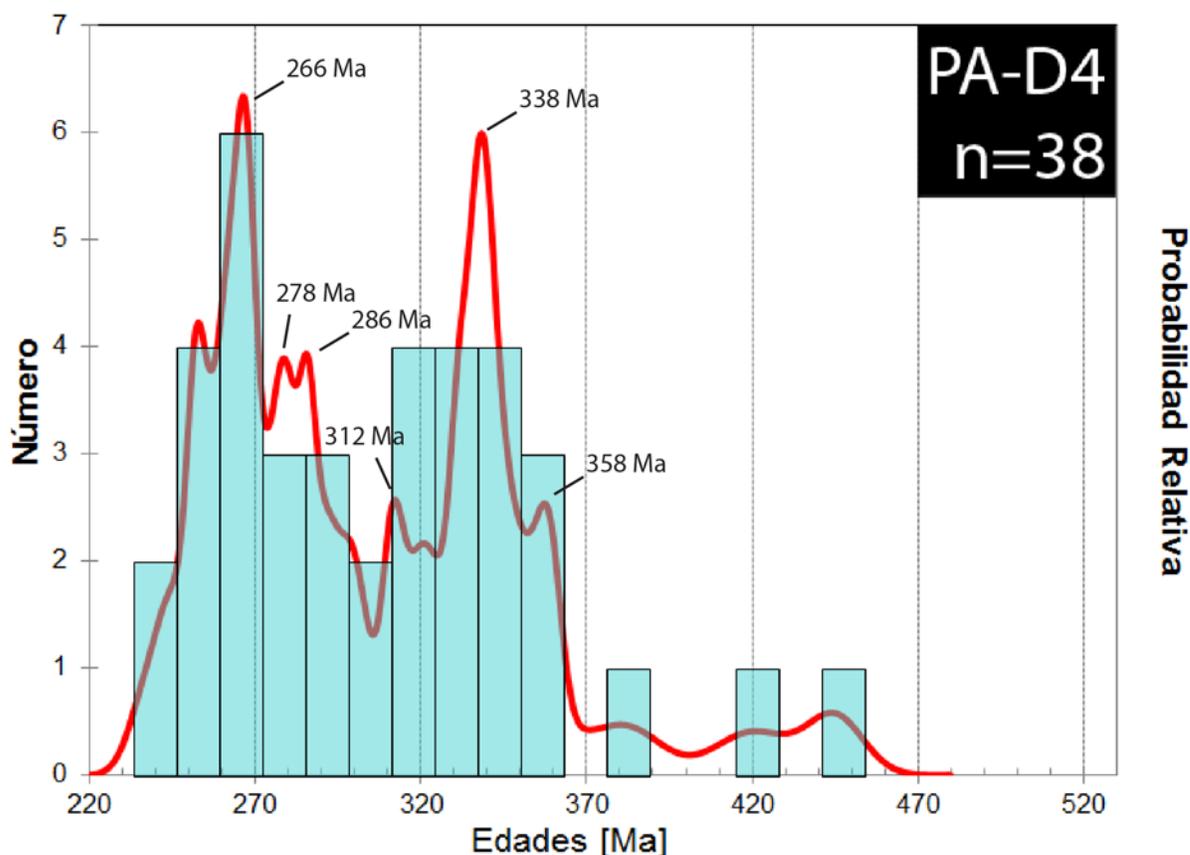


Fig. 3.18: Diagrama de edad vs probabilidad e histograma de edades para la muestra PA-D4 (Valdivia 2)

A pesar del bajo número de circones analizados de la muestra PA-D4 debido a una baja recuperación de circones, la muestra conserva características similares en cuanto a distribución probabilística al resto de los datos analizados, tanto en este trabajo, como a los resultados de Hervé et al. (2012).

La distribución, es representada principalmente por dos poblaciones de número e importancia similar. La primera corresponde al Pérmico-Triásico Medio, con el 47% de la concentración, y una segunda de edades Devónico Superior al Carbonífero Tardío, con el 40% del total. Con sus respectivos peaks a los 266 Ma (Guadalupiano – 9 circones) y a los 338 (Missisipiano Medio - 8 circones).

Se encuentran escasos circones más antiguos que los grupos ya mencionados, estos son 3 con edades aproximadas de 382, 420 y 445 Ma.

Tabla 3.4 Peaks de poblaciones de circones detríticos para muestra PA-D4. Peak y población más joven destacados en rojo.

Poblaciones de Circones				
Edad Mínima	Edad Máxima	Nº de granos	Edad Peak	Nº de granos en peak
243	298	18	253	5.01
301	365	15	266	9.01
			278	5.03
			286	6.01
			312	4.13
			322	4.04
			338	8.04
			358	4.01

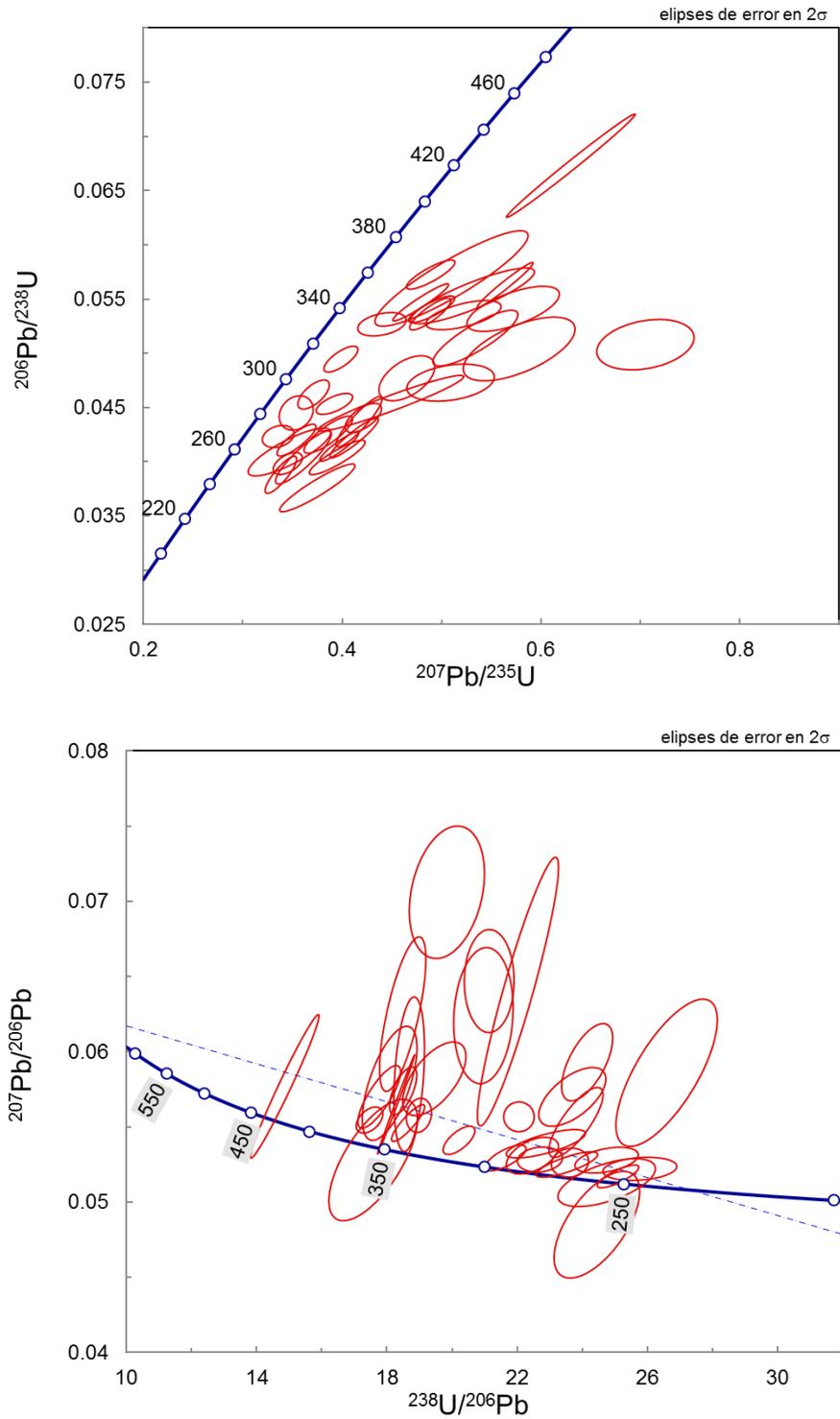


Fig. 3.19: Gráficos de concordia normal (superior) y de Tera-Wasserburg (inferior) para la muestra DL-D4.

3.4.1.4. Quitratue: Muestra QE-D3

En la muestra QE-D3 se presentan varias poblaciones estadísticamente relevantes, en una dispersión desde el Neoproterozoico hasta el Pérmico Temprano.

La población que concentra la mayor parte de los datos analizados, corresponde a un bloque Cryogeniano a Katiano que concentra el 63% del total, con tres peaks representativos a los 471 Ma (Ordovícico Inferior Tardío), 498 Ma (Cámbrico Serie 3 Tardío) y a los 583-606 Ma (Ediacarano), siendo este último el más abundante.

Subordinadamente, existe un aporte desde el Carbonífero Inferior hasta Carbonífero Superior, donde el peak más joven de la muestra representa este grupo a los 306 Ma (Pennsylvaniano Superior). Además, un reducido grupo de circones, representarían una edad Cryogeniana (7 circones).

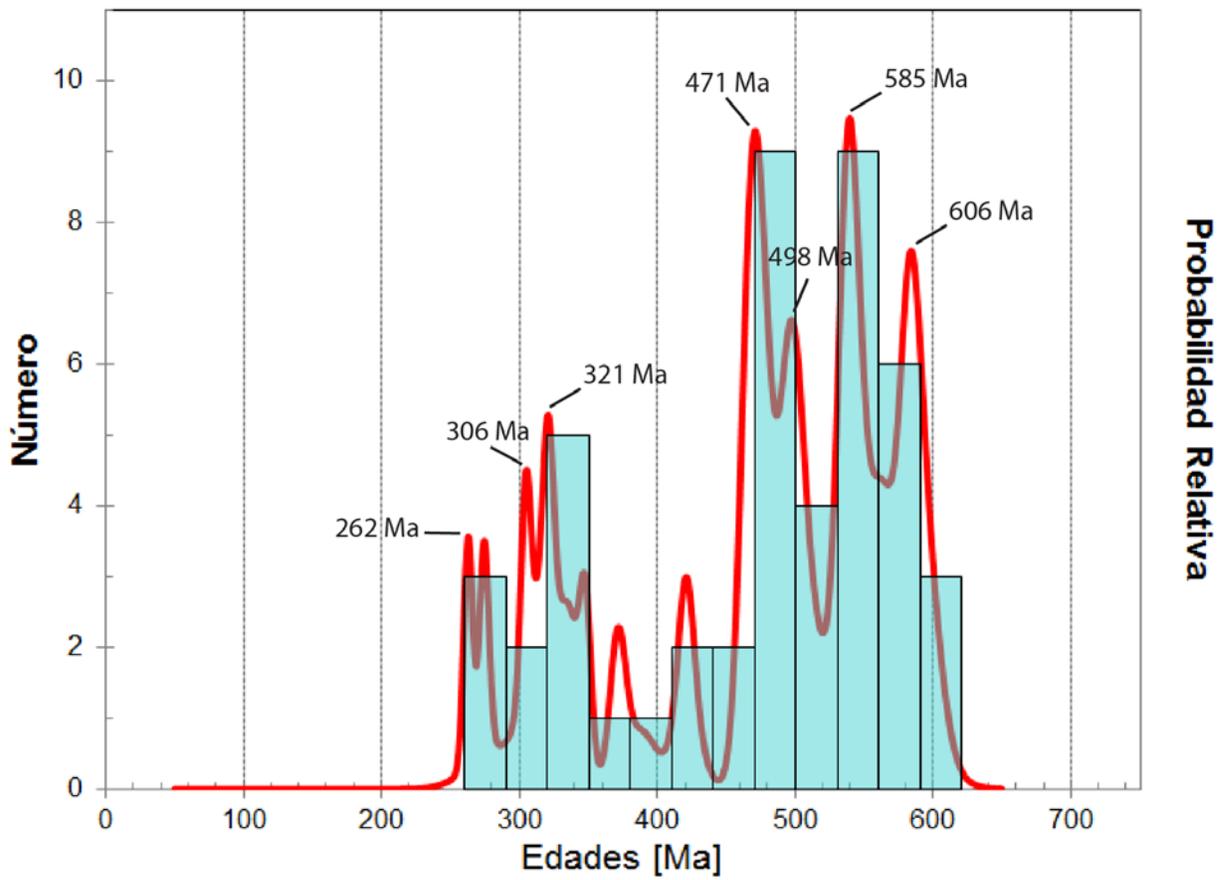
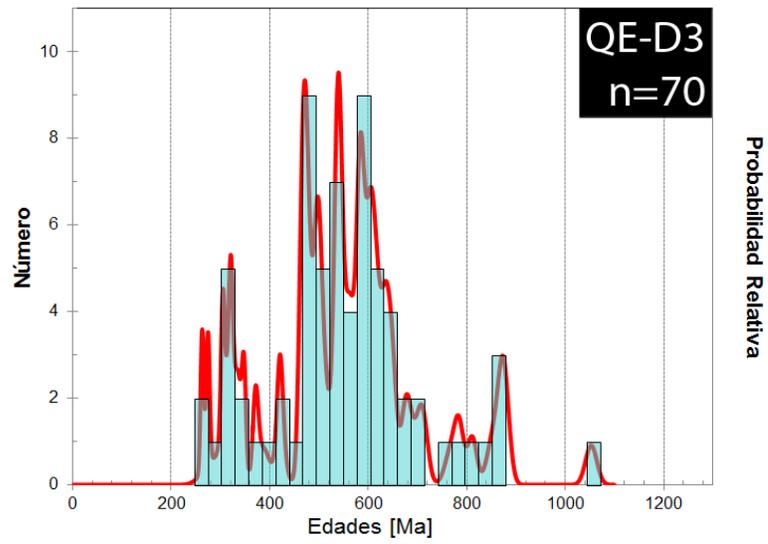


Fig. 3.20: Diagrama de edad vs probabilidad e histograma de edades para la muestra QE-D3 (Quitratúe) y detalle para las edades del Paleozoico.

Tabla 3.5 Peaks de poblaciones de circones detríticos para muestra QE-D3. Peak y población más joven destacados en rojo.

Poblaciones de Circones				
Edad Mínima	Edad Máxima	Nº de granos	Edad Peak	Nº de granos en peak
292	337	6	306	5.01
340	348	1	321	5.00
453	668	44	347	3.01
679	705	2	471	9.03
851	890	4	498	7.05
			540	8.01
			585	10.03
			606	11.01
			637	7.01
			872	4.01

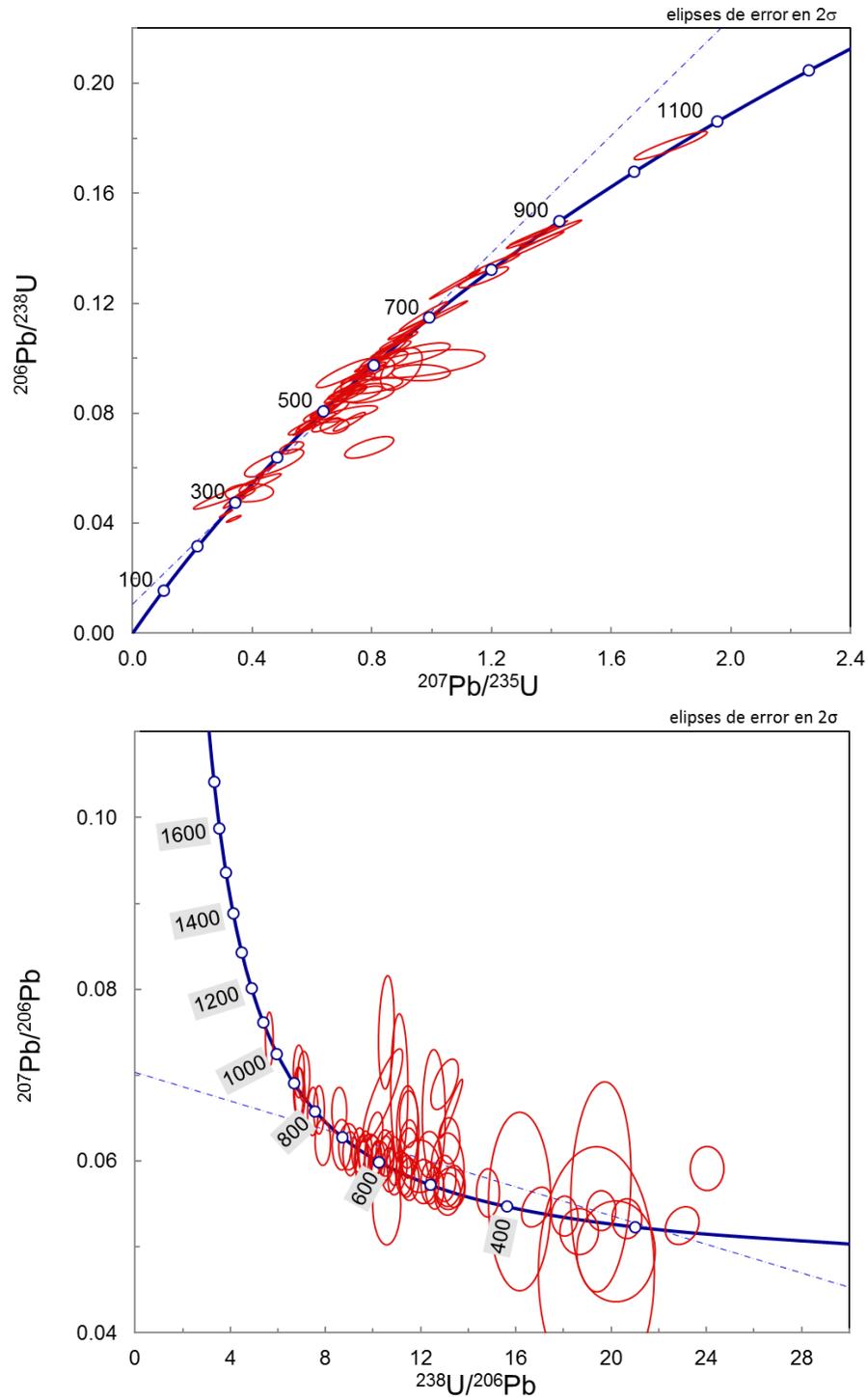


Fig. 3.21: Gráficos de concordia normal (superior) y de Tera-Wasserburg (inferior) para la muestra QE-D3.

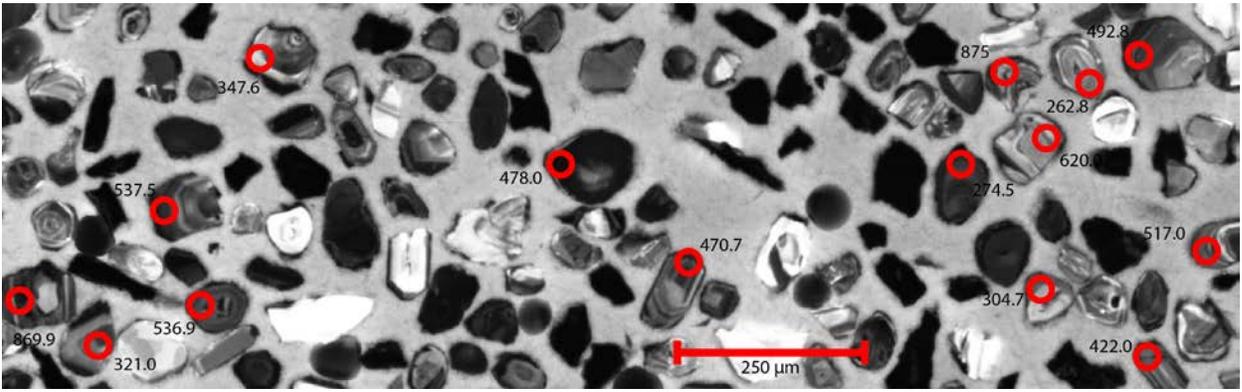


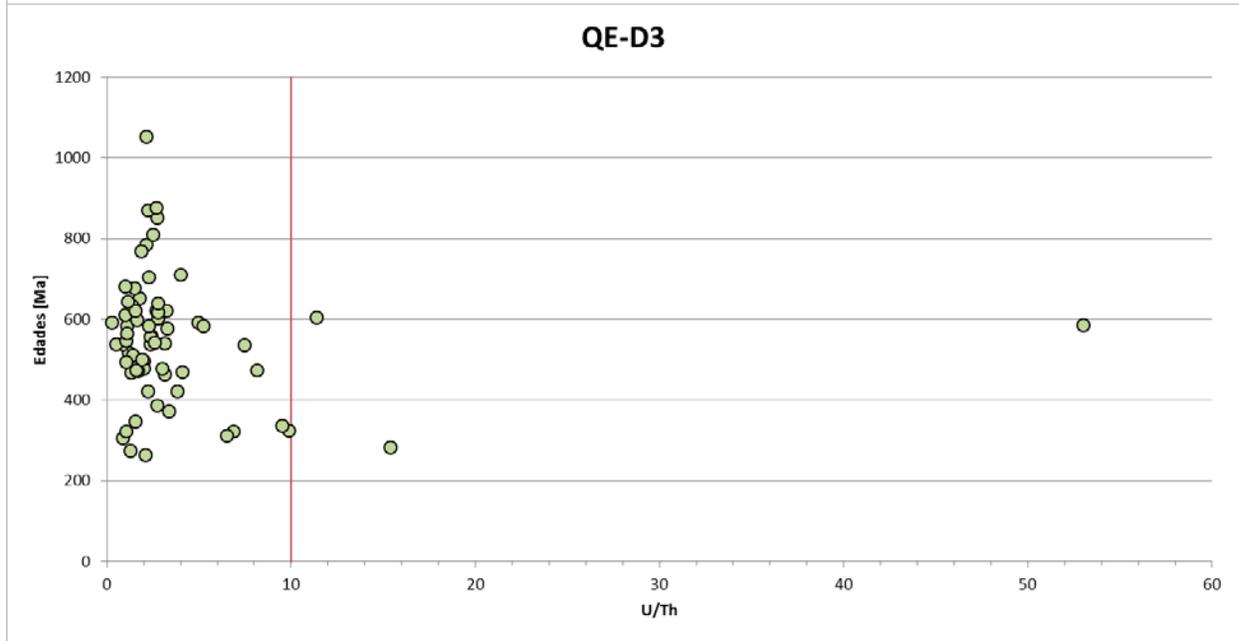
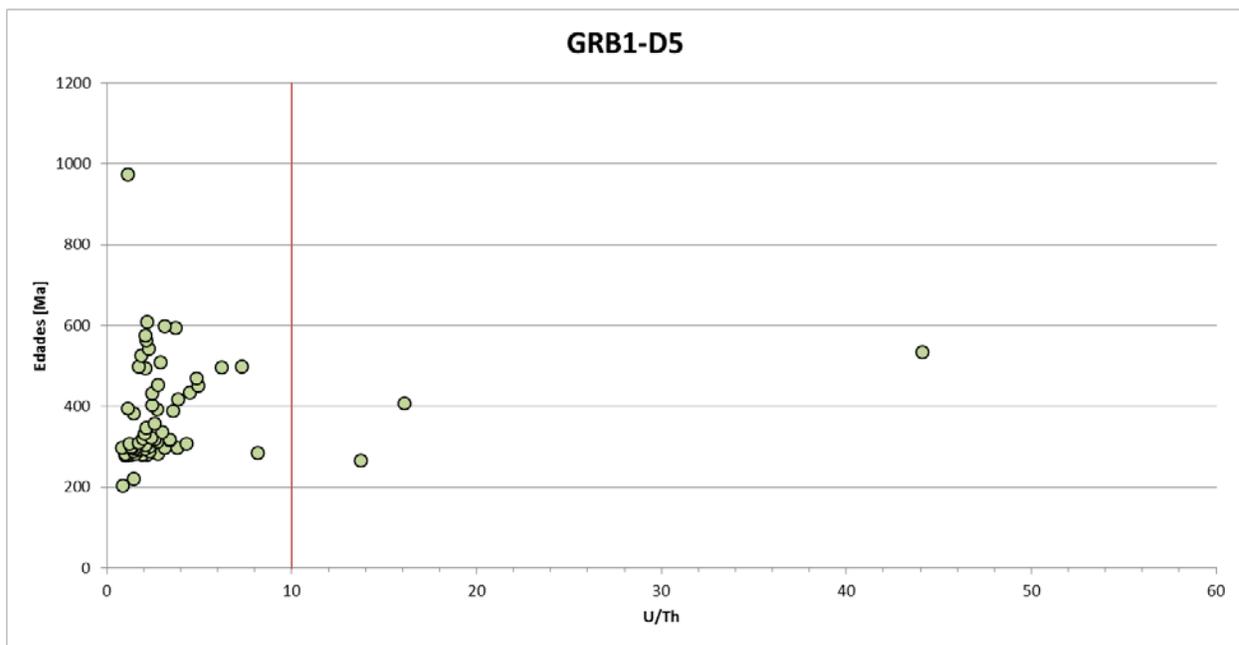
Fig. 3.22: Imágenes de catodoluminiscencia de la muestra QE-D3.

3.4.2. Relaciones de U/Th

Pérdidas de Pb por eventos metamórficos pueden alterar la correcta interpretación de las poblaciones de circones detríticos. En la Fig. 3.23 se grafican las relaciones U/Th como criterio discriminador entre circones ígneos y metamórficos. Los valores esperados de la relación U/Th en circones de origen ígneo se esperan menores a 10, mientras que valores mayores indicarían génesis metamórficas del sector analizado (Rubatto 2002a; 2002b)

El detalle de los datos de concentraciones de U y Th se encuentran adjuntos en el Anexo 2.

En términos generales, existen escasos datos que indiquen origen metamórfico de estos circones. En la muestra DL-D4 se presenta el mayor número de estas ocurrencias, las cuales son cuatro puntos de un total de 57, representando un 7% del total de muestra, concentrado vagamente alrededor de los 400 Ma (Devónico Inferior), no relacionable con las demás muestras en cuanto a temporalidad de eventos.



