



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

**PETROLOGÍA, GEOCRONOLOGÍA E IMPLICANCIAS TECTÓNICAS DE  
ENCLAVES GRANÍTICOS DEL PALEOZOICO TARDÍO EN UN DIQUE MESOZOICO  
EN EL SECTOR COSTERO DEL NORTE CHICO (31°30'S), CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

PATRICIA ANDREA SIGOÑA LEÓN

PROFESOR GUÍA  
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
MARCIA MUÑOZ GÓMEZ  
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND  
MARCELO FARÍAS THIERS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDECYT 1120272

SANTIAGO DE CHILE  
2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE:** Geóloga  
**POR:** Patricia Andrea Sigoña León  
**FECHA:** 13 de junio, 2016  
**PROFESOR GUÍA:** Reynaldo Charrier González

**PETROLOGÍA, GEOCRONOLOGÍA E IMPLICANCIAS TECTÓNICAS DE ENCLAVES  
GRANÍTICOS DEL PALEOZOICO TARDÍO EN UN DIQUE MESOZOICO EN EL  
SECTOR COSTERO DEL NORTE CHICO (31°30'S), CHILE**

A los 33°S, en territorio chileno y argentino, existe una fragmentación de las franjas batolíticas representativas del arco magmático del Paleozoico tardío. Al norte de 33°S, en la Cordillera Frontal, aflora el Batolito Elqui-Limarí, de edad Misisípico Superior - Triásico Superior, mientras que al sur de 33°S, en la costa, aflora el Batolito Costero, entre 33°-39°S, de edad, esencialmente, Pensilvánico. La presencia de enclaves graníticos de edad Carbonífero tardío, incluidos en un dique máfico mesozoico emplazado en el Complejo Metamórfico del Choapa, en el sector costero de Huentelauquén (31°30'S), podría sugerir la prolongación del Batolito Costero hacia el norte, bajo la cobertura meso-cenozoica. Este trabajo presenta un estudio detallado de las características petrográficas y geoquímicas, además de dataciones U-Pb e isotopía de Hf en circones, mediante el método LA-ICP-MS, de una muestra de enclave, con el fin de aportar nuevos antecedentes para la evolución tectono-magmática del margen occidental de Gondwana, durante el Paleozoico tardío.

El enclave corresponde a un monzo-sienogranito, hololeucocrático, con microclina, sin máficos primarios frescos y con texturas de intercrecimiento y magmáticas tardías. Los resultados geoquímicos en roca total de elementos mayores y elementos traza indican que correspondería a un granito desarrollado en un ambiente de margen típico de subducción, con magmatismo de arco asociado, fraccionamiento de piroxeno y plagioclasa durante su cristalización, sin la influencia de granate, a partir de un protolito ígneo. Las dataciones U-Pb en circones de la muestra de enclave arrojan una edad de cristalización pensilvánica de  $318.6 \pm 2$  Ma, con un rango de edades entre 305 y 335 Ma. Las determinaciones isotópicas de Lu-Hf en la muestra de enclave entregan valores  $\epsilon_{\text{Hf}}(i)$  entre 0 y +7, mostrando una componente juvenil predominante y edades modelo  $t_{\text{DM}}$  desde el Mesoproterozoico tardío al Neoproterozoico temprano ( $t_{\text{DM}}=1.22-0.85$  Ga).

La concordancia de estas características, excepto en las isotópicas, con las conocidas para el Batolito Costero parecen confirmar la idea de una prolongación de éste hacia el norte, bajo la cobertura meso-cenozoica y el basamento metamórfico. Asimismo, mediante el estudio geocronológico e isotópico en circones heredados en lavas y plutones cenozoicos en la Alta Cordillera (34°S), se sugiere que las componentes pensilvánicas del Batolito Elqui-Limarí se extenderían hacia el sur, en subsuperficie, hasta, por lo menos, estas latitudes.

Se propone que, durante el Misisípico Superior-Pensilvánico, se habrían desarrollado dos arcos simultáneos, paralelos e independientes, representados por el Batolito Elqui-Limarí, en la Alta Cordillera, y el Batolito Costero, en la costa, emplazados en la litósfera como una zona de tipo MASH, cuya fuente principal sería una corteza continental antigua y reciclada, con pulsos discretos provenientes de la astenósfera, en zonas de debilidades corticales heredadas, representadas, por ejemplo, por los magmas de los enclaves graníticos. Estos dos arcos simultáneos se habrían desarrollado por la migración de un terreno alóctono o para-alóctono desde el W hacia el margen occidental de Gondwana, que correspondería al Terreno X, o Terreno de Atacama o de Domeyko, como se lo nombra en este estudio, separado de Chileña por una sucesión alineada de afloramientos de metamorfitas interpretadas como remanentes de un prisma de acreción. El arco de la Alta Cordillera se habría desarrollado en el borde trasero de Chileña, mientras que el arco de la Cordillera de la Costa se habría desarrollado en el borde W del Terreno Atacama o Domeyko.