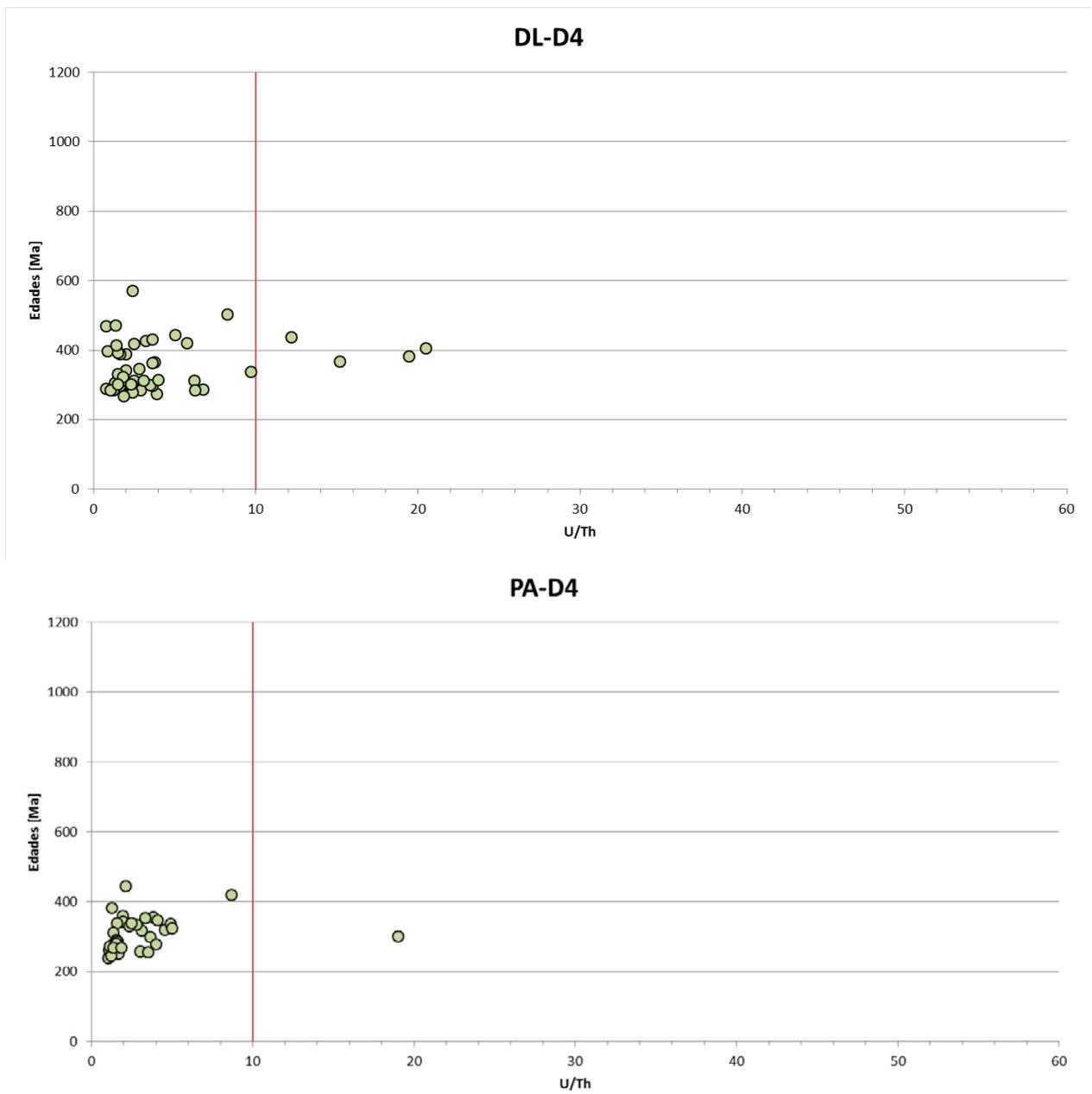


Fig. 3.23: Relaciones U/Th para las muestras a. GRB1-D5 (Gorbea); b. QE-D3 (Quitratúe); c. DL-D4 (Valdivia 1); d. PA-D4 (Valdivia 2). Se destaca el valor U/Th=10 en rojo como criterio discriminante entre génesis metamórfica e ígnea.

3.5. Valores-p en K-S Test

Los valores obtenidos en el algoritmo K-S Test para las muestras de este estudio se presentan en la Tabla 3.6, mientras que la comparación de las muestras con los datos de Hervé et al. (2012) para la Serie Occidental Sur se presenta en la Tabla 3.7.

Tabla 3.6. Valores-p usando error en función de distribución cumulativa de las muestras de este estudio por medio de K-S Test. Se destacan en amarillo los valores mayores a 0.05 que indicarían similitud estadística.

	QE	DL	GRB	PA
QE	-	0.000	0.000	0.000
DL	0.000	-	0.269	0.031
GRB	0.000	0.269	-	0.010
PA	0.000	0.031	0.010	-

Tabla 3.7 Valores-p usando error en función de distribución cumulativa de las muestras de este estudio contrastadas con las muestras de Hervé et al. (2012) (códigos FO en verde) de la Serie Occidental al sur de la Zona de Falla Lanalhue por medio de K-S Test. Se destacan en amarillo los valores mayores a 0.05 que indicarían similitud estadística.

	PA	GRB	QE	DL	FO0612 - ES-S	FO0613 - WS-S	FO0811 - WS-S
PA	-	0.010	0.000	0.035	0.000	0.001	0.082
GRB	0.010	-	0.000	0.269	0.000	0.469	0.131
QE	0.000	0.000	-	0.000	0.003	0.000	0.000
DL	0.035	0.269	0.000	-	0.000	0.075	0.814
FO0612 - ES-S	0.000	0.000	0.003	0.000	-	0.000	0.000
FO0613 - WS-S	0.001	0.469	0.000	0.075	0.000	-	0.076
FO0811 - WS-S	0.082	0.131	0.000	0.814	0.000	0.076	-

Dados los valores obtenidos bajo este parámetro, las muestras de la Serie Occidental poseen fuentes probablemente similares entre Gorbea y Valdivia 1 (GRB-DL), mientras que las otras dos poblaciones presentan fuentes disímiles entre sí.

Comparando con las muestras de la Serie Occidental publicados por Hervé et al. (2012), se tienen correspondencias entre los pares FO0613-FO0811 y DL-GRB, teniendo valores-p mayores a 0.05, siendo el par DL-FO0811 el de un valor notoriamente superior a las demás comparaciones.

La muestra de la Serie Oriental (FO0612), tiene, estadísticamente, escasa relación con las fuentes del resto de las muestras, obteniendo valores

de comparación mínimos, a excepción de una ligera similitud con la muestra QE correspondiente a la localidad de Quitratúe.

3.6. Valores de Solapamiento y Similitud

Se compararon las muestras del presente estudio con las publicadas previamente por Hervé et al. (2012) para el basamento Paleozoico al sur de la Zona de Falla Lanalhue con la rutina Overlap-Similarity Comparison Program para Excel (Tabla 3.8, Tabla 3.9).

En esta rutina se obtienen los valores de "solapamiento" (overlap) que define la coincidencia de las edades de los granos obtenidas en distintas muestras, donde el valor "1" define un solapamiento perfecto, es decir, las muestras tienen exactamente las mismas edades y "0" que ninguna edad coincide. Por otra parte, la similitud (similarity) define el grado de equivalencia en las curvas de probabilidad en las edades que se solapan, midiendo si la proporción de las edades obtenidas son similares entre ambas muestras, donde el valor "1" indica una proporción idéntica de edades solapadas y valores menores radican en una proporción distinta.

Tabla 3.8 Valores de solapamiento (overlap) entre las muestras obtenidas en el presente trabajo y las analizadas por Hervé et al. (2012) (códigos FO en verde) al sur de la Zona de Falla Lanalhue.

	PA					
GRB	0.578	GRB				
QE	0.453	0.643	QE			
DL	0.704	0.825	0.656	DL		
FO0612 - ES-S	0.119	0.356	0.413	0.316	FO0612 - ES-S	
FO0613 - WS-S	0.370	0.453	0.483	0.495	0.342	FO0613 - WS-S
FO0811 - WS-S	0.399	0.467	0.396	0.412	0.357	0.449

Tabla 3.9 Valores de similitud (similarity) entre las muestras obtenidas en el presente trabajo y las analizadas por Hervé et al. (2012) (códigos FO en verde) al sur de la Zona de Falla Lanalhue.

	PA					
GRB	0.668	GRB				
QE	0.370	0.657	QE			
DL	0.741	0.879	0.519	DL		
FO0612 - ES-S	0.175	0.342	0.531	0.266	FO0612 - ES-S	
FO0613 - WS-S	0.484	0.593	0.463	0.611	0.298	FO0613 - WS-S
FO0811 - WS-S	0.742	0.728	0.415	0.780	0.245	0.620

Los resultados arrojan un alto solapamiento entre las muestras PA-GRB, PA-DL, GRB, QE, GRB-DL y QE-DL (mayores a 0.5), mientras que el resto muestra valores entre los 0.3-0.4, incluyendo a la muestra de la Serie Oriental, a diferencia del par PA-FO0612 que muestra muy escasos niveles de solapamiento.

En términos generales, existen amplios valores de similitud para la mayoría de los pares, destacando el alto valor obtenido entre DL y GRB. Como es de esperar, las muestras QE y FO0612 muestran solo altos valores de similitud entre ellas.

4. Discusiones

4.1. Proveniencia de circones detríticos

Los diagramas de probabilidad relativa individuales de cada muestra pueden observarse en la sección 3.4.1 y los datos analíticos en el Anexo 2 del presente trabajo. Los patrones normalizados superpuestos se pueden ver en la Fig. 4.2, incluyendo datos de otros autores de muestras pertinentes al estudio (Fig. 4.1). Las muestras de otros autores que, con frecuencia, son referidas en las presentes discusiones, pertenecen a Hervé et al. (2012) y Willner et al. (2008), con códigos de muestra con los prefijos "FO" y "02CH", respectivamente.

Existen grandes diferencias entre los patrones de circones detríticos en el Basamento Paleozoico, marcadas por la Zona de Falla Lanalhue (Hervé et al., 2012). Por esto, en el presente trabajo, se referirá a las series del cinturón pareado como Serie Occidental Norte (WS-N), Serie Oriental Norte (ES-N), Serie Occidental Sur (WS-S) y Serie Oriental Sur (ES-S), dependiendo de su ubicación respecto a esta discontinuidad.

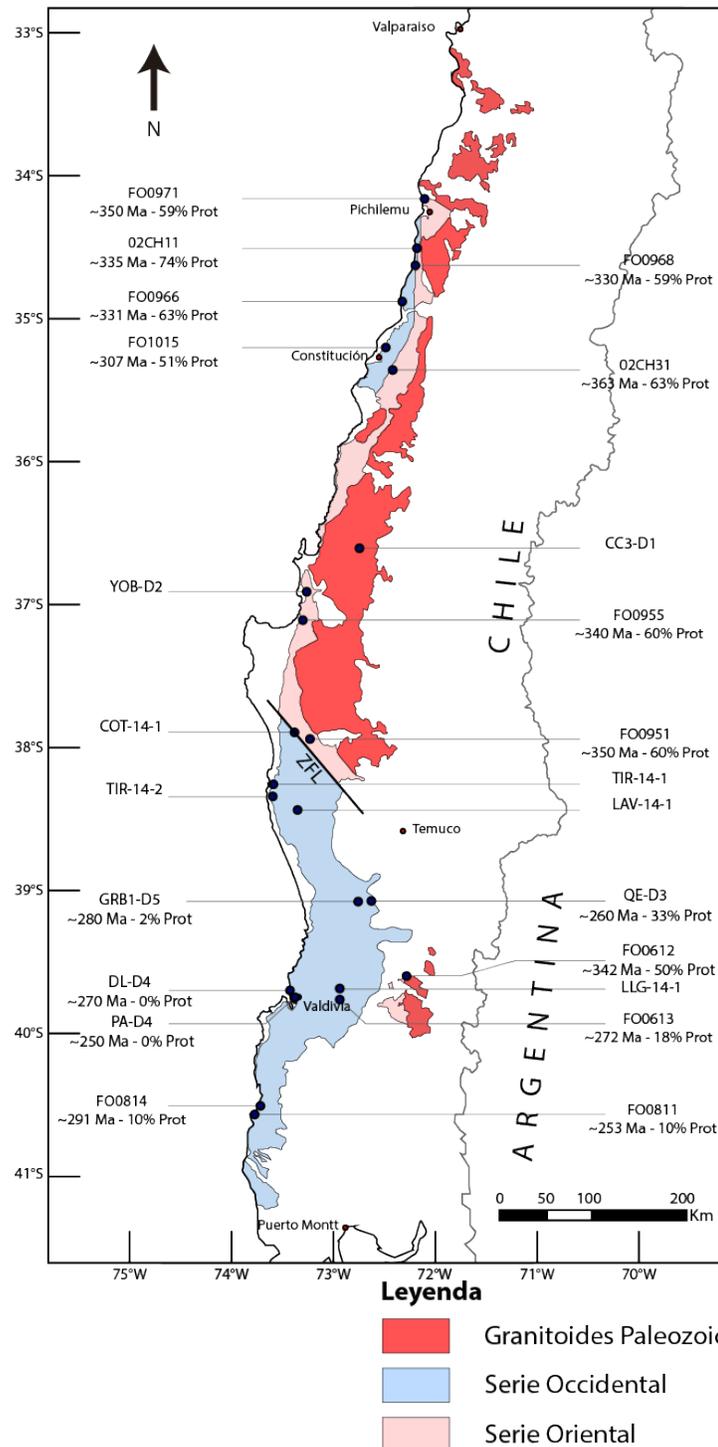


Fig. 4.1: Ubicación de los distintos análisis de circones detríticos en las metapelitas del Basamento Paleozoico con sus respectivas edades máximas de deposición (población significativa más joven) y porcentajes de circones Proterozoicos en estas. Muestras de código "FO" corresponden a Hervé et al. (2012), "02CH" a Willner et al. (2008) y las demás, a los datos obtenidos en el presente estudio. En el presente trabajo se divide la Serie Occidental entre la Serie Occidental Norte (WS-N) y Serie Occidental Sur (WS-S), respecto a la Zona de Falla Lanahue (ZFL en el mapa).

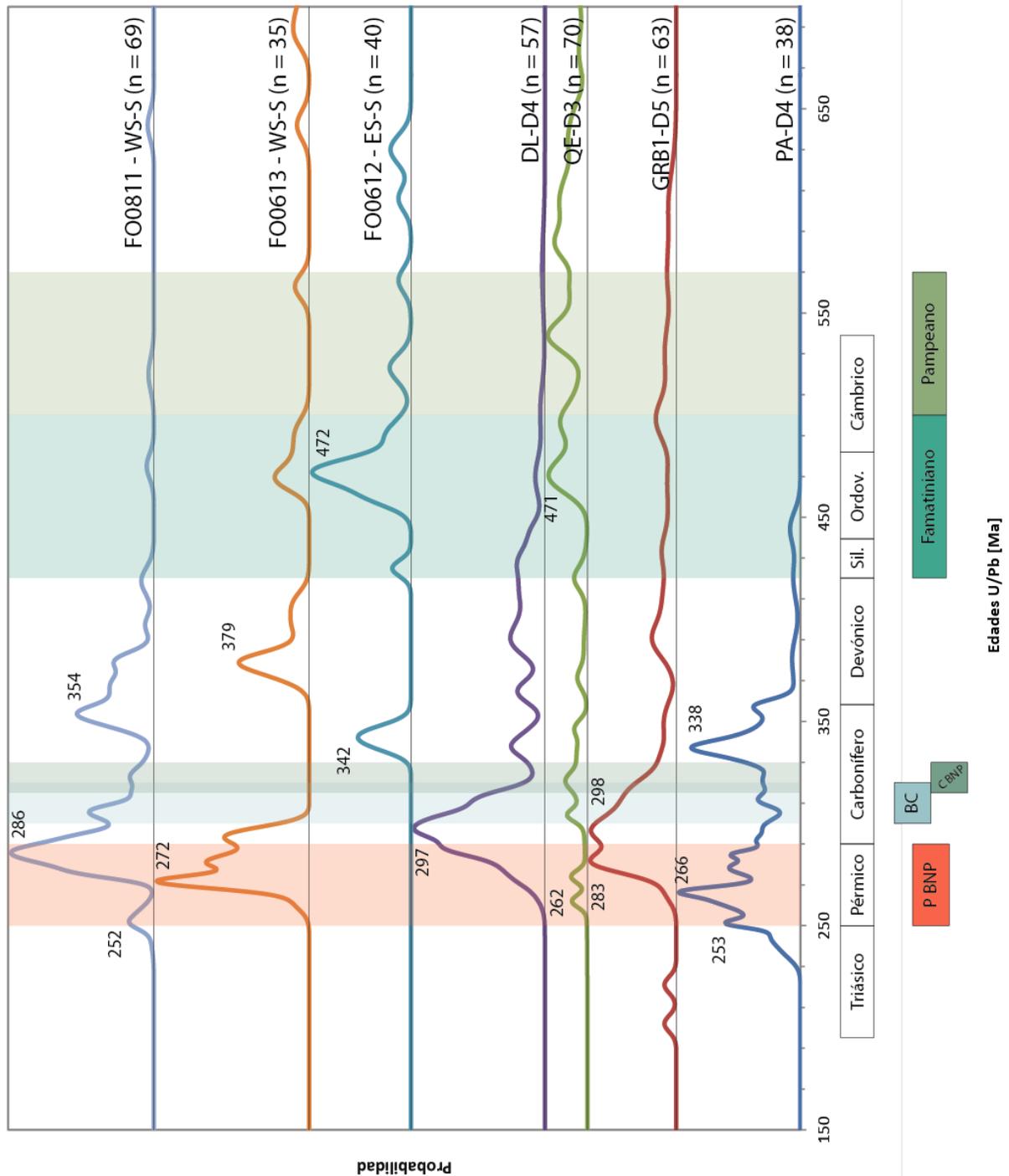


Fig. 4.2: Diagramas de probabilidad relativa normalizados para las muestras del presente estudio y de Hervé et al. (2012) (códigos "FO"), donde las muestras corresponden a la Serie Occidental a excepción de la FO0612 que correspondería a la Serie Oriental, estando estas en la vecindad del área de estudio. El valor "n" representa el número de circones analizados en cada muestra. Se agregan en la sección inferior los periodos de actividad magmática que podrían influir en la proveniencia sedimentaria. Se considera la Orogenia Pampeana (570-500 Ma), Famatiniana (500 – 420 Ma), 'C BNP': Magmatismo Carbonífero del Batolito Nordpatagónico (330 – 315 Ma), BC: Batolito de la Costa (320 – 300 Ma) y 'P BNP': Magmatismo Pérmico del Batolito Nordpatagónico (290 – 250 Ma).

4.1.1. Circones de proveniencia del Paleozoico Temprano

Los peaks pertenecientes a los cinturones móviles Pampeano y Famatiniano son bastante menos numerosos en la Serie Occidental Sur que en la Norte, pero su presencia es notoria en algunas muestras analizadas. Los peaks más notables se concentran a los 470 Ma (Famatiniano) y, en mucha menor medida, a los 530 Ma (Pampeano) (ver Fig. 4.3 para ubicación y datación de los cuerpos más cercanos).

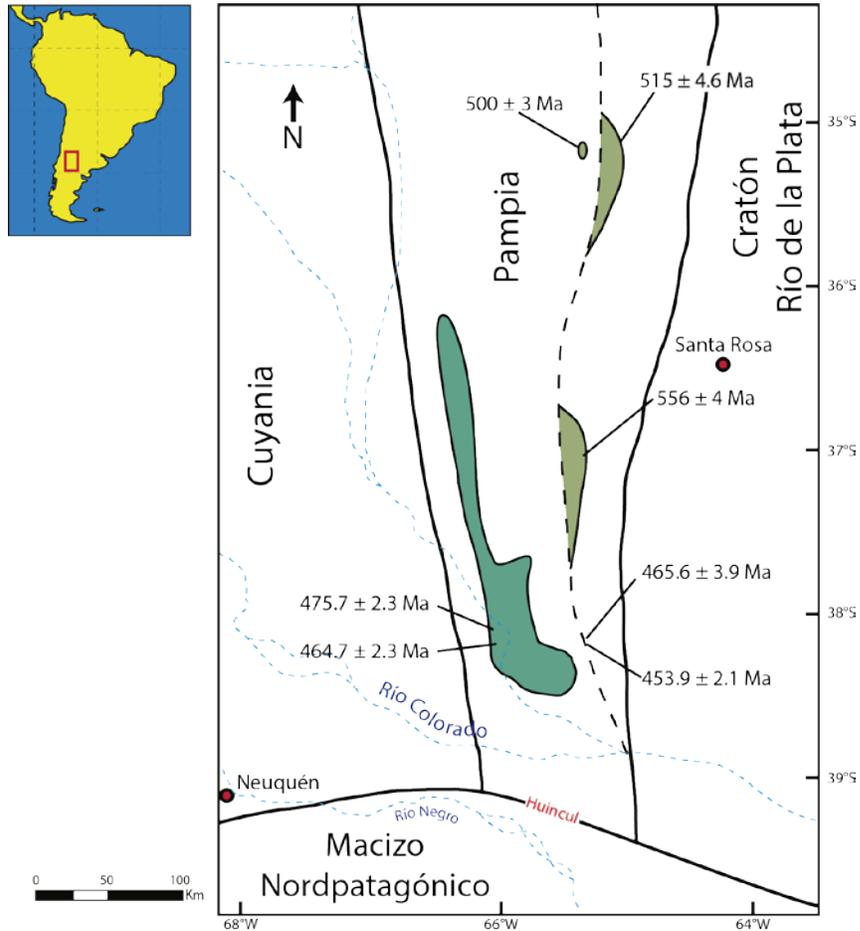


Fig. 4.3: Cuerpos ígneos y metamórficos correspondientes a las orogenias Pampeana y Famatiniana con sus correspondientes edades U-Pb, contextualizadas con los límites inferidos entre los terrenos Cuyania, Pampia y el Cratón Río de la Plata. Figura modificada de Ramos (2010) con datos referidos en este mismo.

Esta presencia de circones presumiblemente provenientes de los cinturones del Paleozoico Temprano en la Serie Occidental daría cuenta de, por lo menos, una vecindad próxima del terreno Patagonia con respecto a Gondwana en el Paleozoico Tardío al momento que se produjo la deposición del protolito.

Existe un aparente decrecimiento en la presencia de circones de los cinturones móviles del Paleozoico Temprano en la Serie Occidental a medida

de que se analizan las muestras más al sur de la zona de estudio, donde las muestras GRB1-D5 y QE-D3 concentran importantes poblaciones del Paleozoico Temprano, mientras que el grupo DL-D4, PA-D4, FO0613 y FO0811, poseen escasos granos de aquellas edades (Fig. 13.3). A pesar de lo anterior, la muestra FO0612, perteneciente a la Serie Oriental Sur, presenta un prominente peak de 470 Ma, el cual representaría la orogenia Famatiniana, encontrándose en la misma latitud de las muestras de la zona de Valdivia (ver Fig. 13.1) que no poseen este prominente peak, lo cual evidenciaría un cambio en la paleogeografía entre la deposición de la Serie Oriental Sur y la Serie Occidental Sur, tema que será discutido en secciones posteriores.

4.1.2. Circones de Proveniencia Devónica

En la mayoría de las muestras, se presentan una serie de peaks pertenecientes al Devónico (420-360 Ma), los cuales la asociación no es tan directa.

Como ya se ha planteado en los antecedentes, existen dos principales ocurrencias magmático/metamórficas que poseen estas edades: el Batolito Achala, cercana a Córdoba, y los cuerpos que conforman el Complejo Colohuincul junto con las tonalitas devónicas de San Martín de los Andes (Fig. 2.20).

La Orogenia Achaliana podría descartarse simplemente por la amplia distancia que la separa a la cuenca donde se depositarían los circones detríticos. Además, de ser esta la fuente de los sedimentos, se esperaría que las poblaciones Devónicas fueran más abundantes en las muestras de la porción norte del área de estudio (*e.g.* GRB1-D5 y QE-D3), pero al contrario, los peaks del Devónico se concentran en latitudes más sur, cercano a los afloramientos de las tonalitas de San Martín de los Andes y el Complejo Colohuincul.

Por otra parte, el Complejo Colohuincul y las tonalitas devónicas podrían ser un candidato como fuente de proveniencia dada la ubicación de estos cuerpos respecto al área de estudio (Fig. 4.3). La complicación con esto último son los escasos afloramientos, de los cuales no existe consenso de su posible génesis. Por una parte algunos autores sugieren un cinturón magmático por subducción (Varela et al., 2005), mientras otros una supuesta colisión del terreno Antonia (Península Antártica y Patagonia) y el Macizo Nordpatagónico entre los 380-360 Ma (Martínez Dopico et al., 2011) o Chilenia con el Macizo Norpatagónico entre los 390-350 Ma (Martínez et al., 2012).

Existen diversas complicaciones en cuanto a la evolución del Macizo Nordpatagónico en el Devónico. Actualmente, se considera que Chilenia tiene

como límite sur el lineamiento E-W de la Falla Huincul (~38°S), por lo que su extensión al 41°S agregaría nuevas problemáticas en cuanto a la evolución del borde gondwánico. En el caso de que, efectivamente sea Chilenia, necesariamente tendría que existir una fase de rifting que separe este terreno a los 38°S y habría que replantearse la evolución tectónica y magmática del Macizo Somún Curá como un proceso acrecionario complejo de distintos bloques tectónicos, como sugiere Chernicoff et al. (2013).

Dada la poca información que defina bien este período, no es descartable tanto un cinturón ígneo debido a subducción, como también una colisión del terreno que conforma la Península Antártica o Chilenia y esto, al parecer, no afectaría de forma abrupta las interpretaciones de este trabajo, por lo cual, independiente de cual sea el caso, la proveniencia de los circones del Devónico es, muy probablemente, de las provincias ígneas y magmáticas al este de la Cordillera de los Andes, como las tonalitas de San Martín de los Andes, el Complejo Colohuincul, Mamil Choique y afloramientos afines, que aunque se encuentran de forma discontinua, podrían haber formado una gran provincia que provea de sedimentos al Complejo Acrecionario del Paleozoico Tardío.

4.1.3. Circones de Proveniencia del Carbonífero Tardío

Diversas fuentes, de edades del Carbonífero superior, se encuentran en el Macizo Nordpatagónico. Pankhurst et al. (2006) (Fig. 4.3) presenta una serie de dataciones U-Pb con edades que fluctúan los 330-300 Ma entre los 41 y 44°S con una orientación NW-SE, Deckart et al. (2014) a su vez presenta una edad de 305 Ma para un pequeño intrusivo aproximadamente a los 40°S. No se registran dataciones U-Pb del gran intrusivo que aflora a los 40°S que, según los mapeos actuales, estaría en contacto con la Serie Oriental Sur.

El lineamiento del Batolito de la Costa con los cuerpos del Carbonífero del Batolito Nordpatagónico, aparentemente, serían la fuente más lógica para la proveniencia de sedimentos de edades del Carbonífero Superior en la Serie Occidental Sur.

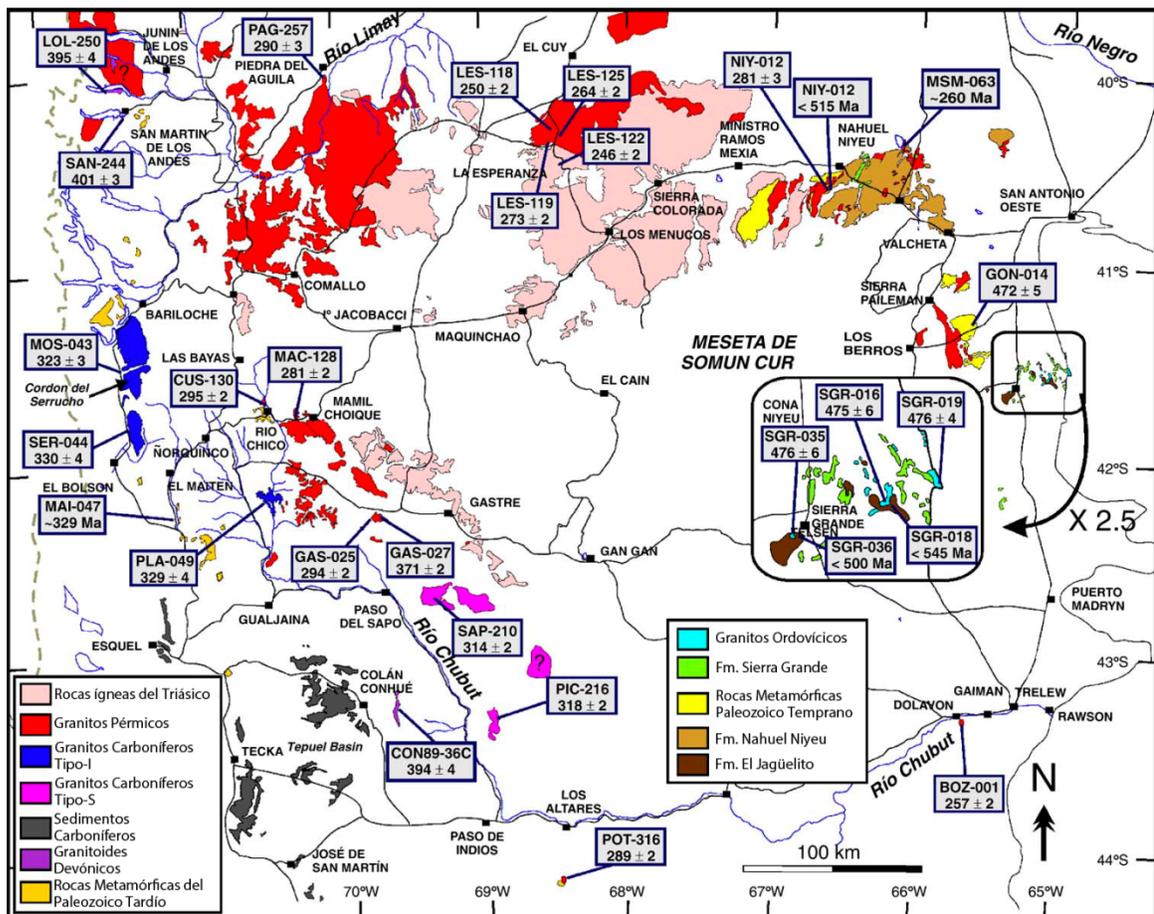


Fig. 4.4: Dataciones U-Pb de los cuerpos ígneos del Batolito Nordpatagónico. Datos y figura modificada de Pankhurst et al. (2006).

4.1.4. Circones de Proveniencia del Pérmico

En gran parte de las muestras de la Serie Occidental Sur (con la excepción de la muestra de Quitratúe (QE-D3)), peaks Pérmicos dominan las poblaciones de circones detríticos. Estos fluctúan entre los 290 y 260 Ma, y también son la población significativa más joven en la mayor parte de las muestras.

Como ya se especificó en los antecedentes, una gran provincia magmática con edades Pérmicas aflora en el norte de la Patagonia, asociado al Arco Mágmatco Norte y la sección más septentrional del Arco Mágmatco Oeste (Pankhurst et al., 2006; Ramos, 2008).

La amplia extensión de estos cuerpos (Fig. 4.3) y la distancia al depósito final de los detritos de la Serie Occidental hacen propicio que sean la principal fuente sedimentaria del Basamento Paleozoico Tardío, dotando de sedimentos tanto desde el cinturón magmático norte, como el cinturón magmático occidental del Batolito Nordpatagónico.

La Fig. 4.2 incluye un resumen gráfico de los eventos magmático/metamórficos que agrupan las rocas que podrían haber aportado sedimentos a la cuenca en estudio, misma información se encuentra en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Tabla resumen de candidatos de proveniencia para sedimentos que conforman el Basamento Paleozoico Tardío en el área de estudio.

Población	Peak Característico	Evento
500-570 Ma	530 Ma	Pampeano / Basamento de Chileña (?)
420-500 Ma	470 Ma	Famatiniano
360-420 Ma	400 Ma	Complejo Colohuincul, Tonalitas de San Martín de los Andes, Mamil Choique y otros
330-340 Ma	No específico	¿?
300-330 Ma	Diversos	Lineamiento Carbonífero Tardío (MNP) / Batolito de la Costa
260-290 Ma	260 y 290 Ma	Provincia Pérmica del Arco Magmático Norte y Occidental

4.2. Paleogeografía de la zona de estudio en el Paleozoico Tardío

Dadas las ubicaciones relativas de las fuentes de los sedimentos que conforman el complejo, es posible inferir algunos aspectos de la paleogeografía de la zona.

4.2.1. Canalización aparente

Se observa que existe un decrecimiento progresivo del aporte de circones detríticos de las orogénias de los cinturones móviles del Paleozoico Temprano (Pampeano y Famatiniano) en la Serie Occidental Sur a medida que se analiza la porción más sureña de la zona de estudio. En la zona de Gorbea-Quitratúe existe una población mayor de estas edades, incluso en la muestra de Quitratúe (QE-D3), el peak mayor es representado por los ~470 Ma, en el grupo de Valdivia existe una variabilidad del porcentaje de aporte Paleozoico Temprano pero siempre menor a la zona anterior, y por último, la muestra FO0811 carece de este tipo de aporte.

Junto con lo anterior, existe un aparente control de las poblaciones desde los 340 a los 400 Ma, donde estas son más presentes en las muestras más al sur y al este del área de estudio, vale decir, más cercanas a las unidades que conformarían el basamento de la Patagonia.

Dada la ubicación de los cinturones móviles del Paleozoico Temprano y de las posibles fuentes de sedimentos con edades Devónicas, es muy probable que, en cierto período del Paleozoico Tardío, existiese una canalización de los detritos del Paleozoico Temprano al norte del Batolito Nordpatagónico, siguiendo una trayectoria similar al lineamiento Huincul en la Patagonia Argentina.

De esta forma, los detritos con edades Ordovícicas y Cámbricas serán más abundantes en facies proximales de la "desembocadura" oeste (Quitratúe - Gorbea), mientras que decaerían en facies más distales (Valdivia), dado que el aporte del Paleozoico Temprano se vería interrumpido por la canalización y/o la barrera topográfica del Macizo Nordpatagónico del arco magmático norte. Así también se explicaría la disímil muestra de Quitratúe (QE-D3), la cual pertenecería a depósitos más interiorizados en esta canalización, por lo cual la "desembocadura" estaría representada por las metapelitas ubicadas a los 38°S en las coordenadas actuales (QE-D3 y GRB1-D5).

El estudio de circones detríticos más próximo a la zona de estudio que involucre las orogénias Pampeana y Famatiniana es el realizado por Ramos et al. (2014) en el Sistema Ventania a los 38°S en el borde oriental del

continente. Las similitudes de las poblaciones de edades del Grupo Pillahuincó con las obtenidas en este estudio (Tabla 4.2) hacen sospechar que, por lo menos, tuvieron una historia de deposición similar, pero la paleogeografía intermedia entre el borde oriental y occidental es difícil de determinar con este tipo de estudios, por lo cual no puede definirse con claridad las magnitudes transversales de la canalización, ni si esta canalización era simplemente continental o alcanzó a poseer corteza oceánica.

Tabla 4.2 Valores-p comparativos obtenidos en K-S Test para todos los datos de la Serie Occidental Sur agrupados (WS-S), el Grupo Pillahuincó agrupado y sus miembros Superior e Inferior. Además se compara con la única muestra de la Serie Oriental Sur (FO0612). Se destacan en amarillo los valores que denotan una probabilidad mayor a 95% de que provengan de la misma fuente.

	WS-S	Pillahuincó	Pillahuincó Sup	Pillahuincó Inf	FO0612 - ES-S
WS-S		0.009	0.118	0.000	0.000
Pillahuincó	0.009		0.001	0.000	0.000
Pillahuincó Sup	0.118	0.001		0.000	0.000
Pillahuincó Inf	0.000	0.000	0.000		0.251
FO0612 - ES-S	0.000	0.000	0.000	0.251	

Dado lo anterior, el transporte de los sedimentos del Paleozoico Temprano en la canalización es de por lo menos unos 800 km en las ubicaciones actuales, por esto, se enfrentan dos posibles panoramas de deposición: un río de amplias proporciones, que siga un lineamiento casi E-W por el 39°S (coordenadas actuales), o un depósito que mezcla dos depósitos marginales de terrenos separados por una cuenca oceánica, uno proveniente del Macizo Nordpatagónico desde el sur y otro desde los terrenos acretados en el Paleozoico Temprano desde el norte, tema que se discute en el modelo tectónico evolutivo.

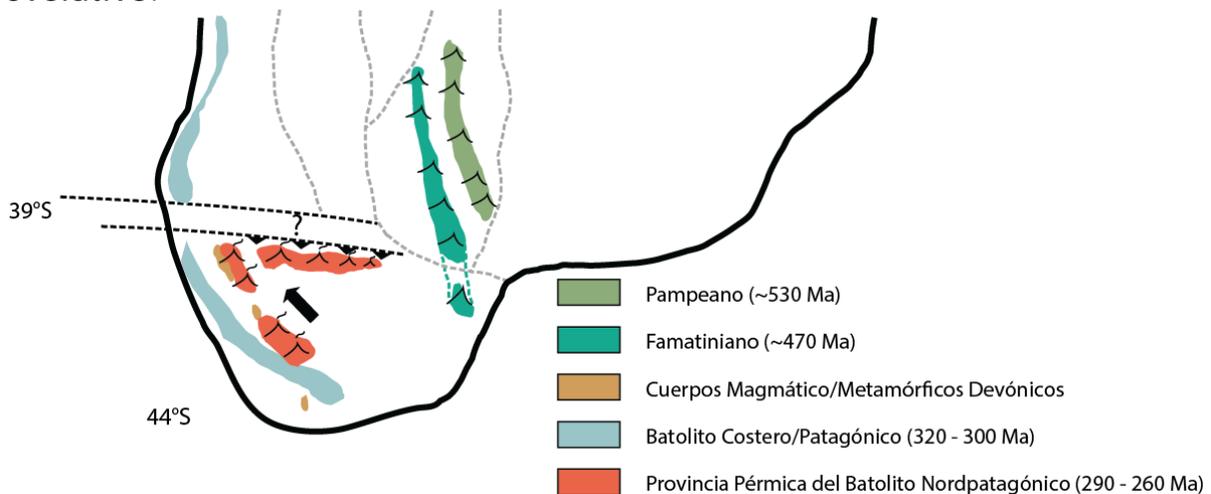


Fig. 4.5: Posible paleogeografía de Gondwana Occidental en el Paleozoico Tardío que resuelve la distribución de los circones de los cinturones móviles del Paleozoico Temprano.

4.3. Consideraciones Tectónicas

Para el modelo tectónico evolutivo de la zona de estudio, se consideraron las provincias magmáticas y metamórficas del Paleozoico, recopiladas en los antecedentes. Un acercamiento en detalle de estas se ilustra en la Fig. 4.6.

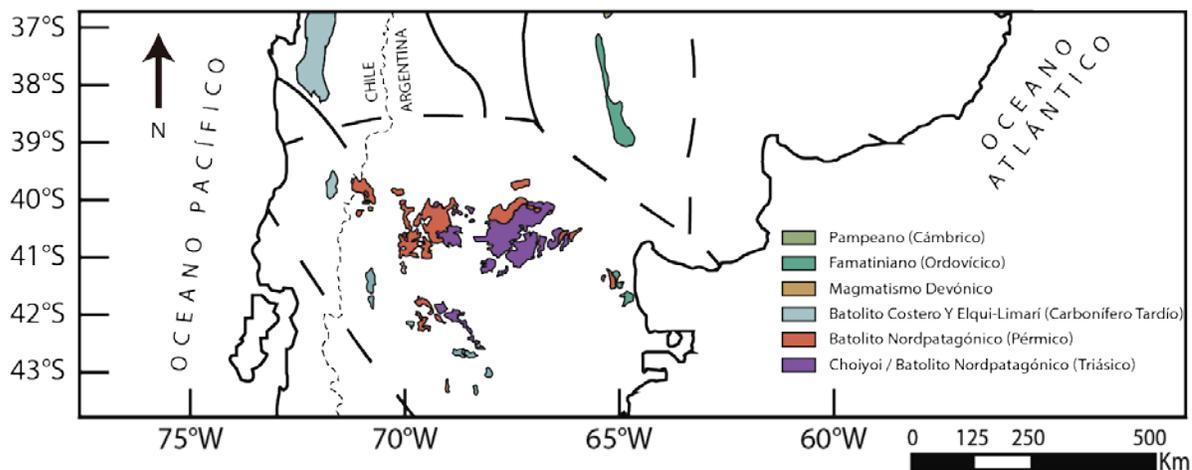


Fig. 4.6: Provincias magmáticas y metamórficas pertinentes a la zona de estudio con las supuestas suturas de los terrenos acretados en el Paleozoico Temprano (líneas gruesas y punteadas). Recopilación realizada con las fuentes indicadas en los antecedentes del presente trabajo

4.3.1. Autoctonía del Macizo Somún Curá

Tradicionalmente, se ha asignado la orogenia Pampeana y Famatiniana como la colisión de Pampia y Cuyania, respectivamente. La irrupción del lineamiento Huincul a los 38°S y las prospecciones geofísicas de la zona apuntan a una discontinuidad de las estructuras N-S, asociado a una acreción del Macizo Somún Curá posterior a estos eventos (e.g. Ramos, 2008).

Por otra parte, Pankhurst et al. (2006) encuentra una serie de manifestaciones de edades Famatinianas en el Macizo, lo cual indicaría que este ya era parte de Gondwana mientras ocurría esta orogenia (Fig. 4.4).

Según Chernicoff et al. (2013), el Macizo Somún Curá respondería a una historia compleja de acreción de bloques tectónicos. En su trabajo distingue el Terreno Surpatagónico, donde se emplazaría el magmatismo devónico en discusión y se formaría el complejo acrecionario del presente estudio; el bloque La Esperanza-Yaminué y finalmente el Terreno Patagonia, como una fracción cratónica mayor que formaba parte de la África actual y fue separada de esta en el Mesozoico.

Los datos obtenidos en este trabajo, los antecedentes petrogenéticos de los cuerpos ultramáficos de La Cabaña y las interpretaciones expuestas en los antecedentes, llevan a considerar un proceso complejo de subducción en el Carbonífero Tardío que conjuga todos estos elementos.

4.3.1.1. Serie Oriental

Como ya se ha mencionado, existe una aparente continuidad de las poblaciones de circones detríticos de la Serie Oriental a lo largo del país (ver Anexo 3). La extensión hacia el sur del sistema Famatiniano se considera tradicionalmente hasta el lineamiento Huincul (~38-39°S), donde hay un truncamiento de las estructuras de la acreción de Precordillera, sin embargo, las ocurrencias magmáticas ordovícicas a los 41°S permiten sospechar una autoctonía, por lo menos, del bloque que alberga esta ocurrencia, es decir, Patagonia (*sensu* Chernicoff et al., 2013). Junto a esto se debe considerar que las edades asociadas a las orogenias Pampeana y Famatiniana no coinciden con otros eventos tectónicos en la vecindad del área de estudio, o al menos, no se han descubierto hasta la fecha.

El hecho de que la Serie Oriental esté intruida por el magmatismo Carbonífero Tardío del Batolito de la Costa y, presumiblemente, el Batolito Nordpatagónico en los 320-300 Ma permiten considerar, por lo menos, una vecindad muy próxima de todos los bloques tectónicos involucrados en la historia acrecionaria de la vecindad, es decir, si es que existió un océano intermedio entre la región de la Patagonia y los terrenos acretados en el Paleozoico Temprano, este era de escasa magnitud, lo cual permitiría el libre transporte de circones provenientes desde los cinturones móviles hasta un presumible margen pasivo donde se deposita la Serie Oriental.

4.3.1.2. Serie Occidental Sur

Las diferencias entre las poblaciones norte y sur de la Serie Occidental son notorias y denotarían un distinto contexto tectónico al de la Serie Oriental, el cual se debió producir posterior o al momento de la intrusión del Batolito de la Costa/Nordpatagónico.

Como ya se ha planteado, la presencia de circones de edades Ordovícicas y Cámbricas en la Serie Occidental Sur es decreciente desde las localidades de Quitratúe hasta el sur de Osorno, lo cual se interpreta como una canalización centralizada para los sedimentos que forman la Serie Occidental Sur.

El hecho de que la Serie Oriental sea uniforme en cuanto a aportes sedimentarios y que la Serie Occidental posea este abrupto cambio marcado por la Zona de Falla Lanalhue, quiere decir que la canalización es por lo menos más joven que 320 Ma y se mantuvo hasta los 260 Ma, como mínimo,

dado que estas son las edades de peaks más jóvenes (con significancia estadística) que fueron encontrados en este estudio.

Estadísticamente, la muestra de Quitratúe es más afín a las "signaturas" poblacionales de la Serie Oriental (ver Anexo 3), lo cual se interpreta como un depósito proximal de la canalización propuesta. El hecho de que no exista magmatismo Carbonífero al este de las localidades de Quitratúe y Gorbea y la cercanía de las ocurrencias de cromititas de La Cabaña hacen considerar que, en efecto, el protolito de Quitratúe podría ser el mismo que el de la Serie Oriental, solo que la sedimentación pudo progresar hasta el Pérmico debido a que no existió un mecanismo de metamorfismo que cerrara el proceso de deposición ya que probablemente el arco magmático Carbonífero, entre el 38 y 39°S, se encontraba más al oeste, aportando a la formación de las cromititas de La Cabaña en un contexto de arco o tras-arco.

4.3.2. Provincia Magmática Pérmica del Batolito Nordpatagónico

Como puede verse en la Fig. 4.6, granitoides pérmicos se alinean en el arco magmático norte a aproximadamente los 40°S y parte del arco magmático occidental.

La génesis de estos granitoides no es del todo claro y posee varias interpretaciones. A pesar de lo anterior, parece bastante probable que el origen de los cuerpos pérmicos del arco norte sea una subducción hacia el sur, bajo el Macizo Somún Curá, que finalizaría con la acreción final del terreno a su posición actual (*e.g.* Ramos 2008; Chernicoff et al. 2013; López de Luchi et al. 2010). Este proceso debería iniciarse desde los 290 Ma, cuando ocurren las primeras intrusiones asociadas a este arco, y continuaría hasta el Triásico, según las edades U-Pb obtenidas al norte del macizo (Pankhurst et al., 2006).

La complicación de este modelo es que según los datos de circones detríticos de la Serie Oriental y el arco Carbonífero Tardío (BNP/BC), el continente se encontraba parcialmente unido por lo menos hasta los 320 Ma, momento en que se inicia la subducción. Por lo tanto, para generar el magmatismo Pérmico la placa oceánica subductante debió haberse generado en el acotado rango de los 320-290 Ma.

4.3.3. Discontinuidad de la Cordillera de la Costa y Cromititas de La Cabaña

Un rasgo geográficamente notorio en el área de estudio es una discontinuidad morfológica de la Cordillera de la Costa entre los 38°30' y 39°S, rango en donde aparte de perderse la topografía, existe un hiato de la actividad magmática del Batolito de la Costa y un aparente movimiento

relativo hacia el este en latitudes más al sur, este último asociado tradicionalmente a la acción de la Zona de Falla Lanalhue en el Pérmico. Este cambio topográfico es abrupto y varía desde los 490 m s.n.m. a los 38°S hasta los 30 m s.n.m en el área indicada en la Fig. 4.7.

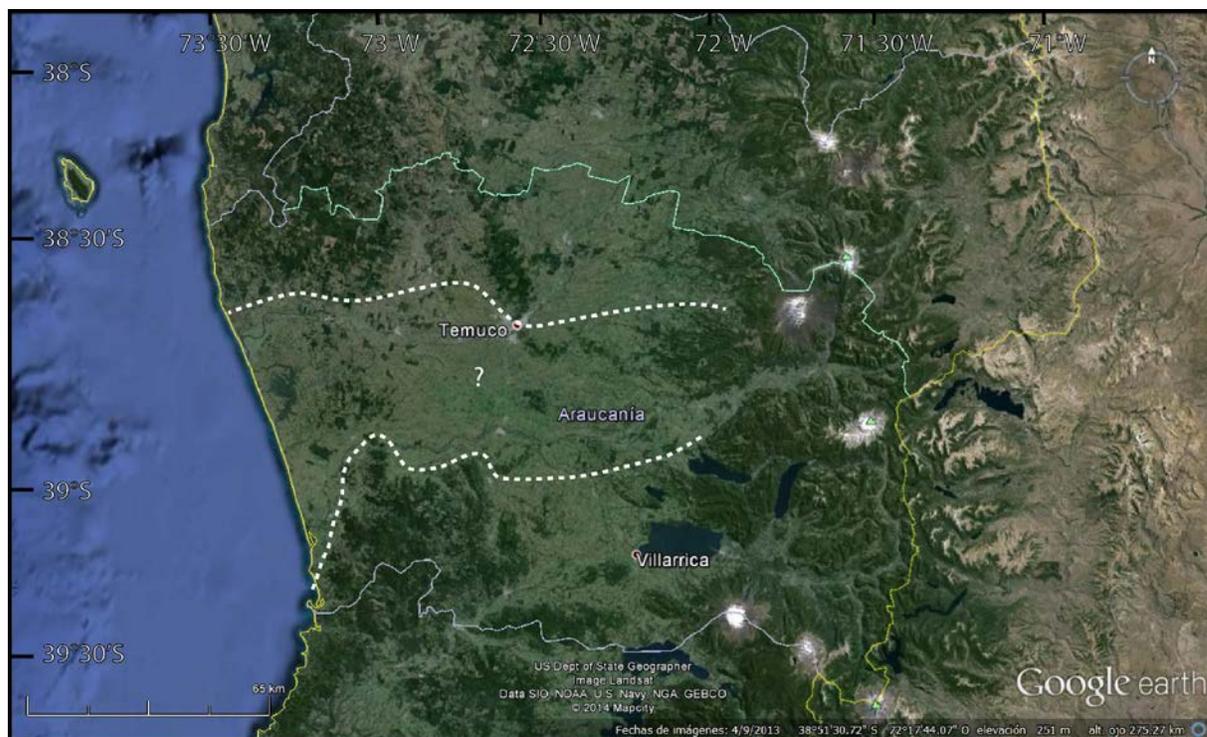


Fig. 4.7: Discontinuidad topográfica de la Cordillera de la Costa y ausencia de magmatismo Carbonífero entre los 38°30'-39°S. Imagen satelital de Google Earth.

Además de esta discontinuidad, e inmediatamente al norte de esta se encuentran los cuerpos serpentiniticos y las cromititas podiformes de La Cabaña (Fig. 2.22).

La génesis de los cuerpos de cromita masiva de La Cabaña aún no se ha dilucidado, pero en términos generales, se asocian a regímenes tectónicos de suprasubducción (véase Robinson et al., 2014; González-Jiménez et al., 2014a; 2014b, para los modelos genéticos más recientes y ejemplos de ocurrencias de cromititas alrededor del mundo asociadas a suprasubducción: Najafzadeh y Ahmadipour, 2014; Singh et al., 2013; Ismail et al., 2014; entre otros), en contraste a modelos previos para el emplazamiento de estos cuerpos (Frutos y Alfaro 1987; Barra et al., 1998).

Considerando que las cromititas y serpentinitas de La Cabaña muestran signatures geoquímicas afines a un ambiente de suprasubducción y, dado que están precisamente entre la Zona de Falla Lanalhue y la discontinuidad geográfica de los 38°30'S, existe una gran posibilidad de que estos cuerpos estén asociados a la subducción en el Carbonífero Tardío que origina el Batolito de la Costa/Nordpatagónico y podría ser un elemento controlador de

la paleogeografía de la zona, específicamente, asociable a la canalización propuesta en este trabajo y la necesaria generación de corteza oceánica entre la Patagonia y los terrenos acretados en el Paleozoico Temprano para subducirla en el Pérmico.

4.4. Modelo Tectónico Evolutivo

Para recapitular, los siguientes elementos han sido considerados para el modelo tectónico evolutivo de la zona.

- Continuidad de las ocurrencias de la Orogenia Famatiniana a los 40°S.
- Discontinuidad geofísica del cinturón Famatiniano a los 38°S, asociado al Sistema Huincul.
- Similitud de los patrones de circones detríticos de la Serie Oriental Sur con la Serie Oriental Norte, asociables estadísticamente con los miembros inferiores del Grupo Pillahuincó del Sistema Ventania (38°S) al extremo oriental del continente actual.
- Autoctonía del bloque Patagónico previo al Carbonífero Tardío debido a la continuidad del Batolito de la Costa (320-300 Ma) hasta el 43°S.
- Hiato del Batolito de la Costa entre los 38-39°S y atenuación del rasgo geomorfológico de la Cordillera de la Costa.
- Emplazamiento de cromititas podiformes en la localidad de La Cabaña (38°30'S), denotando un contexto de suprasubducción.
- Similitud de los patrones de circones detríticos de la Serie Occidental Sur con los miembros superiores del Grupo Pillahuincó del Sistema Ventania.
- Abundancia decreciente de circones Cámbricos y Ordovícicos en las muestras más al sur de la zona de estudio en las metapelitas de la Serie Occidental, infiriéndose un aporte centralizado de estos detritos.

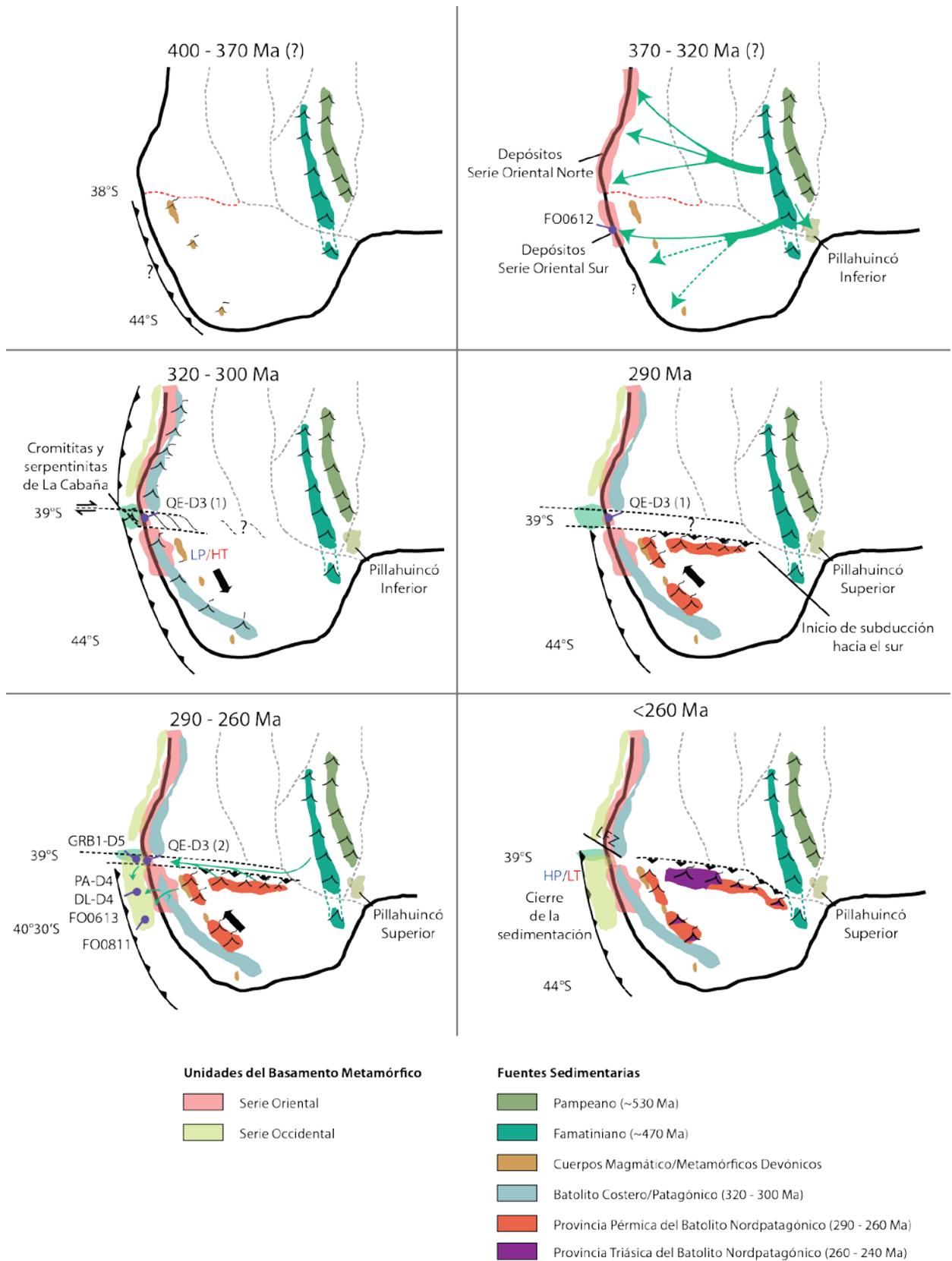


Fig. 4.8: Modelo tectónico evolutivo de la zona de estudio para el Paleozoico Tardío y la dirección de los aportes sedimentarios para las unidades que conforman el Basamento Paleozoico al sur de los 38°S. Se agregan como referencia algunas latitudes (actuales) en el modelo para la estimación de distancias.