*A mis antepasados. A mis padres.  
A mi familia.  
A todo esto que llamamos vida.*

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quisiera agradecer a mis padres, Marisol y Marcelo, eternos luchadores, que me han dado este hermoso regalo: una educación digna y de calidad.

A mi profesor guía Reynaldo Charrier, un verdadero maestro. Muchas gracias por el tiempo compartido, las historias contadas, su infinita sabiduría, las incontables conversaciones acerca de geología, de la inmortalidad del cangrejo y de la vida. Gracias, Profe. El mejor guía que alguien quisiera tener.

A los miembros de mi comisión, Marcia, Pancho Hervé y Patilo, por sus invaluable conocimientos, tiempo compartido y la discusión generada. Fue realmente grato y significativo haber podido trabajar con ustedes. En particular a Marcia, gracias por la ayuda constantemente brindada. Sin ti, gran parte de esta memoria habría sido un desastre. También agradecer al proyecto FONDECYT 1120272 por haber financiado este trabajo.

A Felipe Tapia, gran impulsor de esta memoria. Gracias a ti, comencé estudiando estos famosos enclaves. Muchísimas gracias por el apoyo y la ayuda brindada y por tus aportes a la discusión. Al profesor Luis Aguirre por su valiosa ayuda ante mis dudas en petrografía. Muchísimas gracias por su disposición. A Christian Creixell, por su gran voluntad a conversar y discutir acerca de geología. A Katja Deckart, por su amabilidad y ayuda desinteresada cuando tuve dudas acerca de algunos procedimientos analíticos.

Gracias a los funcionarios del departamento, tanto los de oficina como los del laboratorio, que, de alguna u otra manera, han hecho mucho más agradable mi paso por geología. Blanquis, eres seca. Quilo, maestro. Don Carlos Gómez, ídolo. Muchas gracias por las innumerables anécdotas compartidas y tallas celebradas y por levantarme el ánimo cada vez que me sentí derrotada. Gracias Vero, Rosita, Don Carlos Alvarado, Julio padre, Julio hijo, Roberto y Anaís. Siempre voy a guardar los mejores recuerdos de ustedes.

A mis amigas del colegio y las nuevas amistades generadas durante este periodo: mis amigas de plan común, LC y LCH y MH. En los momentos más oscuros y más difíciles, nunca fallaron. Me hacen feliz siempre. Gracias por su infinita amistad, por su diversidad y por su libertad. Los días siempre han sido más bellos y entretenidos gracias a ustedes y las noches, aun más. Los quiero mucho.

A mi hermano, por su inquebrantable apoyo a lo largo de estos años. A mi familia de Santiago, que siempre ha estado allí cuando lo he necesitado, conformando otro hogar al que siempre puedo acudir en esta ciudad alguna vez ajena. En especial, quisiera agradecer a mi tía Marcela y a mi tía Pochi, mujeres increíbles. Mis otras dos mamás, aquellas que he elegido.

A todos aquellos que estuvieron durante este proceso pero que, por las vueltas de la vida, ya no forman parte de mi vida. Y a mis antepasados, gracias a ellos soy quien soy y existo.

Por último, me gustaría agradecer a esta historia infinita, imparabile y caótica que se llama vida.