El modelo tectónico evolutivo propuesto (Fig. 4.8) tiene alcances desde por lo menos el Carbonífero Inferior, hasta el Permo-Triásico.

4.4.1. Pre-Carbonífero a Missisipiano

Se postula que los sedimentos que conforman la Serie Oriental se depositaron en el margen occidental del continente, presumiblemente en un margen pasivo, posterior a tanto un supuesto arco Devónico como una ocurrencia metamórfica, entre los 40 y 43°S. La uniformidad de los patrones de la Serie Oriental Norte y Sur indicarían por lo menos una vecindad muy próxima de todos los bloques involucrados y los sedimentos depositados entre la Serie Oriental Norte y Sur podrían estar representados por el protolito sedimentario de la muestra de Quitratúe, con la diferencia que esta zona no sufrió de un metamorfismo de alta temperatura sincrónicamente al resto de la Serie Oriental.

4.4.2. Pennsylvaniano (320-300 Ma)

Posterior a la deposición del protolito de la Serie Oriental, se inicia la subducción en el margen gondwánico, siendo esto representado por el Batolito de la Costa y el Batolito Nordpatagónico, con edades U-Pb acotadas a los 320-300 Ma. En el momento de esta intrusión, necesariamente debe producirse una discontinuidad tectónica entre los 38-39°S para producir tanto la ascensión de material mantélico en La Cabaña, generar el hiato del magmatismo Carbonífero que, de haberse producido, hubiera metamorfozido la unidad de Quitratúe; generar una corteza intermedia entre el Macizo Somún Curá y el resto de Gondwana que posteriormente se subductaría en el Pérmico, y configurar la paleogeografía que canaliza los detritos de edades Cámbricas y Ordovícicas hasta la Serie Occidental.

Esta discontinuidad tectónica se plantea como un cambio en las tasas de convergencia de la subducción respecto a la discontinuidad actual del 38-39°S (Fig. 4.7), donde esto, además de cesar el proceso de acreción de sedimentos en la Serie Occidental Norte y continuarlo en la sección sur, en la interfase se generaría un régimen presumiblemente transtensivo por medio de un sistema de fallas transformantes afines a este cambio en la subducción del margen de Gondwana Occidental. Se presume que la Zona de Falla Lanalhue, aunque posterior, se asocia a este fenómeno como una falla secundaria de la transtensión, pero parece más representativa la

discontinuidad topográfica de la Cordillera de la Costa y el hiato del magmatismo Carbonífero como un controlador del proceso acrecionario a los 39°S.

Este régimen permitiría que el arco magmático Carbonífero, en un contexto muy local manifestado por las cromititas de La Cabaña, no se encuentre en la corteza continental y podría interpretarse tanto como una zona de ascensión de material astenosférico producido por un slab tearing (Robinson et al. 2014; Fig. 4.9), como también un arco muy reducido sobre placa oceánica.

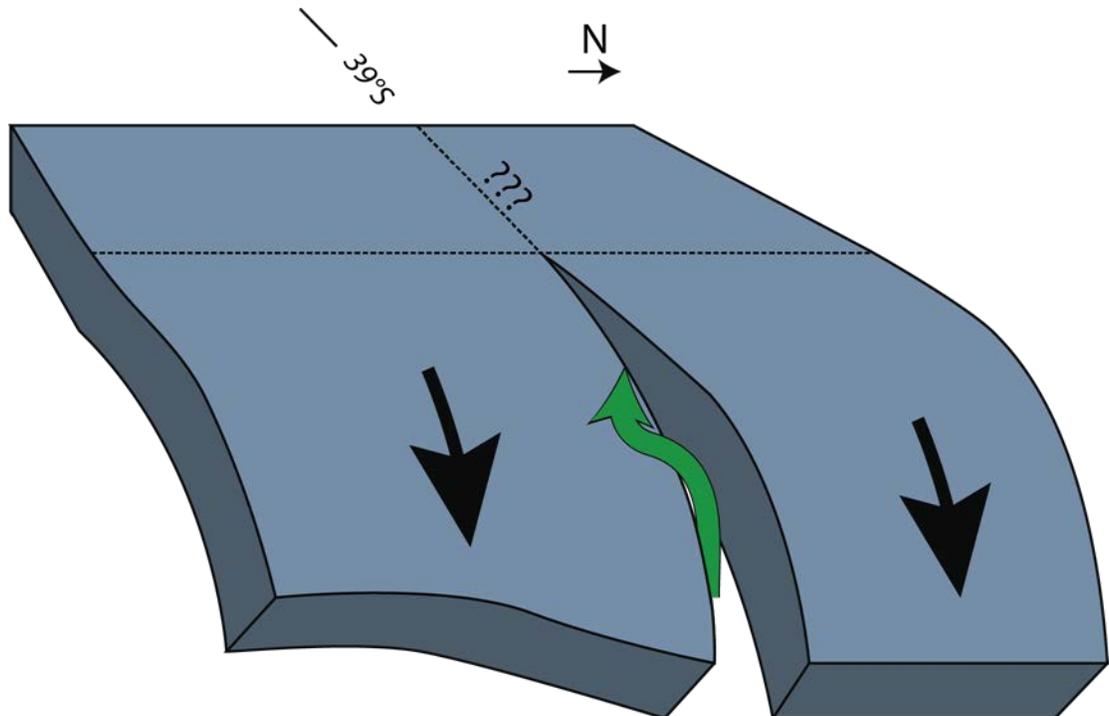


Fig. 4.9: Posible discontinuidad generada en el Paleozoico Tardío en el slab subductante que permite tanto el ascenso de material astenosférico (cromititas) como la segmentación de la Serie Occidental Norte y Sur.

El aporte de sedimentos del Paleozoico Temprano, vale decir, las orogénias Pampeanas y Famatinianas, estarían controlados por este lineamiento, pero su principal fuente sedimentaria son los granitoides Pérmicos tanto del Cinturón Norte como del Occidental del Macizo Nordpatagónico (290-260 Ma).

4.4.3. Pérmico (290-260 Ma)

La génesis de los granitoides Pérmicos del Cinturón Occidental es claramente asociable a una continuación de la subducción del Carbonífero Tardío, mientras que el Cinturón Norte puede ser la manifestación de un cierre de la cuenca producida por el régimen transtensional del Carbonífero

Tardío. La complicación de esto último es que no se espera que por un régimen transtensional se genere la suficiente corteza oceánica para luego ser subductada y, hasta ahora, no existen evidencias petrogenéticas de una apertura de cuenca ni tampoco de un cierre de esta, dado que no se han reportado ningún tipo de miembro máfico o ultramáfico en el lineamiento Huinul, hecho que se debería esperar en un cierre oceánico.

4.4.4. Triásico (?)

Finalmente, el metamorfismo de alta presión y baja temperatura de la Serie Occidental Sur cierra el proceso de sedimentación y permite determinar que el proceso duró por lo menos hasta después de los 250 Ma según las edades más jóvenes obtenidas en el presente estudio. Además se tiene una muestra con dos circones con edades cercanas a los 200 Ma, los cuales a pesar de su nula representatividad estadística, podrían permitir sospechar que el proceso de acreción de sedimentos pudo haberse extendido hasta el Jurásico en la Serie Occidental Sur.

5. Conclusiones

El análisis de poblaciones de circones detríticos en la porción sur del basamento Paleozoico Tardío permite distinguir diferencias en la paleogeografía de la zona y, con absoluta claridad, se detecta un cambio en el régimen tectónico desde la deposición de la Serie Oriental y la Serie Occidental Sur en un tiempo acotado al Carbonífero Tardío, momento en que se reinicia la subducción en el margen occidental segmentada a los 38-39°S, donde al norte la acreción de sedimentos se detiene y al sur progresa hasta el Triásico, e incluso, se permite proseguir hasta el Jurásico.

Se estima que al momento en que se deposita la Serie Oriental, los bloques tectónicos (terrenos) que conforman Gondwana ya se encontraban amalgamados y el reinicio de la subducción en el margen occidental cambia la paleogeografía de la zona.

La segmentación del 38-39°S parece controlar el aporte sedimentario de los cinturones del Paleozoico Temprano, siendo estos menores a medida que se analizan muestras más al sur del 38°S, y controla que no exista magmatismo en la zona de Quitratúe, cuyo análisis de proveniencia de detritos es estadísticamente más afín a una muestra de la Serie Oriental que de la Occidental, lo que denota que no existió un arco continental en aquel momento en ese lugar. Esta segmentación es muy probable que se deba a una distinta tasa de convergencia de la placa oceánica subductada, posiblemente con un tear-off de esta y que posiblemente esté relacionada a la petrogénesis de cromititas y cuerpos ultramáficos del sector La Cabaña.

El principal aporte sedimentario de la Serie Occidental Sur es proveniente del magmatismo Pérmico de los cinturones Norte y Occidental del Batolito Nordpatagónico, donde el arco norte parece responder al cierre de la cuenca que, posiblemente, se generó producto de una extensión transtensional alineada a los 38°S, asociable al lineamiento Huincul, aunque el modelo aún requiere más estudios para corroborar esta hipótesis. Por otra parte, el Cinturón Occidental del Batolito Nordpatagónico respondería al magmatismo producto de la subducción en el borde gondwánico que presumiblemente metamorfiza los sedimentos en condiciones de alta presión y baja temperatura desde el Pérmico hasta el Triásico, abriéndose también la opción de una continuidad de este proceso hasta el Jurásico.

6. Bibliografía

- Aceñaloza, F., y Toselli, A. (1976). Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2° *Congreso Latinoamericano de Geología* (págs. 755-764). Caracas: Editorial Zucra, 2.
- Aceñaloza, F., Miller, H., y Toselli, A. (2002). Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America - a discussion. *Tectonophysics*, vol 354, 121-137.
- Adams, C., Miller, H., Aceñaloza, F., y Toselli, A. (2009). Detrital zircon U-Pb ages of the Puncoviscana Formation and its metamorphic equivalents in Catamarca and La Rioja, northwest Argentina. *International Lateinamerika-Colloquium. Univeritätsdrucke Gottingen*, (págs. 20-21).
- Adams, C., Miller, H., Toselli, A., y Griffin, W. (2008). The Puncoviscana Formation of northwest Argentina: U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 247, (págs. 341-352).
- Alfaro, G. (1980). Antecedentes preliminares sobre la composición y génesis de las cromitas de La Cabaña (Cautín). *Revista Geológica de Chile*, N° 11, 29-41.
- Alfaro, G. (1982). Distribución de la mineralización en la Cordillera de la Costa entre los 38° y 40° latitud sur. *III Congreso Geológico Chileno, Actas*, vol. 2, (págs. 38-59). Concepción, Chile.
- Astini, R., Benedetto, J., y Vaccari, N. (1995). The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentia rifted, drifted and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, V.107, N° 3, 253-273.
- Augustsson, C., y Bahlburg, H. (2003). Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constraints of meta-sediments in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile (46°30'–48°30'S). *Geological Society, London, Special Publications*, v.208, 253-268.
- Bahlburg, H., y Hervé, F. (1997). Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, no. 7, 869-884.

- Barazangi, M., y Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, v. 4, n° 11, 686-692.
- Barra, F. (1996). Estudio petrográfico de serpentinitas y mineralógico de cromitas del área de La Cabaña, Provincia de Cautín, IX Región, Chile. *Memoria de Título (inédito)*, Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra, 170 p.
- Barra, F., Rabbia, O., Alfaro, G., Miller, H., Höfer, C., y Kraus, S. (1998). Serpentinitas y cromitas de La Cabaña, Cordillera de la Costa, Chile central. *Revista geológica de Chile*, vol. 25, 29-44.
- Basei, M., Frimmel, H., Nutman, A., Preciozzi, F., y Jacob, J. (2005). A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, vol. 139, 195-221.
- Borello, A. (1963). Fremontella inopinata n. sp. del Cámbrico de la Argentina. *Ameghiniana*, vol. 3, n° 3, 51-55.
- Borello, A. (1965). Sobre la presencia del Cámbrico inferior olenellidiano en la Sierra de Zonda, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, vol. 3, n° 10, 313-318.
- Bossi, J., y Cingolani, C. (2009). Extension and General Evolution of the Río de la Plata Craton. *Developments in Precambrian Geology*, vol. 16, 73-85.
- Bourgeois, J. (1989). Tectonic history of the Peruvian margin with special reference to tectonic erosion. *International Geologic Congress, n° 28, Abstracts*, vol. 1, (pág. 184). Washington D.C.
- Brito, B., da Costa, M., y Fuck, R. (1999). From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, vol. 22, n° 3, 155-166.
- Casquet, C., Fanning, C., Galindo, C., Pankhurst, R., Rapela, C., y Torres, P. (2010). The Arequipa Massif of Peru: New SHRIMP and isotope constraints on a Paleoproterozoic inlier in the Grenvillian orogen. *Journal of South American earth sciences*, vol. 29, 128-142.
- Castro, A., Díaz-Alvarado, J., y Fernández, C. (2014, vol. 25). Fractionation and incipient self-granulitization during deep-crust emplacement of Lower Ordovician Valle Fértil batholith at the Gondwana active margin of South America. *Gondwana Research*, 685-706.

- Chernicoff, C., y Zappetinni, E. (2004). Geophysical evidence for terrane boundaries in south-central Argentina. *Gondwana Research*, vol. 7, 1105-1116.
- Chernicoff, C., Zappettini, E., y Peroni, J. (2014). The Rhyacian El Cortijo suture zone: Aeromagnetic signature and insights for the geodynamic evolution of the southwestern Rio de la Plata craton, Argentina. *Geoscience Frontiers*, vol. 5, 43-52.
- Chernicoff, C., Zappettini, E., Santos, J., McNaughton, J., y Belousova, E. (2013). Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Rio Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers*, vol. 4, 37-56.
- Coira, B., Kay, S., Pérez, B., Woll, B., Hanning, M., y Flores, P. (1999). Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. *Geological Society of America, Special Papers*, 336, 145-170.
- Crignola, P., Duhart, P., McDonough, y Muñoz, J. (1997). Antecedentes geoquímicos acerca del origen de los esquistos máficos y cuerpos ultramáficos en la Cordillera de la Costa, sector norte de la Xa Región, Chile. *Congreso Geológico Chileno, n°8, Actas*, vol. 2, (págs. 1254-1258). Antofagasta.
- Dahlquist, J., y Galindo, C. (2004). Geoquímica isotópica de los granitoides de la sierra de Chepes: un modelo geotectónico y termal, implicancias para el orógeno famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 59, n°1, 57-69.
- Dahlquist, J., Pankhurst, R., Rapela, C., Casquet, C., Fanning, C., Alasino, P., y Baez, M. (2006). The San Blas Pluton: an example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American earth sciences*, vol. 20, 341-350.
- Dahlquist, J., Pankhurst, R., Rapela, C., Galindo, C., Alasino, P., Fanning, C., Saavedra, J., Baldo, E. (2008). New SHRIMP U-Pb data from the Famatina complex: constraining Early-Mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geológica Acta*, vol. 6, 319-333.
- Dahlquist, J., Alasino, P., Nelson, G., Galindo, C., y Casquet, C. (2010). Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos*, vol. 115, 65-81.

- Dahlquist, J., Pankhurst, R., Gaschnig, R., Rapela, R., Casquet, C., Alasino, P., Galindo, C., Baldo, E. (2013). Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research*, vol. 23, 1617-1630.
- Dalla Salda, L., Varela, R., Cingolani, C., y Aragón, E. (1994). The Río Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 7, 3-4.
- Dalla, L., Cingolani, C., y Varela, R. (1992). Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, vol. 20, n°7, 617-620.
- Davis, J., Roeske, S., McClelland, W., y Snee, L. (1999). Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. *Geological Society of America, Special Papers*, vol. 336, 115-138.
- Deckart, K., Hervé, F., Fanning, M., Ramírez, V., Calderón, M., y Godoy, E. (Sometido). U-Pb geochronology and Hf-O isotopes of zircons from the pennsylvanian coastal batholith, south central Chile. *Andean Geology*.
- Díaz, L., Vivallo, W., Alfaro, G., y Cisternas, M. (1988). Geoquímica de los Esquistos Paleozoicos de Bahía Mansa, Osorno, Chile. *Congreso Geológico Chileno, n° 5, Actas*, vol. 2, (págs. E75-E96). Santiago.
- Duhart, P., McDonough, M., Muñoz, J., Martin, M., y Villaneuve, M. (2001). El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°S): Geocronología K-Ar, 40Ar/39Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*, vol. 28, 179-208.
- Durand, F. (1996). La transición Precámbrico-Cámbrico en el sur de Sudamérica. En B. Baldis, y F. Aceñalaza, *Early Paleozoic Evolution in Northwest Gondwana. Serie Correlación Geológica*, 12: (págs. 195-206).
- Escayola, M., Pimentel, M., y Armstrong, R. (2007). Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology*, vol. 35, 495-498.
- Frutos, J., y Alfaro, G. (1987). Metallogenetic and Tectonic characteristics of the Paleozoic Ophiolitic Belt of the Southern Chile Coast Cordillera. *Geologische Rundschau*, vol. 76, 343-356.

- Fuck, R., Brito, B., y Schobbenahus, C. (2008). Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, vol. 160, 108-126.
- Gehrels, G. (2009). *Arizona LaserChron Center analysis tools for U-Th-Pb geochronologic data*. Recuperado el 10 de Marzo de 2014, de <http://www.geo.arizona.edu/alc>:
http://docs.google.com/View?id=dcbpr8b2_7c3sgpxft
- González-Jiménez, J., Griffin, W., Gervilla, F., Proenza, J., O'Reilly, S., y Pearson, N. (2014). Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. *Lithos*, vol. 189, 127-139.
- González-Jiménez, J., Griffin, W., Proenza, J., Gervilla, F., O'Reilly, S., Akbulut, M., Pearson, N., Arai, S. (2014). Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part II. The crystallization of chromitites. *Lithos*, vol. 189, 140-158.
- González-Menéndez, L., Gallastegui, G., Cuesta, A., Heredia, N., y Rubio-Ordóñez, A. (2013). Petrogenesis of Early Paleozoic basalts and gabbros in the western Cuyania terrane: Constraints on the tectonic setting of the southwestern Gondwana margin (Sierra del Tigre, Andean Argentine Precordillera). *Gondwana Research*, vol. 24, 359-376.
- Grissom, G., Debari, S., y Snee, L. (1998). Geology of the Sierra de Fiambala, northwestern Argentina: implications for early Palaeozoic Andean tectonics. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 142, 297-323.
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M., Toselli, A., Rossi, J., y de la Rosa, J. (2009). Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Science*, vol. 98, 1001-1025.
- Guynn, J., y Gehrels, G. (2010). *Comparison of detrital zircon age distributions using the K-S test: University of Arizona online dataset*. Recuperado el 10 de Marzo de 2014, de www.geo.arizona.edu/alc
- Haller, M., y Ramos, V. (1984). Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas, 2*, (págs. 66-83). Bariloche.
- Haller, M., y Ramos, V. (1993). Las ofiolitas y otras rocas afines. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, (págs. 31-39). Mendoza.

- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C., Pankhurst, R., y Godoy, E. (2012). Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 1122–1135.
- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., y Drake, R. (1988). Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, vol 1, 185-194.
- Höckenreiner, M., Söllner, F., y Miller, H. (2003). Dating the TIPA shear zone: an early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 16, 45-66.
- Höfer, C., Kraus, S., Miller, H., Alfaro, G., y Barra, F. (2001). Chromite-bearing serpentinite bodies within an arc-backarc metamorphic complex near La Cabaña, south Chilean Coastal Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 14, 113-126.
- Hufmann, L., y Massone, H. (2000). Ancient arc/back-arc and N-MORB volcanics incorporated in the late palaeozoic/early mesozoic metamorphic complex of the coastal Cordillera of Chiloé, Southern Central Chile. *Congreso Geológico Chileno, n° 9, Actas 2*, (págs. 738-741). Puerto Varas.
- Ismail, S., Kettanah, Y., Chalabi, S., Ahmed, A., y Arai, S. (2014). Petrogenesis and PGE distribution in the Al- and Cr-rich chromitites of the Qalander ophiolite, northeastern Iraq: Implications for the tectonic environment of the Iraqi Zagros Suture Zone. *Lithos*, vol. 202-203, 21-36.
- Ježek, P., y Miller, H. (1987). Petrology and facies analysis of turbiditic sedimentary rocks of the Puncoviscana trough (Upper Precambrian–Lower Cambrian) in the basement of the NW Argentine Andes. *American Geophysical Union, Gondwana Six*, 287-293.
- Kato, T. (1976). The relationship between low-grade metamorphism and tectonics in the Coast Ranges of Central Chile. *Ph.D. Thesis, Univ. California, Los Angeles*, 120 p.
- Kato, T., y Godoy, E. (1995). Petrogenesis and tectonic significance of Late Paleozoic coarse-crystalline blueschist and amphibolite boulders in the Coastal Range of Chile. *International Geology Review*, vol. 37, 992-1006.

- Kay, S., Ramos, V., y Kay, R. (1984). Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas en la Precordillera Occidental: Basaltos de rift oceánicos tempranos (?) próximos al margen continental. *IX Congreso Geológico Argentino, Actas 2*, (págs. 48-65). San Carlos de Bariloche.
- Kay, S., Ramos, V., Mpodozis, C., y Sruoga, P. (1989). Late Paleozoic to Jurassic silico magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, vol. 17, 324-328.
- Kleiman, L., y Japas, M. (2009). The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, vol. 437, 283-299.
- Kostadinoff, J., Gregori, D., Raniolo, A., López, V., y Strazzere, L. (2006). Configuración geológica-geofísica del sector sur de la provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 61, n°2, 279-285.
- Krawczyk, C. (2003). Amphibious seismic survey images plate interface at 1960 Chile earthquake. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, vol. 84, 301-305.
- Krishnakanta, A., Debala, L., Ibotombi, N., Subramanyam, K., Bikramaditya, R., y Satyanarayanan, M. (2013). Platinum-group elements and gold distributions in peridotites and associated podiform chromitites of the Manipur Ophiolitic Complex, Indo-Myanmar Orogenic Belt, Northeast India. *Chemie der Erde - Geochemistry*, vol. 73, 147-161.
- Lazarte, J. (1991). Estudio petrológico y geoquímico de los granitoides de las sierras de Papachacra y Culampajá. Relaciones metalogenéticas. *Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales. Instituto Lillo, Universidad Nacional de Tucumán (inédito)*, 270p.
- Linares, E., Cagnoni, M., Do Campo, M., y Ostera, H. (1988). Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 1, 53-61.
- Lira, R., Millone, H., Kirschbaum, A., y Moreno, R. (1997). Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 10, 157-177.
- Llambías, E., Sato, A., Ortiz Suárez, A., y Prozzi, C. (1998). The granitoids of the Sierra de San Luis.» En The Proto-Andean margin of Gondwana. En R. Pankhurst, y C. Rapela, *The Proto-Andean margin of Gondwana*

- (págs. 325-341). Londres: Geological Society, Special Publications, vol. 142.
- Lopez de Luchi, M., Rapalini, E., y Tomezzoli, R. (2010). Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana? *Tectonophysics*, vol. 494, 118-137.
- López de Luchi, M., Siegesmund, S., Wemmer, K., Steenken, A., y Naumann, R. (2007). Geochemical constraints on the petrogenesis of the Paleozoic granitoids of the Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Science*, vol. 24, 138-166.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R., y Figueroa, O. (2004). Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 17, 103-119.
- Ludwig, K. (2010). Isoplot/Ex version 4.1, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication n. 4*.
- Marques de Almeida, F., Brito Neves, B., y Dal Ré Carneiro, C. (2000). The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Review*, vol. 50, 77-111.
- Martínez Dopico, C., López de Luchi, M., Rapalini, A., y Kleinhanns, I. (2011). Crustal segments in the North Patagonian Massif, Patagonia: An integrated perspective based on Sm–Nd isotope systematics. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 31, 324-341.
- Martínez, J., Dristasa, J., y Massone, H. (2012). Palaeozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure. *International Geology Review*, vol. 54, 472-490.
- Miller, H., y Söllner, F. (2005). The Famatina Complex (NW Argentina): back-docking of an island arc terrane accretion? Early Palaeozoic geodynamics at the western Gondwana margin. *Geological Society London, Special Publications*, vol. 246, 241-256.
- Miranda, S., y Introcaso, A. (1996). Cartas gravimétricas y comportamiento isostático areal de la Sierra de Córdoba, República Argentina. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, (págs. 407-417). Buenos Aires.

- Moreno, F. (1882). Patagonia, resto de un antiguo continente hoy sumergido. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, vol. 14, 97-131.
- Mosquera, A., y Ramos, V. (2006). Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. *Geological Society America. Special Paper 407*, 97-123.
- Mpodozis, C., y Kay, S. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31°S). *Andean Geology*, vol. 17, 153-180.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. (1990). The Andes of Chile. En J. Cañas, J. Reinemud, y G. Ericksen, *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources.: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series* (págs. 59-90). Houston, TX: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources.
- Muñoz Cristi, J. (1962). Comentarios sobre los granitos chilenos. *Publ. Soc. Geol. Chile*, 15-19.
- Muñoz, V., Hervé, F., Massone, H., Mendebach, O., y Willner, A. (1997). Primer hallazgo de zussmanita en Chile, indicador de facies metamórficas de alta presión-baja temperatura. In , p. 1389-1393. Antofagasta. *IX Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol. 2*, (págs. 1389-1393). Antofagasta.
- Najafzadeh, A., y Ahmadipour, H. (2014). Using platinum-group elements and Au geochemistry to constrain the genesis of podiform chromitites and associated peridotites from the Soghan mafic-ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, vol. 60, 60-75.
- Omarini, R., Sureda, R., López de Azarevich, V., y Hauser, N. (2008). El basamento neoproterozoico cámbrico inferior en la provincia de Jujuy. *17° Congreso Geológico Argentino*, (págs. 17-28). Jujuy.
- Otamendi, J., Ducea, M., y Bergantz, W. (2012). Geological, petrological and geochemical evidence for progressive construction of an arc crustal section, Sierra de Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology*, vol. 53, 761-800.
- Otamendi, J., Ducea, M., Tibaldi, A., Bergantz, G., de la Rosa, J., y Vujovich, G. (2009). Generation of tonalitic and dioritic magmas by coupled partial melting of gabbroic and metasedimentary rocks within the deep crust of the Famatinian magmatic arc, Argentina. *Journal of Petrology*, vol. 50, 841-873.

- Pankhurst, R., Rapela, C., y Fanning, C. (2000). Age and origin of coeval TTG, I-S type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Geological Society of America Special Papers*, vol. 350, 151-168.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, C., y Márquez, M. (2006). Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, vol. 76, 235-257.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I., y Fanning, C. (1998). The Famatinian magmatic arc in the southern Sierras Pampeanas. *Geological Society, Special Publication*, vol. 142, 343-368.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., y Hergt, J. (2011). Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, N°26, 2508-2518.
- Press, W., Flannery, B., Teukolsky, S., y Vetterling, W. (1986). Numerical recipes, The art of scientific computing. *Cambridge University Press*, 186.
- Quenardelle, S., y Ramos, V. (1999). The Ordovician western Sierras Pampeanas magmatic belt: record of Precordillera accretion in Argentina. *GSA Special Papers*, vol. 336, 63-86.
- Ramos, A., Chemale, F., Naipauer, M., y Pazos, P. (2014). A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana. *Gondwana Research*, vol. 26, 719-740.
- Ramos, V. (1988). Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a collisional history. *Episodes* 11, 168-174.
- Ramos, V. (2008). Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Patagonia: A paleozoic continent adrift?*, vol. 26, 235-251.
- Ramos, V. (2010). The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 29, 77-91.
- Ramos, V., Escayola, M., Mutti, D., y Vujovich, G. (2000). Proterozoic-early Paleozoic ophiolites in the Andean basement of southern South America. *Geological Society of America Special Papers*, vol. 349, 331-349.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J., y Palma, M. (1984). Chilenia un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *9° Congreso Geológico Argentino*, (págs. 84-106). Bariloche.

- Ramos, V., Vujovich, G., Martino, R., y Otamendi, J. (2010). Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, vol. 50, 243-255.
- Rapela, C., Coira, B., Toselli, A., y Saavedra, J. (1992). El magmatismo del Paleozoico inferior en el Sudoeste de Gondwana. En J. Saavedra, I. Rábano, y J. Gutiérrez-Marco, *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (págs. 21-68). Extremadura: Universidad de Extremadura.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C., y Saavedra, J. (2001). Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in the central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. *III South American Symposium on Isotope Geology*, (págs. 616-619). Cautín, Chile.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., y Galindo, C. (1998). Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, vol. 26, 707-710.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., y Galindo, E. (1998). The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: Evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. *Geological Society, London, Special Publications*, 142, 181-217.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Fanning, C., Baldo, E., González-Casado, J., Galindo, C., Dahlquist, J. (2007). The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, vol. 83, 49-82.
- Rapela, C., Toselli, A., Heaman, L., y Saavedra, J. (1990). Granite plutonism of the Sierras Pampeanas: an inner cordilleran Paleozoic arc in the Southern Andes. *GSA, Special Paper*, vol. 241, 77-90.
- Robinson, P., Trumbull, R., Schmitt, A., Yang, J., Li, J., Zhou, M., Erzinger, J., Dare, S., Xong, F. (En Prensa). The origin and significance of crustal minerals in ophiolitic chromitites and peridotites. *Gondwana Research*.
- Rollinson, H., y Adetunji, J. (2013). Mantle podiform chromitites do not form beneath mid-ocean ridges: A case study from the Moho transition zone of the Oman ophiolite. *Lithos*, vol. 177, 314-327.
- Rubatto, D. (2002a). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, vol. 184, 123-138.

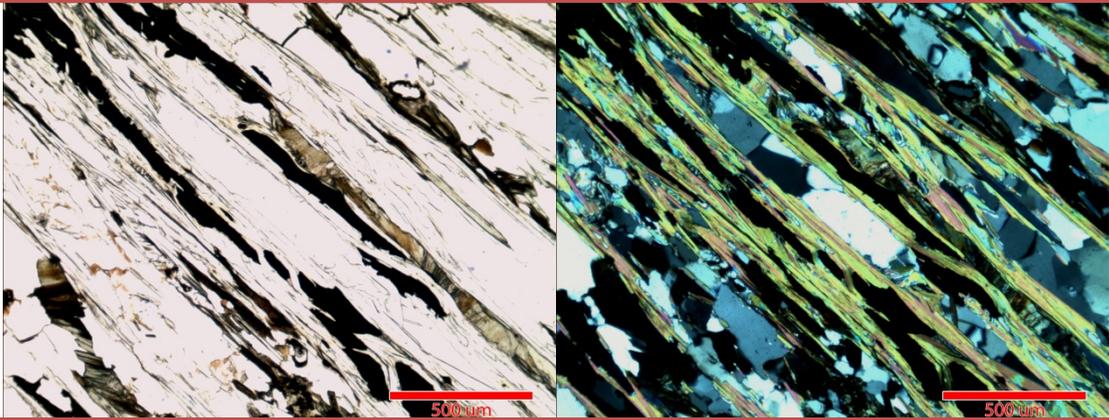
- Rubatto, D. (2002b). Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, vol. 184, 123-138.
- Rutland, W. (1971). Andean orogeny and seafloor spreading. *Nature*, vol. 233, 252-255.
- Saavedra, J., Toselli, A., Rossi, J., Pellitero, E., y Durand, F. (1998). The Early Palaeozoic magmatic record of the Famatina System: a review. *Geological Society of London, Special Publication*, vol. 142, 283-295.
- Santos, J., Hartmann, L., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., y McNaughton, N. (2003). Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata craton, Uruguay. *International Geology Review*, vol. 45, 27-48.
- Sato, A., González, P., y Llambías, E. (2003). Evolución del Orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista -asociación Geológica Argentina*, vol. 58, 487-504.
- Sims, J., Ireland, T., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P., Miró, R. (1998). U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. *Geological Society of London, Special Publication*, vol. 142, 259-281.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D., Crowley, J., Gerdes, A., Hanchar, J., Horstwood, M., Morris, G., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M., Whitehouse, M. (2008). Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, vol. 249, 1-35.
- Stuart-Smith, P., Miró, R., Sims, J., Pieters, P., Lyons, P., Camacho, A., Ireland, T., Skirrow, R., Black, L. (1999). Uranium-lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. En J. Keppie, y V. Ramos, *Laurentia Gondwana connections before Pangea* (págs. 87-114). Geological Society America.
- Teixeira, W., Geraldés, M., Matos, R., Ruiz, A., Saes, G., y Vargas-Mattos, G. (2010). A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 29, 47-60.

- Thomas, W., y Astini, R. (1996). The Argentine Precordillera: a traveller from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, vol. 273, 752-757.
- Thomas, W., y Astini, R. (2003). Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 16, 67-79.
- Tollo, R., Corriveau, L., McLelland, J., y Bartholomew, M. (2004). Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America: An introduction. En R. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, y M. Bartholomew, *Proterozoic evolution of the Grenville orogen in North America* (págs. 197-218). Boulder, Colorado : Geological Society of America Memoir.
- Tomezzoli, R. (2012). Chilenia y Patagonia: ¿Un mismo continente a la deriva? *Revista Asociación Geológica Argentina*, vol. 69, 222-239.
- Varela, R., Basei, M., Cingolani, C., Siga, O., y Passarelli, C. (2005). El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista geológica de Chile*, vol. 32, 167-187.
- Vergara, L. (1970). Prospección de yacimientos de cromo y hierro en La Cabaña, Cautín. *Memoria de Título (inédito)*, Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra, 170 p.
- Vujovich, G., y Kay, S. (1998). A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *GSA, Special Publications*, vol. 142, 159-179.
- Vujovich, G., Chernicoff, J., Tchiligririan, P., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N., y Sepúlveda, E. (1998). *Hoja Geológica 3166-III, Chepes, Provincias de San Juan y La Rioja.*» Subsecret. Minería Nación, Serv. Geol. Minero Argentino. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Vujovich, G., van Staal, C., y Davis, W. (2004). Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research*, vol. 7, 1041-1056.
- Willner, A., Gerdes, A., y Massone, H. (2008). History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at the latitudes 29°-36°S revealed by a U-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from the Late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*, vol. 253, 114-129.

- Willner, A., Lottner, U., y Miller, H. (1987). Early Paleozoic structural development in the NW Argentine basement of the Andes and its implication for geodynamic reconstructions. En G. McKensie, *Gondwana six - Structure, tectonics and geophysics* (págs. 229-239). AGU Geophysical Monograph.
- Willner, A., Thompson, S., Kröner, A., Wartho, J., Wijbrans, J., y Hervé, F. (2005). Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic Paired Metamorphic Belt in North-Central Chile (34°-35°30'S). *Journal of Petrology*, vol. 46, 1835-1858.
- Zapata, T. (1998). Crustal structure of the Andean thrust front at 30°S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 11, 131-151.
- Ziegler, A., Barrett, S., y Scotese, C. (1981). Paleoclimate, sedimentation and continental accretion. En S. Moorbath, y B. Windley, *Origin and Evolution of the earth's Crust* (págs. 253-264). Philo. trans. Roy. Soc.

Anexos

Anexo 1: Descripciones Petrográficas

Código		PA-D4
Punto GPS		640433 5586190
Fotomicrografía General		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (µm)
Cuarzo	50	500
Mica Blanca	20	800
Albita	12	2000
Biotita	8	100
Clorita	5	500
Opacos	5	
Texturas		
Granoblástica Equigranular		Cuarzo
Lepidoblástica		Mica Blanca + Biotita
Porfiroblástica		Albita
Granoblástica Decusada		Clorita
Protolito		Pelítico
Facies Metamórfica		Esquisto Verde (Zona de Biotita)
Observaciones		
<ul style="list-style-type: none"> Las albitas conservan una foliación interna de grafito anterior a la dominada por la mica blanca, la cual muestra por lo menos dos eventos compresivos anteriores (S1 y un S2 de crenulación), lo que muestra una formación tardía de este mineral. Los porfiroblastos de albita presentan un borde de reacción en contacto con las micas blancas. Existe un metamorfismo retrógrado notorio en la alteración de biotita a clorita, encontrándose esta en gran parte de los granos. Las cloritas están orientadas casi perpendicularmente a la foliación principal, sugiriendo cambios drásticos en la dirección de los esfuerzos en el momento del desenterramiento. 		

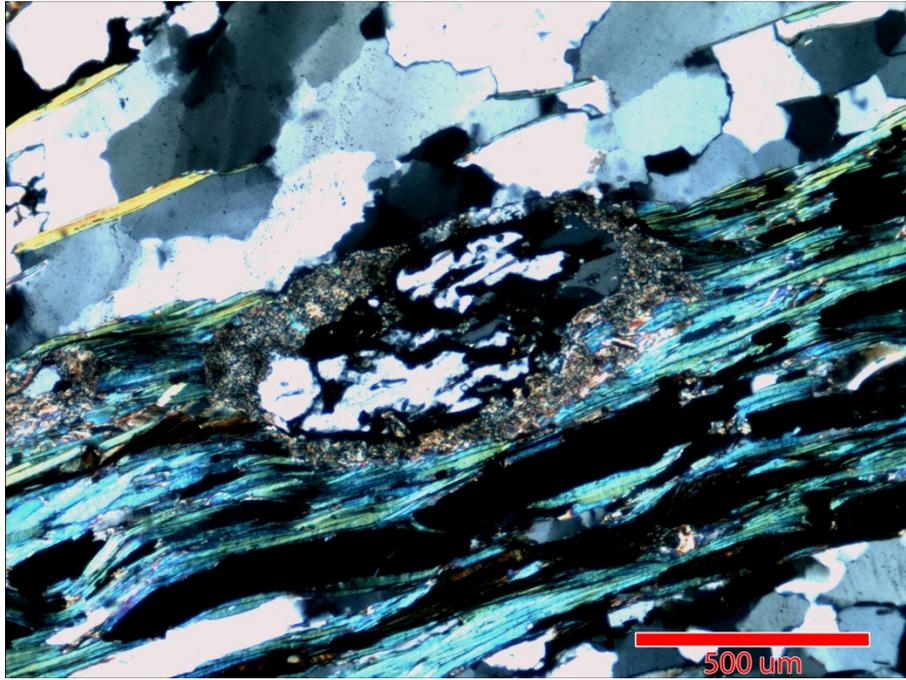


Fig. 0.1: Borde de reacción entre albita y mica blanca

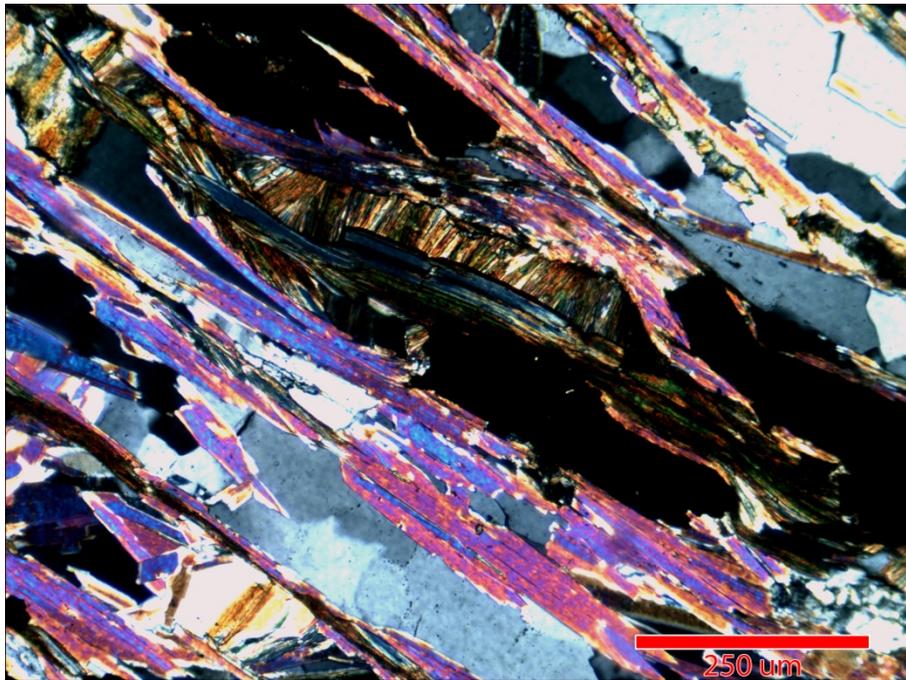


Fig. 0.2: Clorita reemplazando biotita con orientación perpendicular a la foliación principal de mica blanca.

Código		YOB-D5
Punto GPS		665444 5903421
Fotomicrografías		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (µm)
Cuarzo	40	Microcristalino - 800
Mica Blanca	23	100 - 500
Granate	12	4000
Clorita	15	Microcristalino
Rutilo	5	Microcristalino – 800
Epidota	5	~100
Texturas		
Granoblástica Inequigranular		Cuarzo
Lepidoblástica		Mica Blanca
Porfiroblástica		Granate + Rutilo
Sagenítica		Rutilo
Protolito		Pelítico
Facies Metamórfica		Esquisto Verde (Zona de Granate)
Observaciones		
<p>-Se encuentran dos poblaciones de rutilo, en forma de porfiroblastos de gran tamaño y como microcristales en las biotitas (textura sagenítica). Su ocurrencia se asocia a metamorfismo retrógrado de minerales de titanio, en este caso, biotitas.</p> <p>-A nivel de corte, existen zonas donde se concentran biotitas y rutilos de tamaño ligeramente mayor al resto y cuarzo microcristalino. Aparentemente serían vetillas paralelas a la foliación principal.</p> <p>-La alteración retrógrada de clorita es notoria especialmente en los granates, donde en algunos granos existe un reemplazo pseudomórfico completo de estos.</p>		

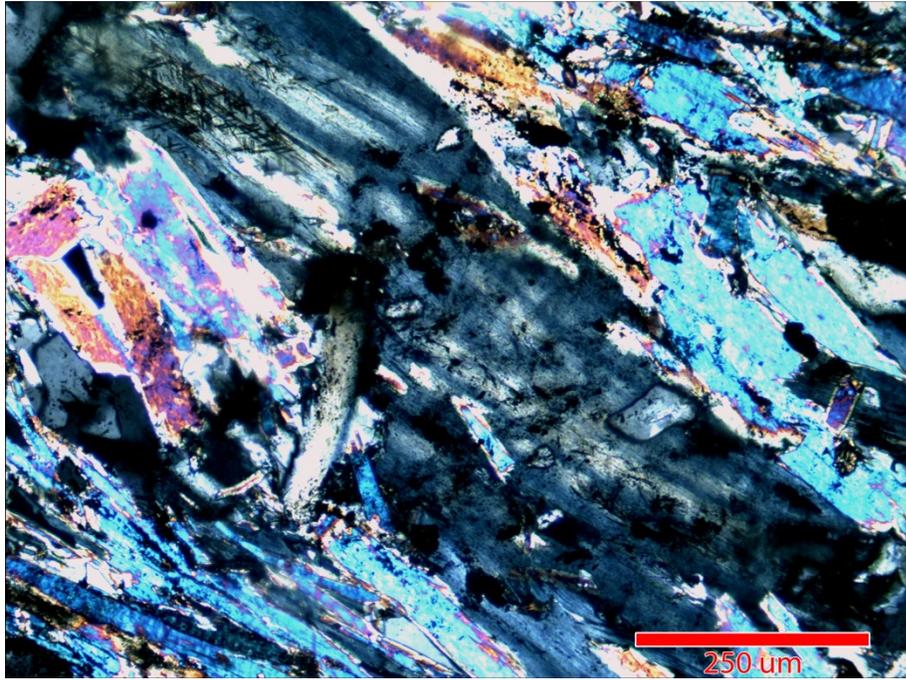


Fig. 0.3: Biotita alterada a clorita con textura de reemplazo sagenítica en su borde superior izquierdo

Código	T2-D2	
Punto GPS	682381 5942968	
Fotomicrografías		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (µm)
Mica Blanca	50	<100
Clorita	30	900
Albita	10	100
Cuarzo	5	200
Cloritoide	5	100 – 400
Epidota	1 grano	100
Texturas		
Lepidoblástica	Mica Blanca + Biotita	
Porfiroblástica	Cloritoide	
Granoblástica Decusada	Clorita	
Protolito	Pelítico	
Facies Metamórfica	Esquisto Verde (Zona de Clorita)	
Observaciones		
<p>-Se distinguen a nivel de corte dos foliaciones. -Existen microvetillas con cuarzo. -Crenulación superimpuesta de menor intensidad a las anteriores, por lo que se distinguen, por lo menos tres eventos deformacionales.</p>		

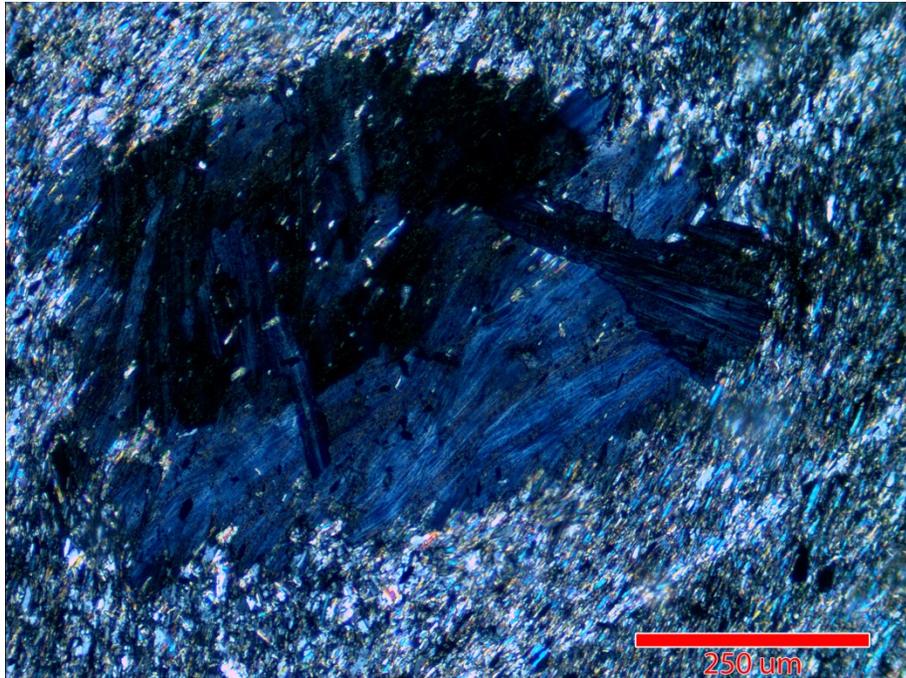


Fig. 0.4: Cúmulo amigdaloidal de clorita

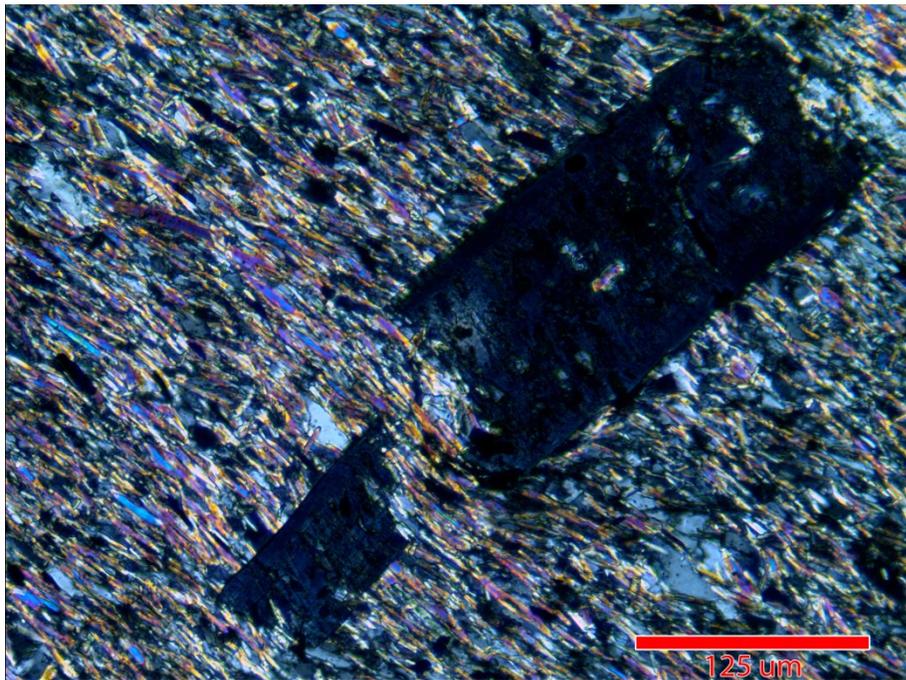


Fig. 0.5: Cloritoide fracturado por foliación S2 de mica blanca

Código		DL(G)-D5
Punto GPS		636500 5633404
Fotomicrografías		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (µm)
Cuarzo	40	200
Mica Blanca	15	200 – 350
Biotita	15	380
Epidota (Clinzoisita)	5	50 – 450
Clorita	10	Microcristalino – 170
Albita	15	600
Texturas		
Granoblástica Equigranular	Cuarzo	
Lepidoblástica	Mica Blanca + Biotita	
Porfiroblástica	Albita + Epidota	
Poikiloblástica	Inclusiones de epidota en albita	
Protolito	Pelítico	
Facies Metamórfica	Esquisto Verde (Zona de Biotita)	
Observaciones		
<p>-Las albitas presentan epidotas dentro de sus cristales. Además se encuentran inclusiones de otro mineral con cristales idiomorfos muy pequeños para su diagnóstico, sospechándose corindón.</p> <p>-La alteración de las biotitas a clorita es pervasiva e involucra casi toda la ocurrencia de este mineral.</p> <p>-Las epidotas tienden a pertenecer al extremo clinzoisítico</p>		

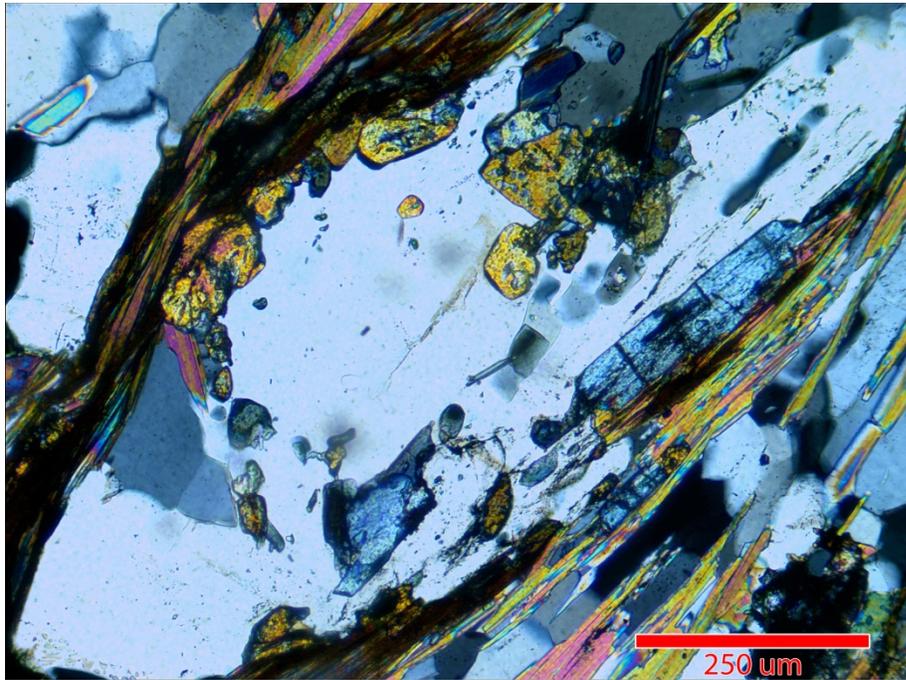


Fig. 0.6: Cristales de clinozoisita incluidos en un porfiroblasto de albita

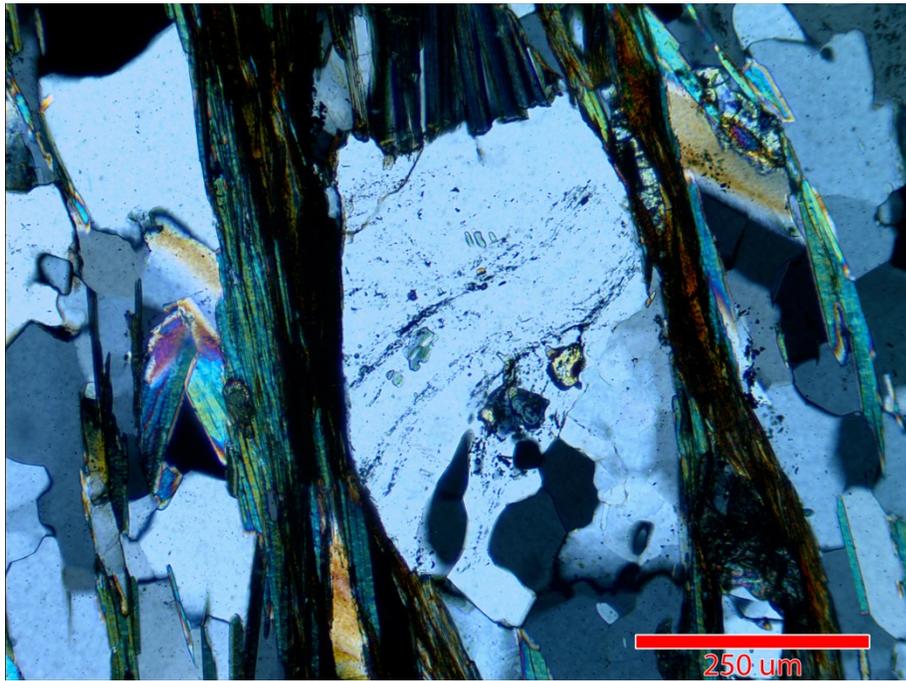


Fig. 0.7: Albita con foliación interna de carboncillo oblicua a la foliación principal S2 de mica blanca

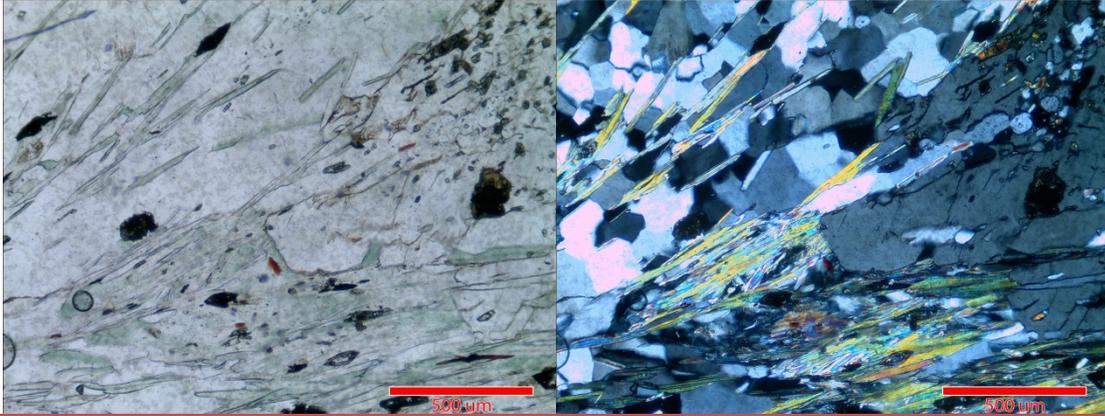
Código

PBEV – D4

Punto GPS

714969 5635497

Fotomicrográficas



Mineralogía

Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (µm)
Cuarzo	55	200
Mica Blanca	15	80 – 350
Epidota	10	100
Clorita	5	<450
Albita	15	800

Texturas

Granoblástica Equigranular	Cuarzo
Lepidoblástica	Mica Blanca + Clorita
Porfiroblástica	Albita + Epidota
Poikiloblástica	Inclusiones de epidota en albita
Protolito	Pelítico
Facies Metamórfica	Esquisto Verde (Zona de Clorita)

Observaciones

- Las albitas crecieron sintectónicamente a un esfuerzo rotacional, siendo los porfiroblastos orientados bajo este régimen.
- Las epidotas se concentran mayormente en las zonas cercanas a las albitas, como también en inclusiones dentro de estas.