# TABLA DE CONTENIDO

|   |    |
|---|----|
| <b>Capítulo I: Introducción General</b> .....   | 1  |
| I.1 Presentación General de la Memoria.....   | 2  |
| I.2 Formulación del Estudio Propuesto.....  | 2  |
| I.3 Hipótesis de Trabajo .....  | 3  |
| I.4 Objetivos.....  | 3  |
| I.4.1 Objetivo General.....   | 3  |
| I.4.2 Objetivos Específicos y Metodología .....   | 4  |
| I.5 Ubicación y Vías de acceso .....  | 5  |
| I.6 Metodología.....  | 6  |
| I.6.1 Trabajo de gabinete pre-terreno .....   | 6  |
| I.6.2 Trabajo en terreno .....  | 6  |
| I.6.3 Trabajo de gabinete post-terreno y laboratorio .....                              | 7  |
| <b>Capítulo II: Marco Geológico</b> .....   | 9  |
| II.1 Marco Geotectónico en el Gondwana suroccidental durante el Paleozoico tardío ..... | 10 |
| II.2 Geología del área de estudio .....   | 13 |
| II.2.1 Rocas Estratificadas.....  | 13 |
| II.2.2 Rocas Intrusivas.....  | 16 |
| II.3 Síntesis de la Evolución Geológica del Ciclo Gondwánico.....                       | 20 |
| <b>Capítulo III: Distribución, Relaciones de contacto y Petrografía</b> .....           | 22 |
| III.1 Distribución y Relaciones de contacto entre Litologías .....                      | 22 |
| III.2 Petrografía.....  | 26 |
| III.2.1 Esquistos Grises de Punta Claditas .....  | 26 |
| III.2.2 Dique .....   | 28 |
| III.2.3 EL Enclave .....  | 31 |
| III.2.4 Contacto entre dique y enclave .....  | 32 |
| <b>Capítulo IV: Geoquímica de roca total</b> .....                                      | 35 |
| IV.1 Introducción.....  | 36 |
| IV.2 Elementos mayores.....   | 36 |
| IV.3 Elementos traza.....   | 39 |
| IV.4 Discriminador de ambiente tectónico mediante elementos mayores y traza.....        | 42 |
| <b>Capítulo V: Estudio de circones</b> .....  | 45 |
| V.1 Introducción .....  | 46 |

|  |           |
|--|-----------|
| V.2 Catodoluminiscencia.....   | 46        |
| V.3 Geoquímica de elementos traza en Circón.....   | 47        |
| V.4 Geocronología.....   | 51        |
| V.5 Isotopía de Hf en circones.....  | 51        |
| <b>Capítulo VI: Discusión</b> .....  | <b>55</b> |
| VI.1 Distribución y relaciones de contacto entre litologías.....   | 56        |
| VI.2 Origen magmático de los granos de circón.....   | 60        |
| VI.3 Petrografía de la muestra de enclave.....   | 62        |
| VI.4 Geoquímica de la muestra de enclave.....  | 63        |
| VI.5 Geocronología y Petrogénesis de los magmas del Paleozoico tardío.....   | 65        |
| VI.6 Configuración tectono-magmática en el Gondwana Occidental durante el Paleozoico tardío y modelo tectónico propuesto.....  | 82        |
| VI.6.1 Magmatismo en el Misisípico Superior-Pensilvánico: Configuración del Arco Magmático en el Gondwana Occidental.....  | 82        |
| VI.6.2 Metamorfitas de la Alta Cordillera y de la costa: Configuración del prisma de acreción y arco magmático del Paleozoico tardío en el borde occidental de Gondwana..... | 84        |
| VI.6.3 Configuración y Evolución Tectono-magmática durante el Paleozoico tardío en Gondwana Occidental.....  | 89        |
| <b>Capítulo VII: Conclusiones</b> .....  | <b>90</b> |
| <b>Bibliografía</b> .....  | <b>90</b> |
| <b>Anexos</b> .....  | <b>90</b> |

**CAPÍTULO I**

**INTRODUCCIÓN GENERAL**

## I.1 PRESENTACIÓN GENERAL DE LA MEMORIA

La presente memoria corresponde a un estudio petrológico, geoquímico, geocronológico e isotópico que busca determinar la edad y origen de los enclaves graníticos incluidos en un dique máfico, aparentemente mesozoico, que intruye al Complejo Metamórfico del Choapa (Rebolledo y Charrier 1994), en el sector costero de Huentelauquén (31°30'S). Además, una vez determinado lo anterior, se pretende analizar las implicancias tectono-magmáticas de su presencia en esta región.

El objetivo de este estudio se enmarca a través de las siguientes interrogantes principales: ¿Cuál es la edad y origen de los enclaves del sector costero de Huentelauquén? ¿Comparten un mismo origen con otros intrusivos del sector? ¿Cómo se relacionan estos con la franja magmática del Paleozoico tardío en la costa, representada por el Batolito Costero? ¿Cuál es el desarrollo tectono-magmático del Paleozoico tardío?