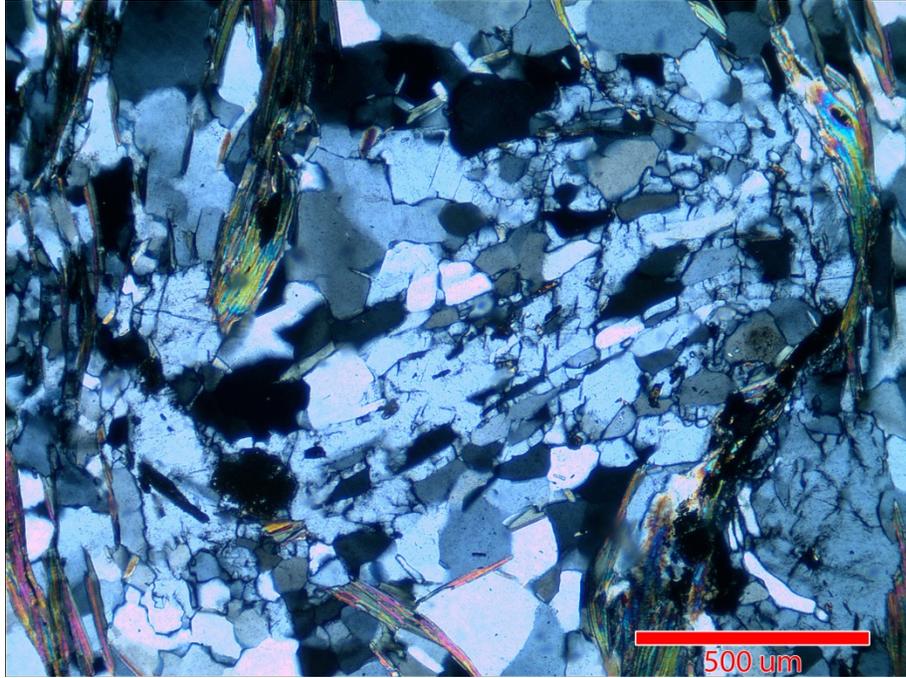


Fig. 0.8: Albita sintectónica a esfuerzo de cizalle, conservando indicadores cinemáticos de estos esfuerzos

Código		GRB1-D5
Punto GPS		694447 5658479
Fotomicrografías		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (μm)
Cuarzo	50	<600
Mica Blanca	25	Microcristalino – 700
Biotita	20	<100
Albita	15	500
Clorita	<1	300
Epidota	<1	200
Texturas		
Granoblástica Inequigranular		Cuarzo
Lepidoblástica		Mica Blanca + Biotita
Porfiroblástica		Albita + Epidota
Protolito		Pelítico
Facies Metamórfica		Esquisto Verde (Zona de Clorita)
Observaciones		
<p>-Hay carboncillo presente en gran parte del corte</p> <p>-Algunas albitas registran una foliación interna crenulada, indicada por el carboncillo. Así se distinguen dos eventos deformacionales previos a la formación de la albita.</p> <p>-Hay presencia de biotitas post tectónicas que se superponen al último proceso deformacional identificable</p>		

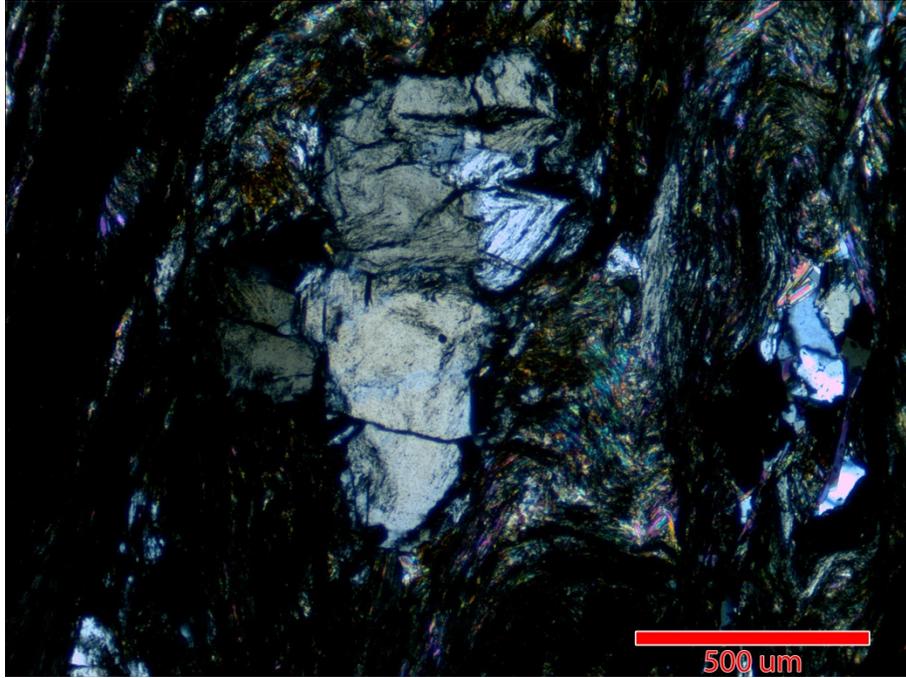


Fig. 0.9: Foliación interna de carboncillo en albita

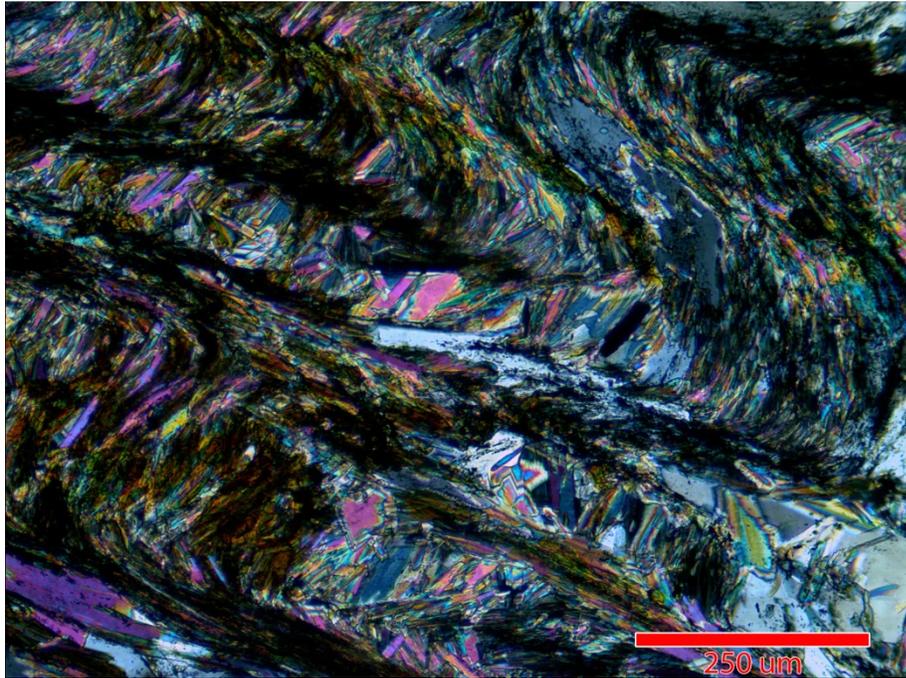
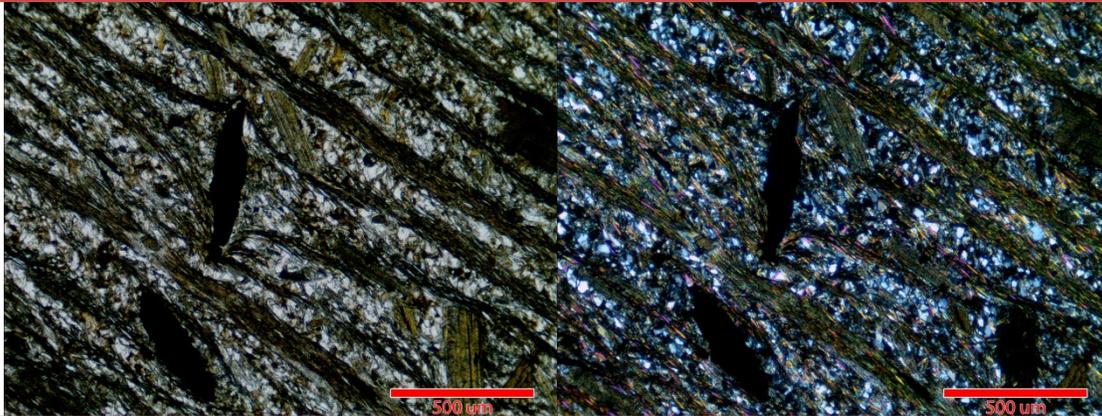


Fig. 0.10: Crenulación domina gran parte del corte y es previa a la última generación de biotitas

Código	RP-D4
Punto GPS	662169 5884921

Fotomicrografías



Mineralogía

Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (µm)
Cuarzo (±Ab)	40	40
Mica Blanca	25	100
Biotita	25	240 – 450
Clorita	10	650
Opacos (Rutilo?)	<1	630

Texturas

Lepidoblástica	Mica Blanca
Porfiroblástica	Biotita + Opacos (Rutilo?)
Protolito	Pelítico
Facies Metamórfica	Esquisto Verde (Zona de Biotita)

Observaciones

- Se distinguen dos poblaciones de biotitas. Las primeras son pre-tectónicas respecto a la foliación principal, existe deformación de los cristales en forma de peces de mica y la foliación de mica blanca se ve alterada por la presencia de estos granos. Las segundas son post-tectónicas y se superponen a la foliación principal, ocurriendo en especial en las cercanías de una microvetilla.
- Los opacos son pre-tectónicos (respecto a la foliación de mica blanca).
- A pesar del alto porcentaje de clorita, esta ocurre solo en un par de cristales de biotita de gran tamaño, estando la gran mayoría de las biotitas inalteradas.

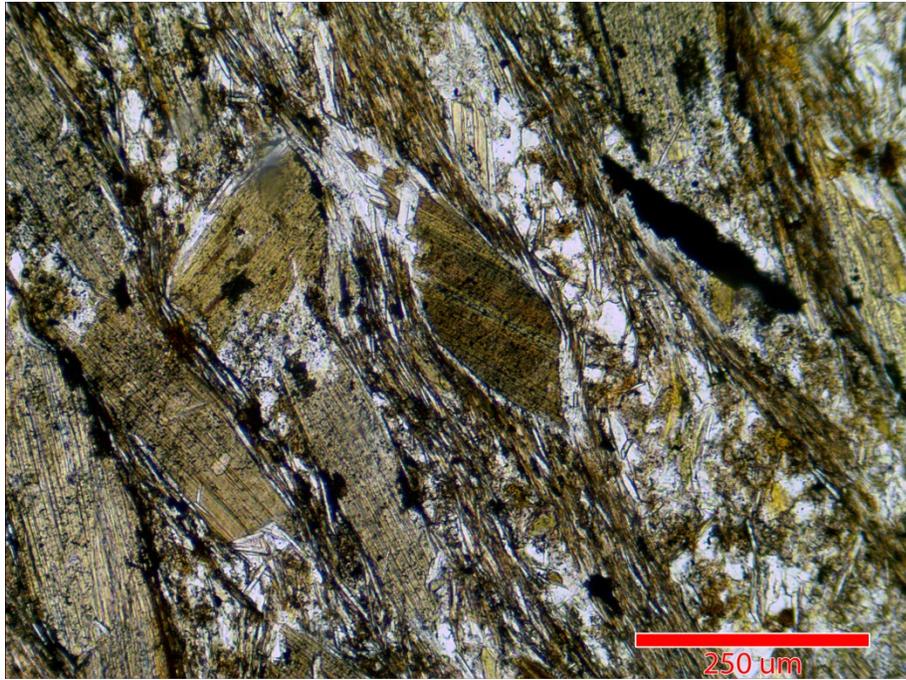


Fig. 0.11: Biotitas pretectónicas sometidas a deformación tipo "pez de mica"

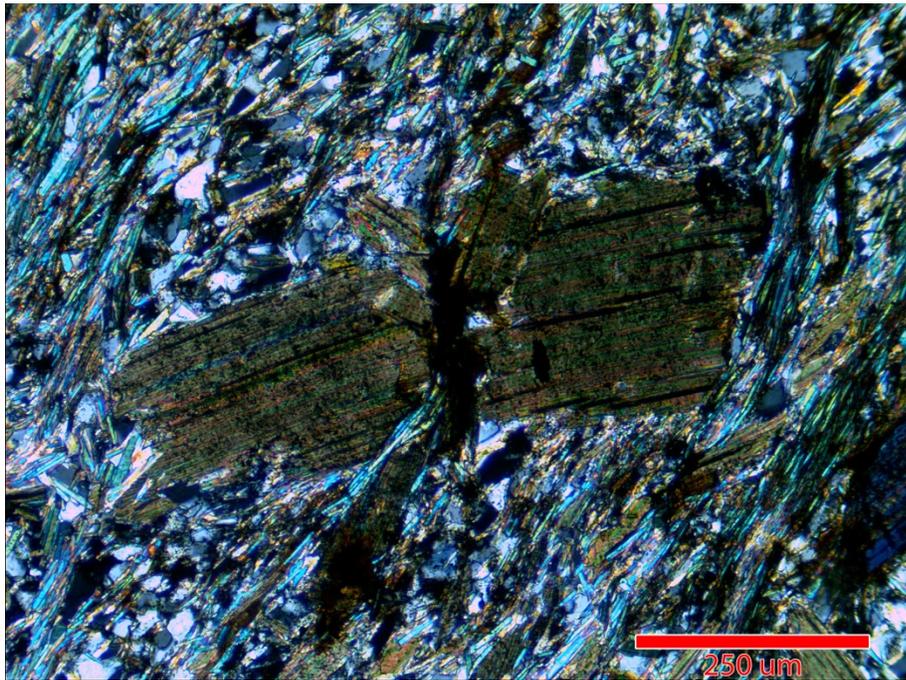
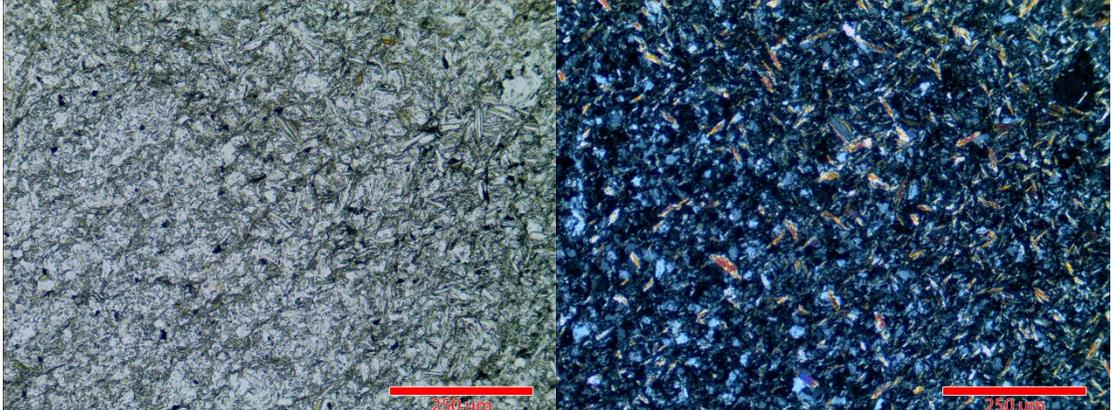


Fig. 0.12: Biotita cortada por foliación de mica blanca

Código	CO1-D2	
Punto GPS	670222 5898146	
Fotomicrográficas		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (μm)
Cuarzo	65	
Mica Blanca	15	
Biotita	5	
Clorita	15	120
Texturas		
Pizarrosidad	Vista General	
Protolito	Pelítico	
Facies Metamórfica	Esquisto Verde (Zona de Biotita)	
Observaciones		
<ul style="list-style-type: none"> -Único corte de basamento que no presenta una foliación clara en este trabajo. -El corte conserva estructuras sedimentarias de la S0. Se distinguen algunos slumpings y microfallas que indican ligera compresión en la diagénesis de la roca. -Tamaño de grano: limo -Existe una alteración pervasiva a clorita, siendo el único mineral de tamaño superior a limo. 		

Código	MH001	
Punto GPS	653772 5633404	
Fotomicrográficas		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (μm)
Cuarzo (±Ab)	35	300
Mica Blanca	20	350
Biotita	5	
Clorita	10	300
Albita	25	
Esfeno	-	
Espinelo (Cr)	-	
Epidota	-	
Opacos	5	
Texturas		
Lepidoblástica	Mica Blanca	
Porfiroblástica	Biotita + Opacos (Rutilo?)	
Protolito	Pelítico	
Facies Metamórfica	Esquisto Verde (Zona de Biotita)	
Observaciones		
<p>-Las muy escasas apariciones de esfeno se dan como inclusiones en albita. -Los espinelos van asociados a vetillas -Cloritización de las biotitas es casi completa.</p>		

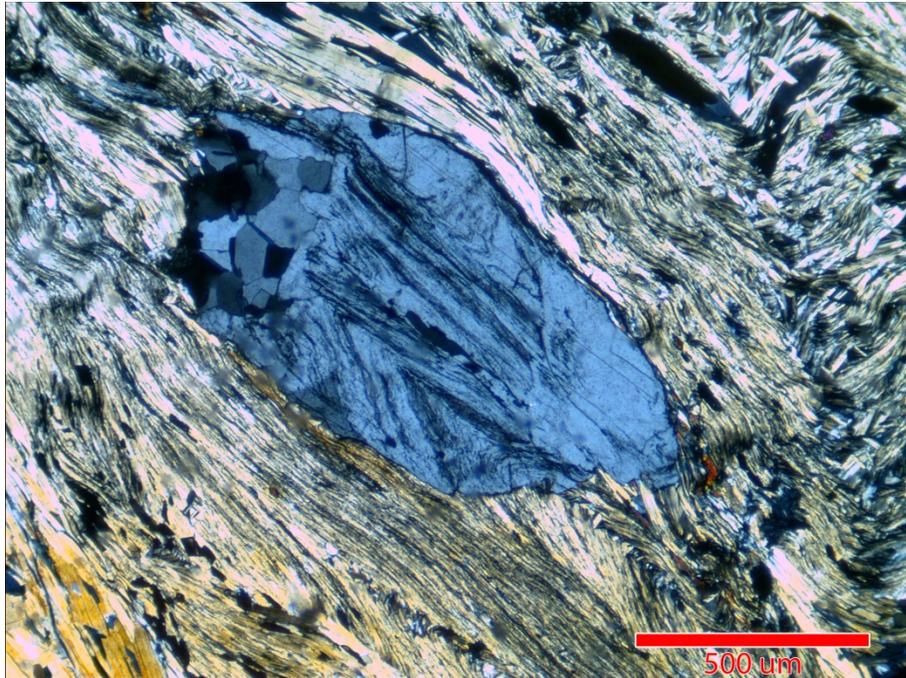


Fig. 0.13: Albita con foliación interna. Notar que esta sigue la foliación principal de mica blanca con carboncillo

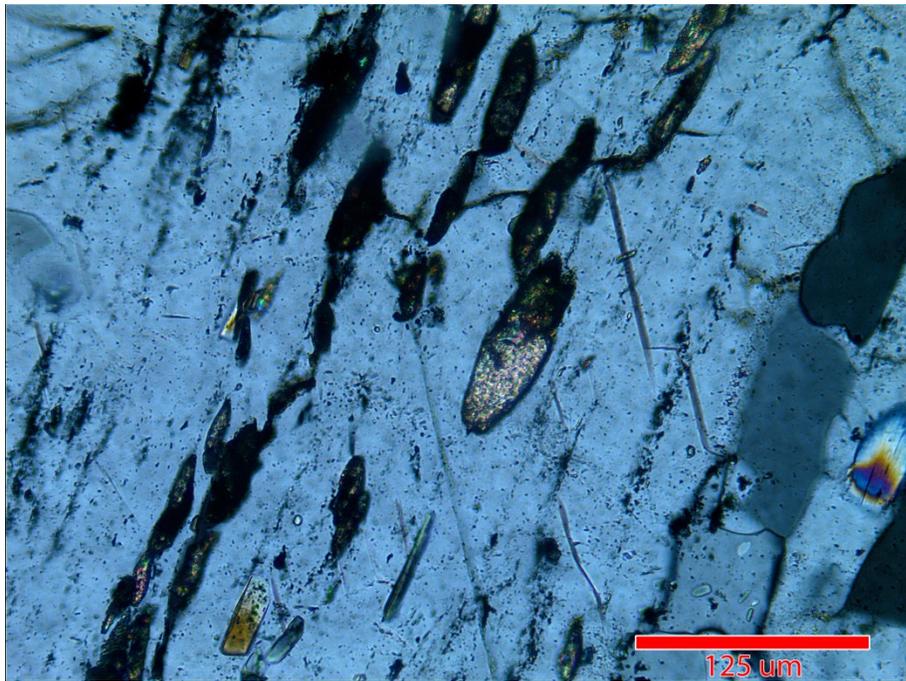
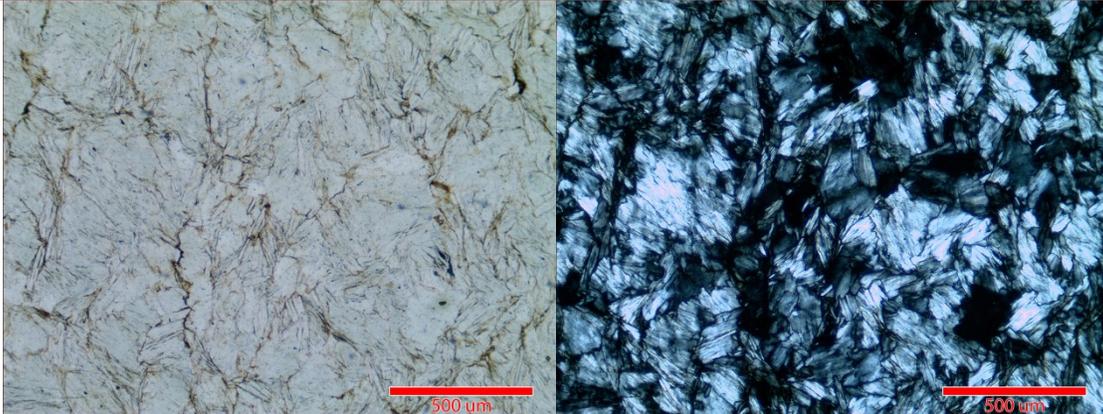


Fig. 0.14: Inclusión de esfeno en albita, siguiendo orientación de mica blanca

Código

LAV-14-1

Fotomicrografías



Mineralogía

Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (µm)
Clorita	100	30 - 300
Espinelo cromoico (?)	-	Microcristal
Opacos	-	-

Texturas

Granoblástica Decusada	Clorita
Protolito	Serpentinita (?)
Facies Metamórfica	No aplica

Observaciones

-Tanto los escasos cristales de olivino (?) como los opacos tienen texturas de alteración casi completas por la clorita. Alrededor de estos cristales, es el único lugar donde la clorita muestra colores de interferencia anómalos (azul Berlín).

-La textura de la clorita se asemeja a la textura "bladed" de la antigorita.

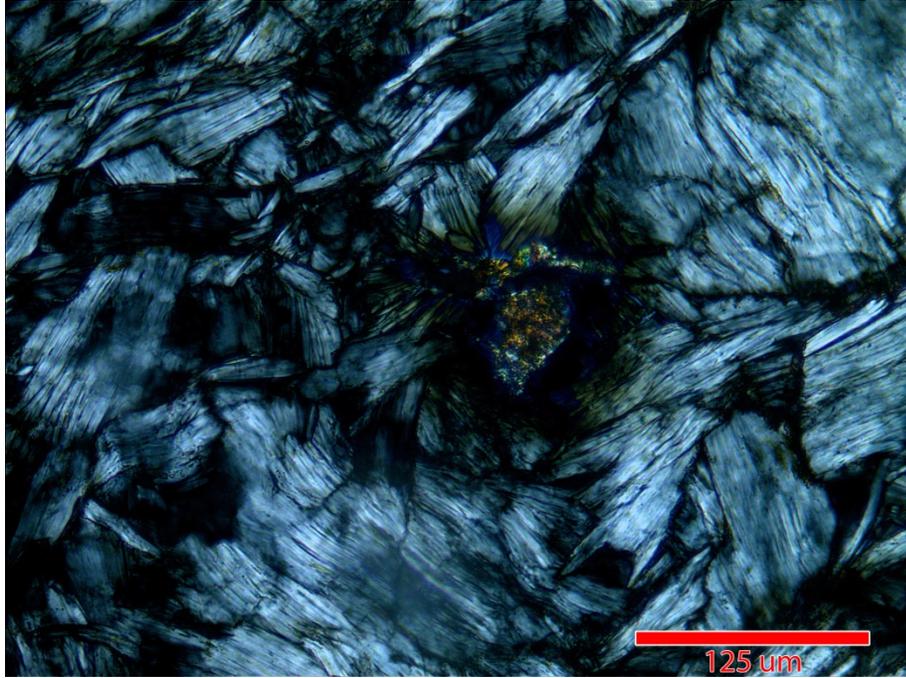


Fig. 0.15: Mineral probable espinelo crómico con halo de alteración a clorita

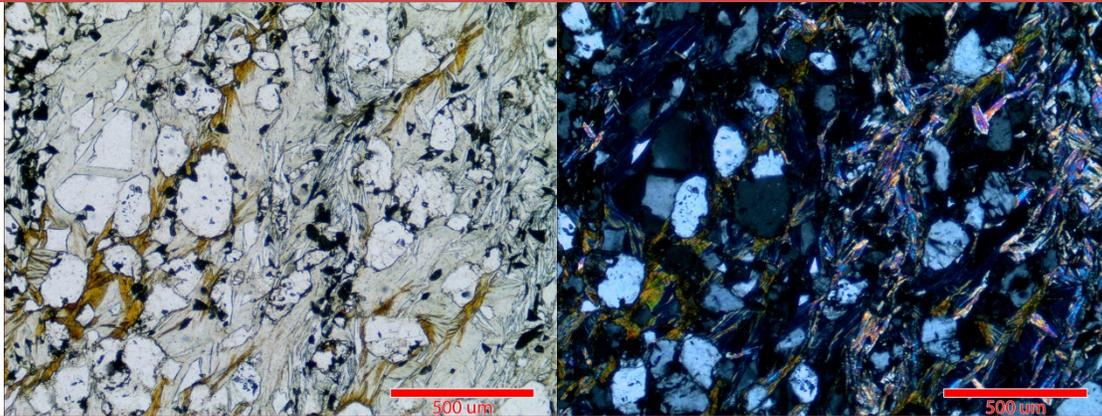
Código

TIR-14-1

Punto GPS

630657 5745094

Fotomicrográficas



Mineralogía

Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (µm)
Cuarzo	45	200
Mica Blanca	20	200 – 400
Biotita	10	400
Clorita	15	200 – 350
Albita	10	500

Texturas

Granoblástica Equigranular	Cuarzo
Lepidoblástica	Mica Blanca
Porfiroblástica	Albita
Protolito	Pelítico
Facies Metamórfica	Esquisto Verde (Zona de Biotita)

Observaciones

- Foliación irregular con cierta crenulación
- Las biotitas se encuentran totalmente cloritizadas a excepción de biotitas post tectónicas ubicadas en las cercanías de microvetillas creciendo entre los granos de cuarzo.

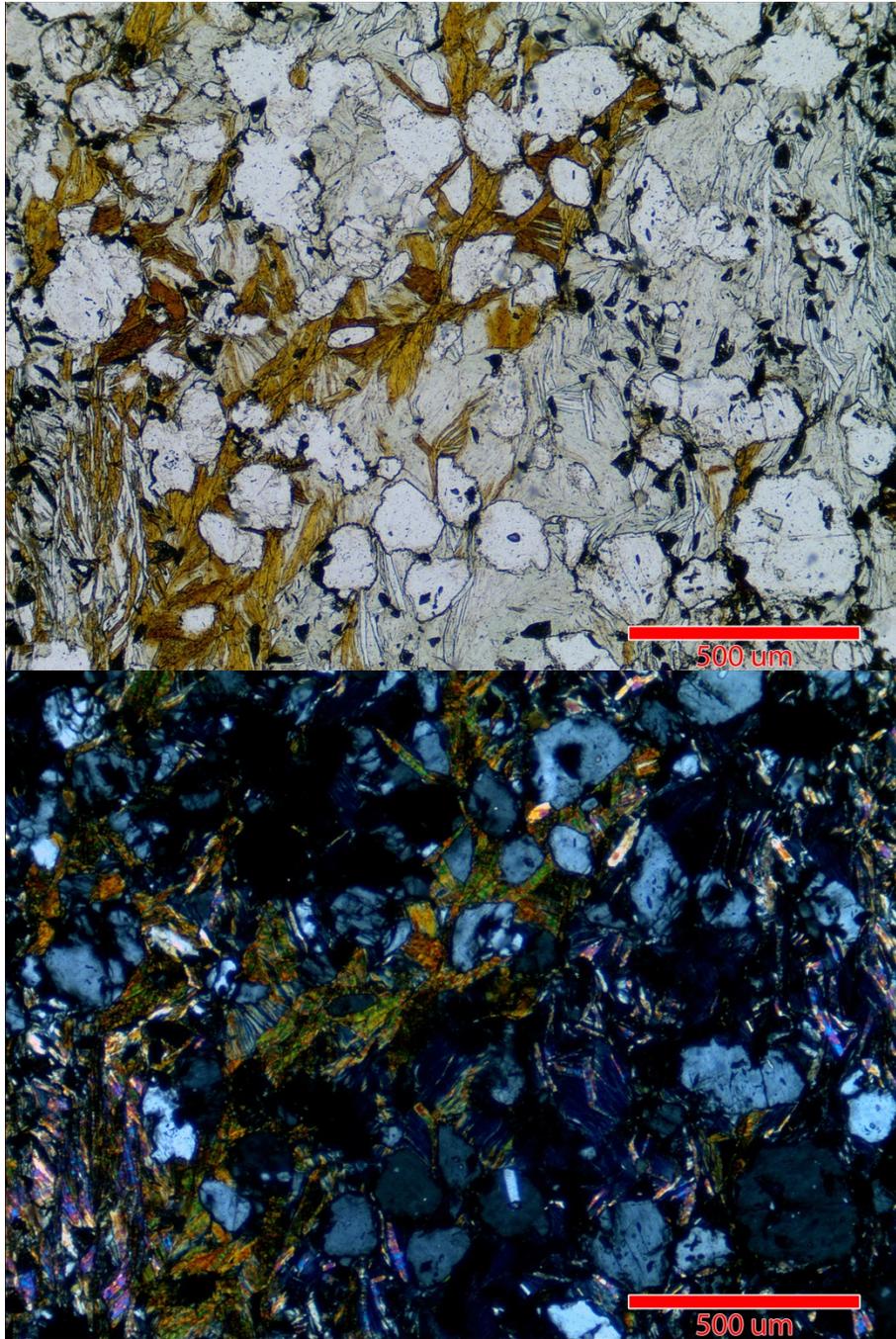


Fig. 0.16: Biotita post-tectónica creciendo entre granos de cuarzo y clorita

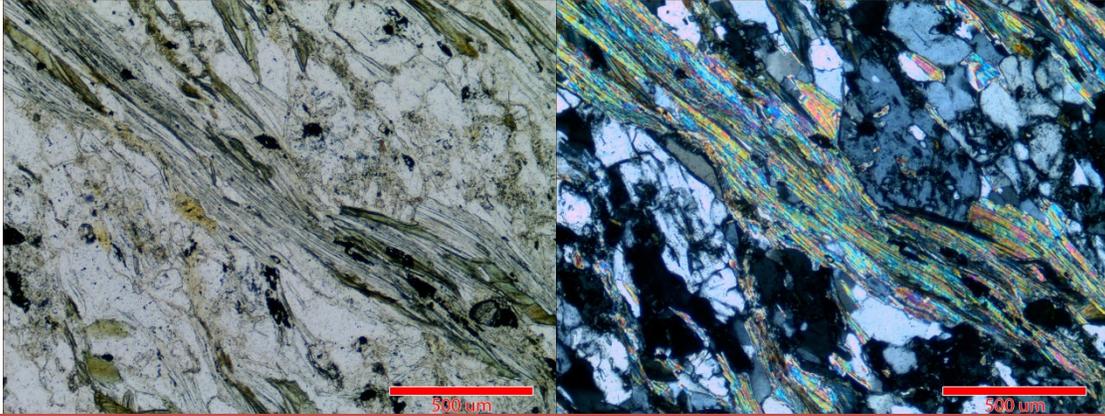
Código

LLG-14-1

Punto GPS

675803 5590721

Fotomicrográficas



Mineralogía

Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (μm)
Cuarzo	60	200
Mica Blanca	20	200 – 400
Clorita	5	400
Epidota	<1	200 – 350
Albita	10	500

Texturas

Granoblástica Equigranular	Cuarzo
Lepidoblástica	Mica Blanca
Porfiroblástica	Albita
Protolito	Pelítico
Facies Metamórfica	Esquisto Verde (Zona de Biotita)

Observaciones

--

Anexo 2: Resultados U-Pb, LA-ICPMS-MC

Muestra	Concentración [ppm]			Razones Isotópicas							Edades [Ma]							
	U	Th	U/Th	207Pb/	2σ	207Pb/	2σ	206Pb/	2σ	Error 207/235v	206Pb/	2σ	207Pb/	2σ	207Pb/	2σ	Best	2σ
				206Pb		235U		238U		206/238	238U		235U		206Pb		ages	
PA-D4																		
1	619	141	4.55	0.0984	0.0083	0.705	0.04	0.0508	0.0019	0.27682	320	12	541	24	1550	150	320	12
2	727	322	2.25	0.0585	0.0042	0.522	0.031	0.05352	0.0011	0.58793	336.1	6.9	426	20	580	130	336.1	6.9
3	640	221	3.13	0.0706	0.0036	0.578	0.046	0.0504	0.0024	0.62251	317	15	461	30	949	90	317	15
4	560	128	3.83	0.0528	0.0033	0.51	0.063	0.0569	0.0036	0.89948	356	22	414	43	310	140	356	22
5	373	174	2.126	0.086	0.028	1.09	0.37	0.0715	0.0028	0.78845	445	17	700	140	1010	420	445	17
6	696	343	1.957	0.05546	0.00071	0.489	0.02	0.05726	0.0011	0.84662	358.9	6.9	404	14	431	28	358.9	6.9
7	422	364	1.25	0.1189	0.0053	1.22	0.11	0.0611	0.0034	0.9438	382	21	805	51	1931	79	382	21
8	735	381	1.93	0.0565	0.0027	0.479	0.023	0.0547	0.0014	0.95437	343.5	8.6	397	16	458	85	343.5	8.6
9	268	103	2.34	0.05577	0.00093	0.44	0.02	0.05268	0.00088	0.35771	331	5.4	370.1	14	442	36	331	5.4
10	660	409	1.576	0.0513	0.0013	0.361	0.023	0.0404	0.002	0.89067	255	12	312	17	250	58	255	12
11	299	233.1	1.282	0.05388	0.00077	0.417	0.019	0.0437	0.0019	0.90493	276	12	354	14	366	32	276	12
12	430	235	1.78	0.057	0.0016	0.412	0.02	0.0422	0.0015	0.92554	266.7	9.3	350	14	484	58	266.7	9.3
13	702	635	1.066	0.0593	0.0021	0.397	0.016	0.0414	0.0011	0.9141	261.5	6.7	339	12	567	79	261.5	6.7
14	670	620	1.061	0.0586	0.004	0.375	0.031	0.0376	0.0018	0.92586	238	11	322	23	520	150	238	11
15	351.1	279	1.33	0.0553	0.0019	0.354	0.016	0.042	0.0012	0.8422	265	7.6	307.3	12	424	75	265	7.6

16	570	219	3.02	0.0485	0.0029	0.347	0.034	0.0409	0.0018	0.82416	258	11	301	26	180	160	258	11
17	555	348	1.6	0.0625	0.0042	0.572	0.038	0.0541	0.0017	0.6493	339.5	10	458	23	660	120	339.5	10
18	427	131	3.66	0.0647	0.0028	0.509	0.036	0.0473	0.0014	0.30274	298.2	8.6	417	24	754	86	298.2	8.6
19	387	254	1.637	0.05567	0.00081	0.3922	0.015	0.04534	0.00079	-0.65291	285.8	4.9	335.8	11	438	32	285.8	4.9
20	910	59	19	0.0624	0.0037	0.465	0.023	0.0477	0.0017	0.51257	300.5	10	387	16	670	120	300.5	10
21	523	176	2.79	0.117	0.024	1.14	0.3	0.0533	0.0031	0.87245	334	19	740	140	1740	400	334	19
22	829	252.3	3.35	0.057	0.0017	0.564	0.023	0.0563	0.0017	0.97625	353.3	10	454	15	487	62	353.3	10
23	777	90.1	8.68	0.0577	0.0039	0.63	0.053	0.0673	0.0039	0.99356	420	23	495	33	510	160	420	23
24	560	140	4.11	0.0579	0.0031	0.531	0.051	0.0553	0.0021	0.86186	347	13	459	49	510	110	347	13
25	830	504	1.66	0.05171	0.00062	0.3452	0.012	0.03984	0.00083	0.52657	251.8	5.2	301	9.2	272.7	28	251.8	5.2
26	167	146	1.35	0.05411	0.00077	0.3987	0.014	0.04947	0.00098	0.74344	311.3	6	340.6	10	380	35	311.3	6
27	351	313	1.209	0.05221	0.00063	0.3383	0.013	0.0388	0.0014	0.8492	245.1	8.6	295.8	9.5	294.4	28	245.1	8.6
28	764	680	1.127	0.119	0.029	0.84	0.24	0.043	0.0026	0.89334	271	16	600	130	1600	490	271	16
29	491	308	1.522	0.05294	0.0007	0.3712	0.013	0.0462	0.0011	0.65225	291.1	6.9	320.5	9.7	326	30	291.1	6.9
30	567	346	1.583	0.064	0.0073	0.449	0.06	0.0454	0.0021	0.95538	286	13	385	45	670	210	286	13
31	500	403	1.53	0.05309	0.001	0.3537	0.014	0.0445	0.0013	-0.2132	280.6	7.9	307.4	11	330	40	280.6	7.9
32	579	121.1	4.89	0.05526	0.001	0.4886	0.017	0.05362	0.0012	0.85176	336.7	7.2	403.9	12	420	40	336.7	7.2
33	365	258.3	1.377	0.05262	0.00079	0.3356	0.013	0.04233	0.00084	0.26955	267.2	5.2	293.7	10	311	32	267.2	5.2
34	606	136	4.02	0.05283	0.00068	0.4212	0.015	0.04405	0.0011	0.6314	277.9	6.9	356.9	11	321	29	277.9	6.9
35	622	158	3.5	0.05279	0.0007	0.395	0.023	0.0404	0.0013	0.88925	255	8	338	17	320	30	255	8

36	713	374	1.87	0.0525	0.00069	0.386	0.02	0.0425	0.0014	0.84011	268.2	8.9	331	15	307	30	268.2	8.9
37	279	110.6	2.489	0.0574	0.0013	0.49	0.019	0.05406	0.001	0.82795	339.4	6.2	404.7	13	503	50	339.4	6.2
38	470	100	4.99	0.0582	0.002	0.534	0.035	0.0514	0.0021	0.84565	323	13	434	23	529	82	323	13

Muestra	Concentración [ppm]			Razones Isotópicas							Edades [Ma]							
	U	Th	U/Th	207Pb/	207Pb/	206Pb/	Error 207/235v			206Pb/	207Pb/	207Pb/	20	Best	20			
				206Pb	235U	238U	20	206/238	238U	235U		206Pb				ages		
GRB1-D5																		
1	580	217	2.76	0.05415	0.0026	0.3295	0.02	0.04484	0.0018	0.7469	282.8	11	289.2	15	377	110	282.8	11
2	372	125	3.42	0.05497	0.0027	0.3797	0.025	0.05049	0.0021	0.60969	317.5	13	326.6	18	409	110	317.5	13
3	131	72.5	1.863	0.0661	0.0035	0.768	0.05	0.08481	0.0034	0.69906	524.8	20	578	28	804	100	524.8	20
4	425	178	2.44	0.0661	0.0085	0.596	0.074	0.0646	0.0029	0.0028065	403.3	18	478	48	860	250	403.3	18
5	332	128	2.73	0.0573	0.003	0.389	0.026	0.0495	0.0022	0.68796	311.3	13	333.4	19	496	110	311.3	13
6	417	32.1	16.1	0.05571	0.0027	0.4919	0.032	0.0652	0.003	0.92101	407.3	18	406	22	440	110	407.3	18
7	408	135	3.39	0.0607	0.0032	0.41	0.03	0.0501	0.0025	0.83023	314.9	16	348	21	638	130	314.9	16
8	430	126.5	3.71	0.0622	0.003	0.798	0.072	0.0969	0.0081	0.98945	595	47	593	41	680	100	595	47
9	281	141	2.13	0.05849	0.0028	0.7285	0.045	0.09125	0.0036	0.83475	562.9	21	555.6	26	547.9	110	562.9	21
10	300	122	2.79	0.05696	0.0028	0.549	0.042	0.0727	0.0047	0.98929	452	28	444	28	489	110	452	28
11	151	82	1.739	0.05729	0.0028	0.6215	0.039	0.08051	0.0033	0.75854	499.2	19	490.7	24	502.5	110	499.2	19
12	484	376	1.162	0.0545	0.0026	0.4563	0.03	0.0632	0.0029	0.93258	394.8	17	381.5	21	391.7	110	394.8	17

13	409	96.1	4.33	0.0587	0.0031	0.386	0.03	0.049	0.0024	0.97076	308.2	15	331	22	552	110	308.2	15
14	392	152	2.44	0.05536	0.0027	0.513	0.037	0.0693	0.0031	0.85867	431.9	18	420	25	426	110	431.9	18
15	492	150	3.13	0.05953	0.0029	0.777	0.056	0.0972	0.0052	0.97413	598	31	583	32	586	110	598	31
16	319	47.8	7.3	0.057	0.0032	0.6	0.055	0.0795	0.0046	0.92844	498	27	475	35	482	130	498	27
17	260.1	79.8	3.132	0.05274	0.0026	0.3429	0.022	0.04716	0.0019	0.94641	297	12	299.3	17	317	110	297	12
18	256.7	54.1	4.86	0.05644	0.0027	0.5927	0.036	0.07569	0.0031	0.9049	470.3	19	472.5	23	469.4	110	470.3	19
19	231	112	2.33	0.05318	0.0026	0.3372	0.022	0.0457	0.0022	0.90297	288.3	13	294.8	17	335	110	288.3	13
20	266.7	117.8	2.41	0.057	0.003	0.4037	0.027	0.0511	0.0024	0.59669	321.3	15	347.5	21	487	110	321.3	15
21	287.5	103.6	2.899	0.05938	0.0029	0.659	0.047	0.0821	0.0044	0.98931	508	26	513	28	581	110	508	26
22	218	50.8	4.475	0.0545	0.0037	0.5402	0.033	0.06978	0.0028	0.99339	434.8	17	438.5	22	390	150	434.8	17
23	263	109.3	2.596	0.05584	0.0028	0.4418	0.027	0.05693	0.0023	0.33358	356.9	14	371.5	19	445	110	356.9	14
24	494	146	3.81	0.05659	0.0029	0.361	0.025	0.047	0.0023	0.8967	296.3	14	312.7	19	472	110	296.3	14
25	313	94	3.86	0.05551	0.0027	0.5188	0.032	0.06686	0.0027	0.97023	417.2	16	424.2	21	432.8	110	417.2	16
26	424	273	1.748	0.05464	0.0027	0.3671	0.023	0.04902	0.002	0.71286	308.5	12	317.4	17	397	110	308.5	12
27	118.2	63.7	1.797	0.05551	0.0028	0.3606	0.023	0.04661	0.0019	0.7682	293.7	11	313.5	17	431	110	293.7	11
28	421	460	0.8678	0.05781	0.0029	0.2567	0.016	0.03196	0.0013	0.66511	202.8	8.1	232	13	521	110	202.8	8.1
29	606	303	1.927	0.05287	0.0026	0.3271	0.02	0.04439	0.0017	0.78143	280	11	287.3	15	322.9	110	280	11
30	88.8	57.8	1.465	0.05718	0.0028	0.4897	0.031	0.06098	0.0026	0.82916	381.6	16	404.5	21	497	110	381.6	16
31	253	311	0.812	0.1065	0.0092	0.715	0.07	0.04716	0.0019	0.73352	297	12	542	42	1680	170	297	12
32	310	111.9	2.741	0.05492	0.0027	0.4827	0.03	0.06268	0.0026	0.86614	391.9	15	399.9	20	409	110	391.9	15

33	410	65	8.16	0.0535	0.0029	0.3408	0.022	0.04512	0.0019	-0.30727	284.5	12	297.5	17	344	100	284.5	12
34	970	335	2.982	0.0504	0.0042	0.389	0.04	0.0536	0.003	0.96844	336	18	330	32	220	170	336	18
35	827	170.2	4.97	0.05621	0.0028	0.548	0.042	0.0724	0.0042	0.9745	451	26	443	29	459	110	451	26
36	257.8	217.2	1.155	0.07362	0.0035	1.685	0.1	0.1629	0.0065	0.96811	973.1	36	1002.4	40	1030.8	97	973.1	36
37	507	259	2.11	0.05469	0.0028	0.3687	0.024	0.04812	0.0021	0.98041	302.9	13	318.5	18	396	110	302.9	13
38	432	215	2.102	0.053	0.0026	0.3502	0.021	0.04693	0.0019	0.75033	295.6	12	304.8	16	329	110	295.6	12
39	553	250.8	2.289	0.05837	0.0028	0.7152	0.044	0.08786	0.0035	0.82664	542.9	21	547.8	26	543.4	110	542.9	21
40	766	128.1	6.22	0.05777	0.0029	0.64	0.041	0.0801	0.0034	0.65815	496.7	20	502.2	25	520	100	496.7	20
41	1911	144.5	13.76	0.05235	0.0025	0.3081	0.02	0.04216	0.0018	0.98633	266.2	11	272.6	16	300	110	266.2	11
42	387	277	1.474	0.05259	0.0026	0.2519	0.015	0.03488	0.0014	0.80487	221	8.7	228.6	12	311	110	221	8.7
43	524	383	1.332	0.05255	0.0026	0.3201	0.02	0.04436	0.0018	0.69502	279.8	11	281.9	15	309	110	279.8	11
44	584	298	1.955	0.05456	0.0027	0.3696	0.024	0.05076	0.0021	0.49705	319.2	13	319.3	17	393	110	319.2	13
45	1260	820	1.566	0.05201	0.0025	0.3229	0.02	0.04474	0.0019	0.97657	282.1	12	284	16	285	110	282.1	12
46	920	257	3.59	0.05657	0.0028	0.4749	0.03	0.06217	0.0025	0.42486	388.8	15	394.5	20	474	110	388.8	15
47	1420	933	1.48	0.0812	0.0054	0.512	0.047	0.0459	0.0019	0.68771	289.3	12	418	31	1212	130	289.3	12
48	940	405	2.36	0.0548	0.0028	0.3459	0.023	0.04794	0.0019	0.35716	301.9	12	301.5	17	401	110	301.9	12
49	466	216.7	2.173	0.0569	0.0044	0.349	0.029	0.04433	0.0018	0.42634	279.6	11	304	21	470	150	279.6	11
50	931	451	2.19	0.0588	0.0034	0.775	0.067	0.099	0.0053	0.96076	609	31	581	40	554	140	609	31
51	722	352	2.097	0.05891	0.0029	0.725	0.046	0.09335	0.0038	0.8887	575.3	22	553.7	27	563	100	575.3	22
52	835	739	1.112	0.0536	0.0029	0.319	0.024	0.04426	0.002	0.81912	279.2	12	281	19	345	120	279.2	12

53	1597	1297	1.238	0.05232	0.0025	0.3425	0.022	0.04881	0.002	0.8599	307.2	12	299	17	299	110	307.2	12
54	637	456	1.337	0.05321	0.0026	0.3395	0.022	0.04755	0.002	0.69431	299.5	12	296.8	16	342	100	299.5	12
55	791	781	1.006	0.05289	0.0026	0.3276	0.02	0.0448	0.0018	0.89767	282.5	11	287.7	16	323.8	110	282.5	11
56	1205	563	2.046	0.05319	0.0026	0.3761	0.024	0.05284	0.0021	0.743	332	13	324.1	17	336.9	110	332	13
57	292	197	1.506	0.05344	0.0026	0.3458	0.021	0.04694	0.0019	0.725	295.7	12	301.5	16	347	110	295.7	12
58	1593	737	2.15	0.05957	0.0029	0.435	0.029	0.05544	0.0024	0.95689	347.8	15	366.8	20	587	110	347.8	15
59	498	12.1	44.1	0.05654	0.0027	0.6584	0.042	0.0863	0.0038	0.94665	533.5	23	513.5	26	473.6	110	533.5	23
60	615	312	2.58	0.054	0.0027	0.3718	0.024	0.0505	0.0023	0.84368	317.6	14	320.9	18	369	110	317.6	14
61	1141	811	1.35	0.0649	0.0044	0.406	0.034	0.04725	0.002	0.39702	297.6	12	345	24	750	130	297.6	12
62	227	226	0.995	0.0476	0.0055	0.311	0.024	0.04428	0.002	0.93313	279.3	12	267	31	110	220	279.3	12
63	787	356	2.073	0.05654	0.0027	0.59	0.041	0.0797	0.0039	0.95336	494	23	471	26	473	110	494	23

Muestra	Concentración [ppm]			Razones Isotópicas						Edades [Ma]									
	U	Th	U/Th	207Pb/ 206Pb	2σ	207Pb/ 235U	2σ	206Pb/ 238U	2σ	Error 207/235v 206/238	206Pb/ 238U	2σ	207Pb/ 235U	2σ	207Pb/ 206Pb	2σ	Best ages	2σ	
DL-D4																			
1	457	36.7	15.2	0.05477	0.0047	0.4313	0.058	0.05866	0.0019	0.94018	367.4	11	364	41	402.5	190	367.4	11	
2	504	26.3	19.47	0.0585	0.0059	0.477	0.072	0.0611	0.0023	0.69098	382.6	14	394	49	590	230	382.6	14	
3	746	197	3.89	0.05251	0.0045	0.3095	0.041	0.04329	0.0013	0.79623	273.2	8.2	273.8	32	307.4	190	273.2	8.2	
4	170	115	1.421	0.176	0.021	1.55	0.27	0.0646	0.0027	0.89291	404	16	942	110	2580	200	404	16	