Este estudio se organiza en 7 capítulos y 4 anexos. En el primer capítulo, de Introducción, se presenta la hipótesis y los objetivos de esta memoria, junto con las metodologías seguidas para alcanzar estos objetivos. En el segundo capítulo, dividido en 3 partes, se expone primero el contexto tectónico desarrollado durante el Paleozoico tardío, seguido de una revisión de las unidades que afloran en el sector de estudio, para finalizar con una síntesis de la evolución tectónica del Paleozoico tardío. En los capítulos 3, 4 y 5 se exponen los resultados petrográficos, geoquímicos y del estudio detallado de granos de circón de una muestra de enclave, que luego se discuten en el siguiente capítulo 6. Como síntesis de lo anterior y con las conclusiones finales de este estudio, se completa la memoria con el capítulo 7 de Conclusiones.

## I.2 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

A lo largo de Chile y Argentina central, los afloramientos que representan el arco magmático del Paleozoico tardío se distribuyen de forma diferente al norte y al sur de los 33°S (Figura 1). Al norte de esta latitud y a lo largo de la Cordillera Frontal, aflora el Batolito Elqui-Limarí (28°30'-31°S), con edades U-Pb que van desde el Misisípico al Triásico Superior (328-210 Ma; Hervé *et al.* 2014; Maksaev *et al.* 2014). Los cuerpos más antiguos, misisípicos, se encuentran hacia el borde occidental de este batolito, mientras que los cuerpos más jóvenes, mayormente triásicos se ubican más al este, como lo hicieron notar Mpodozis y Kay (1992).

A lo largo de la costa, entre 33° y 39°S, se encuentra el Batolito Costero, de edad Pensilvánico (320-300 Ma; Deckart *et al.* 2014). Entre estas latitudes, a lo largo de la vertiente chilena de la Cordillera Principal, no se reconocen afloramientos del Pensilvánico equivalentes a los del Batolito Elqui - Limarí. Sin embargo, estudios recientes en circones heredados en lavas y plutones cenozoicos de la Cordillera Principal, al sur de 33°S, muestran edades y características geoquímicas similares a las de los plutones pensilvánicos-guadalupenses de la Cordillera Frontal, al norte de 33°S (Muñoz *et al.* 2015). Esto se ha interpretado como una evidencia a favor de la existencia de un basamento ígneo Paleozoico cristalino debajo de la cubierta estratificada meso-cenozoica de la Cordillera Principal. Lo anterior sugiere que al sur de esta latitud existirían también los componentes pensilvánicos del Batolito Elqui-Limarí, aun cuando estos se encontrarían en profundidad. Los componentes permo-triásicos de este batolito no están presentes a esta latitud en territorio chileno, sino formando parte de la franja de intrusivos conocida más al este, a lo largo de la Cordillera Frontal, en Argentina (Kleiman y Japas 2009).



De esta manera, al sur de 33°S, existirían dos franjas intrusivas al este de la franja magmática del Batolito Costero: una pensilvánica-guadalupiense (Carbonífero tardío-Pérmico medio) bajo la Cordillera Principal occidental y otra permo-triásica en la Cordillera Frontal, en Argentina, separadas, aparentemente, unas de otras por varias decenas de kilómetros. Este escenario es diferente al observado al norte de los 33°S, donde los componentes intrusivos del Pensilvánico (Carbonífero tardío), Pérmico y Triásico forman una sola franja continua en la Cordillera Frontal, disminuyendo en edad hacia el este, y no existen evidencias de magmatismo pensilvánico hacia la costa, que puedan asociarse con el Batolito Costero (Figura 1). Sin embargo, la presencia de enclaves graníticos de edad Paleozoico en un dique mesozoico, que intruye al Complejo Metamórfico del Choapa, al norte de los 33°S, podría ser una evidencia en favor de la existencia del magmatismo del Paleozoico tardío en una región donde no existen afloramientos del Batolito Costero, y pertenecer a su prolongación en profundidad bajo unidades más jóvenes, como lo plantearon Rebolledo y Charrier (1994). De esta manera, el estudio detallado de la edad y de las características mineralógicas y geoquímicas de estos enclaves permitiría una mejor comprensión del contexto tectónico existente durante el emplazamiento de estos batolitos y de la evolución tectono-magmática en el Paleozoico tardío.