5	410	152	2.93	0.069	0.027	0.45	0.19	0.0453	0.0042	0.93795	285	26	360	150	470	850	285	26
6	500	149	3.62	0.112	0.024	0.74	0.17	0.0474	0.0026	0.9318	298	16	560	110	1500	630	298	16
7	359	110	3.24	0.05467	0.0047	0.4963	0.067	0.06855	0.0022	0.87146	427.4	13	409.2	45	404	220	427.4	13
8	99.9	26.3	3.76	0.15	0.03	1.15	0.28	0.0582	0.0021	-0.060097	365	13	780	130	2130	440	365	13
9	372	40.2	8.28	0.0804	0.011	0.839	0.13	0.0812	0.004	-0.10442	503	24	613	69	1110	250	503	24
10	690	352	1.98	0.0581	0.0053	0.375	0.053	0.04836	0.0015	-0.59877	304.4	9.4	323.4	39	525	180	304.4	9.4
11	74.6	28.4	6.2	-0.03	0.02	-0.125	0.1	0.0497	0.0045	0.89525	312	28	-113	110	-2900	770	312	28
12	532	295	1.728	0.05271	0.0046	0.3217	0.046	0.04634	0.0015	0.30764	292	9	283.2	35	315	180	292	9
13	314	205	1.57	0.083	0.016	0.509	0.11	0.04662	0.0016	0.74843	293.7	10	409	66	1110	340	293.7	10
14	383	104	3.52	0.0721	0.0071	0.453	0.069	0.04766	0.0016	0.62205	300.1	9.8	379	47	975	190	300.1	9.8
15	431	188	2.126	0.0606	0.0065	0.379	0.063	0.04604	0.0016	0.82068	290.2	10	324	44	610	230	290.2	10
16	115.2	54.4	2.021	0.0575	0.0051	0.355	0.049	0.04576	0.0014	0.30596	288.4	8.8	308.6	36	502	190	288.4	8.8
17	369.3	17.74	20.5	0.05378	0.0046	0.4727	0.062	0.0647	0.0022	0.98022	405.3	14	393	43	361.8	190	405.3	14
18	655	263	2.264	0.04686	0.004	0.2905	0.042	0.0469	0.0014	0.11767	295.5	8.9	258.9	33	42	190	295.5	8.9
19	323	56.9	5.041	0.04989	0.0043	0.4698	0.069	0.07126	0.0021	0.79795	443.8	13	391	46	190	200	443.8	13
20	260	404	0.775	0.05844	0.0049	0.593	0.081	0.0755	0.003	0.97757	469	18	472.5	51	546	190	469	18
21	208	257	0.851	0.0577	0.0051	0.493	0.069	0.06335	0.0021	0.72595	396	13	406	46	506	180	396	13
22	230	111.2	1.994	0.05233	0.0045	0.3804	0.052	0.05427	0.0018	0.92323	340.7	11	327.3	38	299	200	340.7	11
23	70.8	35.1	1.992	0.05589	0.0048	0.477	0.064	0.06222	0.0021	0.7807	389.1	13	395.9	44	454	170	389.1	13
24	440	172.3	2.51	0.05329	0.0046	0.3569	0.047	0.04962	0.0016	0.1517	312.2	9.8	309.9	35	339	190	312.2	9.8

25	760	446	1.663	0.0569	0.0051	0.3514	0.052	0.04655	0.0014	0.21462	293.3	8.7	305.6	38	484	180	293.3	8.7
26	338	150	2.222	0.05253	0.0045	0.3386	0.045	0.04764	0.0015	0.72086	300	9.2	296	34	307	190	300	9.2
27	549	221	2.49	0.05417	0.0046	0.4848	0.067	0.0671	0.0022	0.53868	418.9	14	401.2	46	377	190	418.9	14
28	307	185	1.566	0.0724	0.0081	0.472	0.074	0.049	0.0017	0.47218	308.7	11	391	49	960	210	308.7	11
29	611	251	2.35	0.0606	0.0055	0.381	0.053	0.04753	0.0015	0.41929	299.4	9.2	328	38	611	190	299.4	9.2
30	283	224	1.317	0.05296	0.0045	0.3473	0.046	0.04847	0.0015	0.76506	305.1	9	302.7	35	326.8	190	305.1	9
31	523	374	1.354	0.0545	0.0054	0.565	0.089	0.0759	0.0047	0.97179	471	29	451	62	380	230	471	29
32	469	264	1.62	0.05388	0.0046	0.4382	0.062	0.06203	0.0019	0.69562	387.9	12	368.9	47	365	190	387.9	12
33	244	145	1.595	0.05161	0.0044	0.3277	0.045	0.04783	0.0015	0.91411	301.2	9.5	287.8	34	268	200	301.2	9.5
34	88.1	35.27	2.39	0.05123	0.0044	0.31	0.042	0.04422	0.0014	0.6666	278.9	8.8	274.1	31	249	200	278.9	8.8
35	760	470	1.88	0.0727	0.0078	0.417	0.062	0.0424	0.0021	0.78234	268	13	352	45	960	220	268	13
36	1.77	0.79	2.4	0.449	0.047	5.55	0.88	0.0927	0.0065	0.71333	571	38	1895	130	4067	150	571	38
37	228	283	0.759	0.05162	0.0044	0.3139	0.038	0.04564	0.0012	0.85801	287.7	7.7	277.1	30	268	200	287.7	7.7
38	396	223	1.631	0.05202	0.0045	0.3206	0.058	0.04713	0.0013	-0.24553	296.9	7.8	282.3	42	284	190	296.9	7.8
39	245	147	1.489	0.09	0.013	0.63	0.12	0.0529	0.0021	0.7332	332.1	13	505	73	1360	270	332.1	13
40	607	332	1.496	0.0736	0.01	0.606	0.098	0.0629	0.0023	-0.64961	393	14	479	60	970	260	393	14
41	411	259	1.41	0.0575	0.0054	0.503	0.077	0.0665	0.0024	-0.632	414.8	14	413.8	39	498	180	414.8	14
42	631	142.2	3.616	0.0624	0.0085	0.577	0.094	0.06918	0.0022	0.056642	431.2	13	459	54	610	200	431.2	13
43	217	101.6	1.784	0.0595	0.0059	0.394	0.056	0.04964	0.0016	0.48472	312.3	9.9	336	39	548	190	312.3	9.9
44	297	56.9	3.99	0.03417	0.0029	0.2247	0.032	0.05007	0.0015	0.86437	315	9.4	205.8	26	-455	110	315	9.4

45	579	137.6	3.114	0.0438	0.0047	0.287	0.041	0.04958	0.0016	-0.15585	311.9	11	256	34	-70	190	311.9	11
46	420	35.6	12.2	0.0408	0.0038	0.378	0.056	0.0702	0.003	0.44933	437	18	322	41	-214	130	437	18
47	760	96	6.77	0.038	0.008	0.224	0.064	0.0456	0.0032	0.96712	287	20	197	50	-310	310	287	20
48	950	800	1.245	0.0586	0.0063	0.361	0.057	0.04511	0.0017	0.79643	284.4	10	311	41	520	230	284.4	10
49	690	480	1.8	0.0531	0.0067	0.38	0.079	0.0512	0.0037	0.89633	322	23	323	57	360	290	322	23
50	801	770	1.041	0.0583	0.0075	0.368	0.063	0.04525	0.0017	0.55857	285.3	10	316	45	520	280	285.3	10
51	1033	98.1	9.712	0.048923	0.0035	0.3605	0.052	0.05367	0.0014	0.97615	337	8.7	312.6	55	144.1	130	337	8.7
52	400	282	1.51	0.067	0.0069	0.426	0.065	0.04788	0.0017	0.85435	301.5	11	356	45	740	230	301.5	11
53	370	157	2.337	0.04843	0.0033	0.3127	0.036	0.04792	0.0016	0.55675	301.8	10	276.3	29	120	130	301.8	10
54	525	172	2.834	0.04943	0.0034	0.3553	0.063	0.05512	0.0017	0.48277	345.9	11	308.7	45	168	130	345.9	11
55	740	103	6.27	0.0721	0.0063	0.435	0.056	0.0451	0.0016	0.78044	284.4	10	365	40	950	220	284.4	10
56	517	84	5.78	0.055	0.0052	0.494	0.074	0.0674	0.003	0.88562	420	18	406	49	403	210	420	18
57	246	68.7	3.63	0.0772	0.011	0.584	0.11	0.0578	0.0019	-0.0021783	362.1	11	459	68	1030	250	362.1	11

Muestra	Concentración [ppm]			Razones Isotópicas							Edades [Ma]							
	U	Th	U/Th	207Pb/	207Pb/	206Pb/	Error 207/235v			206Pb/	207Pb/	207Pb/	Best					
				206Pb	235U	238U	206/238	238U	235U	206Pb	206Pb	206Pb	ages					
1	465	215.7	2.399	0.06199	0.0023	0.729	0.044	0.0871	0.0024	0.85252	538.2	14	555.8	26	672	79	538.2	14
2	56.7	1.14	53	0.06095	0.0022	0.785	0.05	0.0952	0.0028	0.9527	586.4	16	588	29	637	79	586.4	16

3	351	124.1	3.139	0.05706	0.002	0.5795	0.035	0.0746	0.0021	0.98557	463.7	12	464	23	494	79	463.7	12
4	406	91.9	4.99	0.0677	0.0044	0.898	0.057	0.0961	0.0063	0.51297	591	37	650	30	830	120	591	37
5	411	197	2.305	0.06191	0.0024	0.972	0.066	0.1152	0.0044	0.97839	703	25	688	35	669	91	703	25
6	404	139	3.16	0.0634	0.0044	0.785	0.073	0.0873	0.0029	0.39349	539	17	586	42	850	160	539	17
7	67	38	2.02	0.058	0.044	0.67	0.5	0.0802	0.0059	0.5246	497	35	440	270	-100	950	497	35
8	719	399	2.021	0.05799	0.0022	0.601	0.039	0.0769	0.0023	0.92395	477.8	14	478	25	528	79	477.8	14
9	750	143	6.9	0.057	0.01	0.39	0.066	0.0511	0.0027	0.11127	321	17	330	50	370	370	321	17
10	680	558	1.353	0.05686	0.002	0.6151	0.036	0.07945	0.002	0.83875	492.8	12	486.8	22	486	77	492.8	12
11	334	167	2.69	0.0689	0.0082	0.939	0.1	0.1013	0.0035	-0.7502	622	21	668	48	830	200	622	21
12	274	124.7	2.43	0.05865	0.0021	0.726	0.043	0.0907	0.0027	0.9085	559.7	16	554.2	25	554	77	559.7	16
13	221	139.3	1.777	0.06131	0.0021	0.8894	0.052	0.1064	0.0027	0.94732	651.8	16	646	28	650.2	75	651.8	16
14	483	47.3	11.39	0.05986	0.0021	0.7997	0.047	0.09818	0.0025	0.97532	603.7	14	596.6	26	598.6	75	603.7	14
15	301	102.2	3.27	0.05899	0.0021	0.75	0.044	0.0937	0.0024	0.97355	577.2	14	568	26	566.6	76	577.2	14
16	575	421	1.518	0.06077	0.0022	0.673	0.04	0.0809	0.0027	0.86129	501	16	522.4	24	630	77	501	16
17	500	222	2.73	0.0553	0.0085	0.473	0.081	0.0619	0.0041	0.7803	387	25	384	62	380	320	387	25
18	266.2	74.4	3.998	0.06578	0.0023	1.041	0.064	0.1166	0.0035	0.99092	711	20	726	33	799.1	74	711	20
19	142	147	1.119	0.075	0.0054	0.964	0.08	0.09475	0.0024	-0.0061145	583.5	14	682	40	1030	140	583.5	14
20	1246	660	2.095	0.05914	0.0021	0.3379	0.02	0.04161	0.001	0.93579	262.8	6.4	295.5	15	572	77	262.8	6.4
21	153	50	3.26	0.039	0.017	0.61	0.25	0.1012	0.0078	0.9303	620	46	400	200	-280	640	620	46
22	210	88	2.653	0.07045	0.0025	1.397	0.085	0.1454	0.004	0.98669	875	23	887	36	941	72	875	23

23	749	646	1.262	0.05249	0.0018	0.3119	0.018	0.04351	0.0011	0.9851	274.5	6.9	275.6	14	306.7	79	274.5	6.9
24	711	638	1.208	0.0594	0.0025	0.677	0.053	0.0836	0.0047	0.95375	517	28	523	33	576	98	517	28
25	770	133	6.5	0.0495	0.0048	0.352	0.04	0.0495	0.0033	0.97142	312	20	304	32	180	200	312	20
26	880	267	3.82	0.0859	0.0037	0.791	0.067	0.0676	0.0032	0.68303	422	19	590	38	1332	88	422	19
27	470	600	0.886	0.0533	0.0019	0.3516	0.02	0.0484	0.0012	0.92696	304.7	7.2	305.9	15	341.3	79	304.7	7.2
28	602	473	1.429	0.05762	0.0021	0.646	0.042	0.0825	0.003	0.97894	511	18	506	26	515	78	511	18
29	194	75	2.8	0.075	0.014	0.97	0.17	0.098	0.0042	0.54913	602	25	712	100	960	310	602	25
30	283	114.6	2.75	0.06986	0.0024	1.341	0.082	0.1411	0.0041	0.98835	851	23	863	36	924	72	851	23
31	405	81	5.25	0.0549	0.0038	0.708	0.077	0.0946	0.0043	0.89377	583	26	535	51	400	150	583	26
32	272	143.8	2.139	0.07417	0.0026	1.7987	0.1	0.17736	0.0042	0.92989	1052.5	23	1045	38	1045.9	70	1045.9	70
33	578	277	2.364	0.0686	0.007	0.806	0.079	0.0901	0.0024	0.53441	556	14	614	49	810	170	556	14
34	550	66	9.9	0.047	0.012	0.35	0.12	0.0516	0.0053	0.96785	324	33	305	86	40	470	324	33
35	831	592	1.567	0.0536	0.0019	0.4068	0.024	0.05541	0.0014	0.99683	347.6	8.4	346.5	17	354.2	79	347.6	8.4
36	202	265	0.859	0.0649	0.0027	0.772	0.051	0.087	0.0024	0.67513	537.5	14	580	29	765	84	537.5	14
37	245	564	0.505	0.06104	0.0023	0.727	0.045	0.0869	0.0024	0.98205	536.9	14	555	26	638	78	536.9	14
38	208.7	223.3	1.038	0.05423	0.0019	0.3811	0.023	0.05106	0.0013	0.77357	321	8	327.7	17	385	90	321	8
39	331	141.4	2.607	0.05825	0.002	0.7017	0.041	0.08769	0.0021	0.90461	541.9	13	539.8	24	538.9	76	541.9	13
40	440.3	220.1	2.236	0.06787	0.0024	1.346	0.079	0.1445	0.0037	0.98136	869.9	21	865.7	34	864.6	72	869.9	21
41	297	123	2.683	0.06804	0.0024	1.357	0.079	0.1456	0.0036	0.99469	876.2	20	870.4	34	869.6	72	876.2	20
42	258	981	0.297	0.06078	0.0022	0.816	0.049	0.0963	0.0035	0.24171	592	21	607.4	29	630	75	592	21

43	722	477.7	1.689	0.06237	0.0022	0.647	0.039	0.0758	0.0021	0.81051	470.7	13	506.6	24	686	75	470.7	13
44	400	336	1.331	0.0661	0.0028	0.675	0.039	0.0753	0.0022	-0.23562	468	13	523.7	24	806	87	468	13
45	316	352	1.065	0.05849	0.002	0.7107	0.041	0.08857	0.0022	0.96242	547	13	545.1	25	548.1	76	547	13
46	259.3	135.2	2.152	0.06597	0.0023	1.1731	0.068	0.12944	0.0031	0.88402	784.7	18	788.1	32	805.3	73	784.7	18
47	275	126	2.499	0.06579	0.0023	1.2088	0.07	0.134	0.0033	0.96552	810.8	19	804.6	32	799.8	73	810.8	19
48	125	9.7	15.4	0.024	0.019	0.193	0.06	0.0449	0.0063	0.45171	283	39	177	52	-860	720	283	39
49	846	607	1.607	0.05616	0.002	0.592	0.038	0.0762	0.0026	0.91833	473	16	472	24	458	83	473	16
50	415	61.4	7.48	0.05788	0.002	0.691	0.041	0.0868	0.0025	0.9358	536.3	15	533	25	525.2	77	536.3	15
51	620	429	1.634	0.05977	0.0021	0.799	0.051	0.0972	0.0033	0.99807	598	19	596	30	595	79	598	19
52	316	360.6	0.99	0.06302	0.0022	0.859	0.05	0.0993	0.0027	0.69	610.1	16	629.6	28	709	75	610.1	16
53	384	231	1.859	0.0622	0.0022	1.077	0.069	0.1268	0.0043	0.99521	769	25	742	34	681	75	769	25
54	762	257.5	3.4	0.05465	0.0019	0.4451	0.027	0.0593	0.0018	0.99401	371.3	11	373.7	19	398	78	371.3	11
55	419	168.9	2.799	0.06048	0.0021	0.834	0.05	0.1002	0.0028	0.98166	615.8	17	615.9	28	620.8	75	615.8	17
56	660	79	9.518	0.0518	0.0022	0.389	0.027	0.0536	0.0019	0.78253	336.2	12	333	20	275	97	336.2	12
57	187	140	1.517	0.06088	0.0021	0.921	0.055	0.1106	0.0031	0.97908	676.3	18	662.9	29	635	76	676.3	18
58	142	118.9	1.387	0.06094	0.0021	0.8678	0.051	0.10328	0.0025	0.87459	633.6	15	634.3	27	636.9	75	633.6	15
59	760	106	8.15	0.059	0.0035	0.6	0.065	0.0762	0.0033	0.93435	473	20	473	44	540	130	473	20
60	581	460	1.55	0.06046	0.0022	0.844	0.057	0.1013	0.0041	0.97143	622	24	621	31	620	78	622	24
61	887	346	3	0.06895	0.0024	0.724	0.044	0.0769	0.0028	0.92763	478	17	553.1	26	897	74	478	17
62	599	363	1.925	0.05746	0.002	0.6384	0.037	0.08078	0.002	0.95034	500.8	12	501.3	23	509.2	77	500.8	12

63	777	402	2.235	0.0563	0.0023	0.531	0.033	0.06746	0.0018	0.59947	420.8	11	432.5	22	459	90	420.8	11
64	573	168.7	4.09	0.05681	0.002	0.592	0.038	0.0757	0.0029	0.97681	470	18	471	24	484	78	470	18
65	215	260	1.006	0.06168	0.0022	0.949	0.064	0.1114	0.0043	0.99599	681	25	677	33	666	83	681	25
66	424.6	431	1.147	0.06035	0.0021	0.875	0.051	0.1051	0.0027	0.98735	644.3	16	638.1	28	616	75	644.3	16
67	108.2	114.9	1.083	0.06	0.0023	0.753	0.047	0.09171	0.0023	0.82486	565.6	13	569.9	26	601	79	565.6	13
68	399	445	1.044	0.0654	0.0062	0.716	0.084	0.0797	0.0025	0.75806	494	15	543	46	740	160	494	15
69	111.3	57.6	2.27	0.06037	0.0021	0.7901	0.046	0.09484	0.0023	0.90211	584.1	14	591.1	26	616.8	75	584.1	14
70	627	264	2.776	0.05972	0.0021	0.859	0.052	0.1042	0.0032	0.99198	639	18	629.3	29	593.3	75	639	18

Anexo 3: Análisis Estadísticos de Circones Detríticos en el Basamento Paleozoico

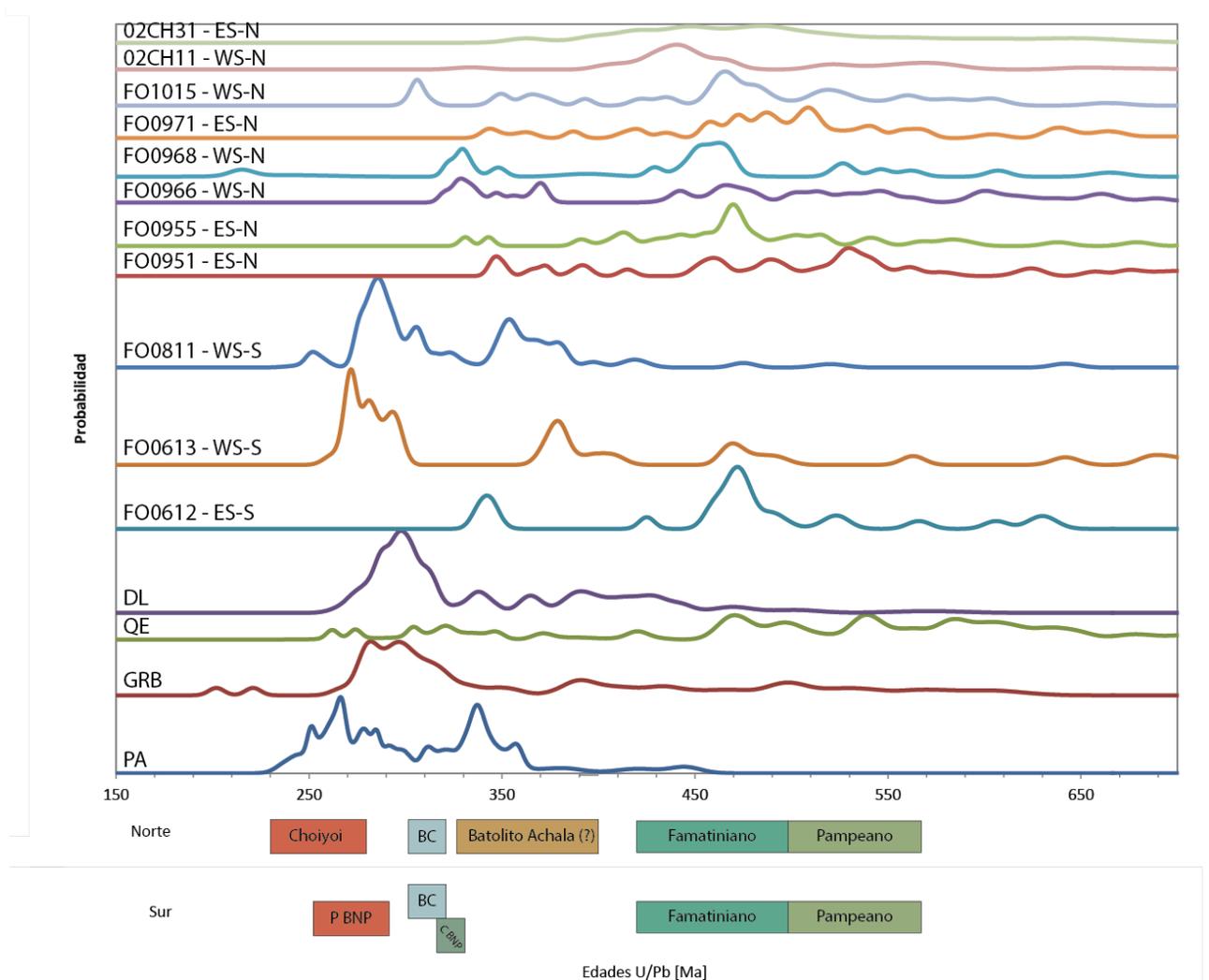


Fig. 0.17: Diagramas de probabilidad relativa normalizados para las muestras del presente estudio, Willner et al. (2008) y Hervé et al. (2012). Se indican además las orogenias pertinentes a la zona norte y sur, segmentada por la Zona de Falla Lanalhue a los 38° S.

Valores-p en K-S Test

Tabla 7.1: Valores-p en K-S Test para todos los patrones de circones detríticos publicados hasta la fecha, los datos incluyen muestras de Willner et al. (2008) y Hervé et al. (2012)

	PA	GRB	QE	DL	FO0612 ES-S	FO0613 WS-S	FO0811 WS-S	FO0951 ES-N	FO0955 ES-N	FO0966 WS-N	FO0968 WS-N	FO0971 ES-N	FO1015 WS-N	02CH11 WS-N	02CH31 ES-N
PA		0.010	0.000	0.035	0.000	0.001	0.082	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
GRB	0.010		0.000	0.269	0.000	0.469	0.131	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
QE	0.000	0.000		0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000
DL	0.035	0.269	0.000		0.000	0.075	0.814	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FO0612 ES-S	0.000	0.000	0.003	0.000		0.000	0.000	0.287	0.666	0.659	0.756	0.441	0.976	0.026	0.914
FO0613 WS-S	0.001	0.469	0.000	0.075	0.000		0.076	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FO0811 WS-S	0.082	0.131	0.000	0.814	0.000	0.076		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FO0951 ES-N	0.000	0.000	0.000	0.000	0.287	0.000	0.000		0.946	0.960	0.231	0.848	0.465	0.006	0.728
FO0955 ES-N	0.000	0.000	0.000	0.000	0.666	0.000	0.000	0.946		0.623	0.606	0.414	0.478	0.094	0.894
FO0966 WS-N	0.000	0.000	0.000	0.000	0.659	0.000	0.000	0.960	0.623		0.687	0.777	0.721	0.006	0.482
FO0968 WS-N	0.000	0.000	0.000	0.000	0.756	0.000	0.000	0.231	0.606	0.687		0.160	0.937	0.125	0.436
FO0971 ES-N	0.000	0.000	0.003	0.000	0.441	0.000	0.000	0.848	0.414	0.777	0.160		0.630	0.001	0.943
FO1015 WS-N	0.000	0.000	0.001	0.000	0.976	0.000	0.000	0.465	0.478	0.721	0.937	0.630		0.003	0.795
02CH11 WS-N	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026	0.000	0.000	0.006	0.094	0.006	0.125	0.001	0.003		0.007
02CH31 ES-N	0.000	0.000	0.000	0.000	0.914	0.000	0.000	0.728	0.894	0.482	0.436	0.943	0.795	0.007	

Solapamiento y Similitud estadístico con Overlap-Similarity Comparison Program en las muestras del Basamento Paleozoico al sur de los 38° S.

PA	PA	GRB	QE	DL	Solapamiento					
GRB	0.578	GRB								
QE	0.453	0.643	QE							
DL	0.704	0.825	0.656	DL						
FO0612 - ES-S	0.119	0.356	0.413	0.316	FO0612 - ES-S					
FO0613 - WS-S	0.370	0.453	0.483	0.495	0.342	FO0613 - WS-S				
FO0811 - WS-S	0.399	0.467	0.396	0.412	0.357	0.449	FO0811 - WS-S			
FO0966 - WS-N	0.129	0.374	0.470	0.278	0.605	0.329	0.364	FO0966 - WS-N		
FO0998 - WS-N	0.300	0.493	0.558	0.369	0.626	0.412	0.889	0.661	FO0998 - WS-N	
FO1015 - WS-N	0.171	0.397	0.478	0.326	0.470	0.253	0.948	0.732	0.594	

PA	PA	GRB	QE	DL	Similitud					
GRB	0.668	GRB								
QE	0.370	0.657	QE							
DL	0.741	0.879	0.519	DL						
FO0612 - ES-S	0.175	0.342	0.531	0.266	FO0612 - ES-S					
FO0613 - WS-S	0.484	0.593	0.463	0.611	0.298	FO0613 - WS-S				
FO0811 - WS-S	0.742	0.728	0.415	0.780	0.245	0.620	FO0811 - WS-S			
FO0966 - WS-N	0.255	0.436	0.649	0.318	0.664	0.305	0.346	FO0966 - WS-N		
FO0998 - WS-N	0.303	0.427	0.487	0.322	0.578	0.288	0.316	0.709	FO0998 - WS-N	
FO1015 - WS-N	0.227	0.530	0.639	0.443	0.639	0.329	0.387	0.737	0.653	FO1015 - WS-N