### I.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

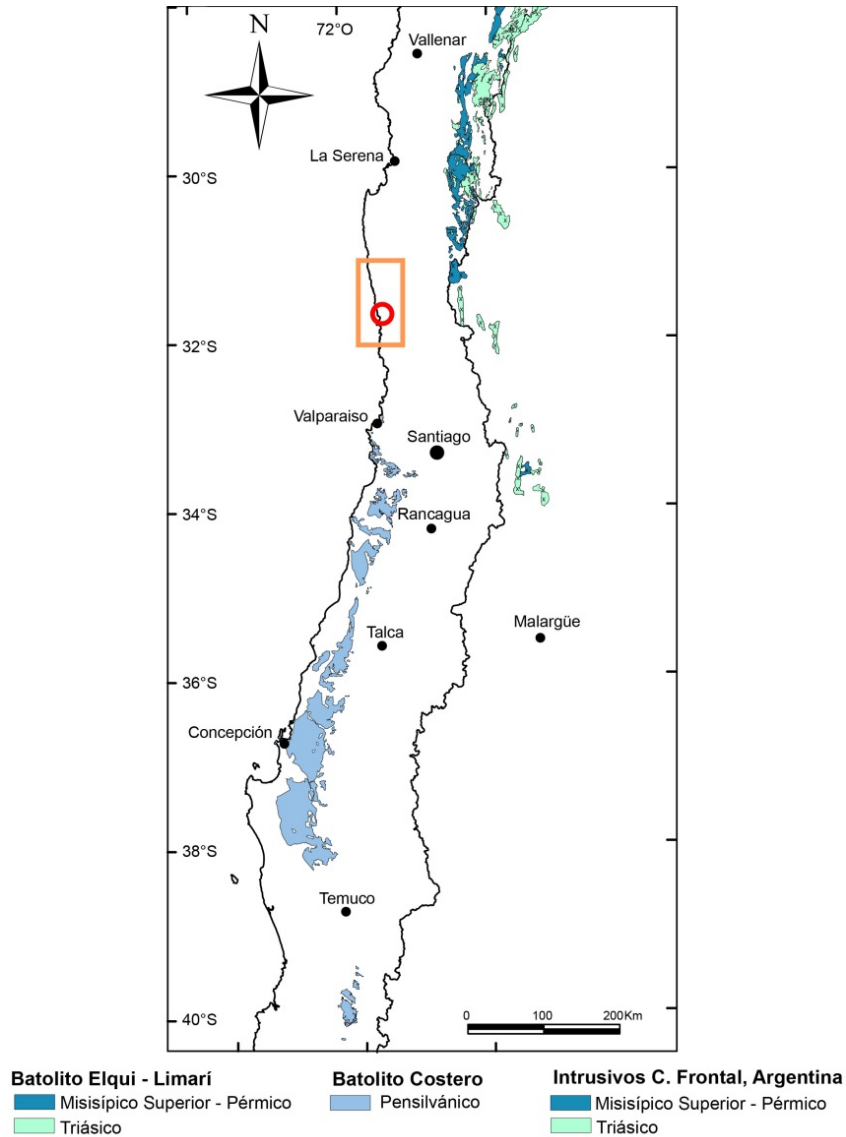
La presencia de enclaves graníticos en un dique máfico, de posible edad mesozoica, con orientación E-W, emplazado en el Complejo Metamórfico del Choapa (Berg y Charrier 1987), pondría en evidencia la existencia de rocas intrusivas en subsuperficie, con edades similares a la del Batolito Costero (Parada *et al.* 1999, 2007; Deckart *et al.* 2014), representando, así, una prolongación de éste hacia el norte.

De acuerdo con lo anterior, existirían en Chile central dos franjas magmáticas paralelas durante el Carbonífero tardío, representadas, una, por el Batolito Costero y la otra, por las componentes más antiguas del Batolito Elqui-Limarí. Esta actividad magmática podría considerarse como un arco principal ubicado en la costa, durante el Pensilvánico, representado por el Batolito Costero, acompañado por una actividad magmática menor hacia el E en la Cordillera Frontal, representada en los intrusivos de esta edad del Batolito Elqui-Limarí. Esta actividad magmática habría migrado progresivamente hacia el este, ubicándose en la Cordillera Frontal, cesando el magmatismo en la costa (García-Sansegundo *et al.* 2014). O bien, ambas franjas paralelas corresponderían a solo un gran arco magmático, que se extendería de la costa a la Cordillera Frontal, como lo proponen Godoy y Navarro (2014).

### I.4 OBJETIVOS

#### I.4.1 OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de este trabajo es determinar, mediante el estudio petrológico, geocronológico y genético de enclaves incluidos en un dique máfico que intruye el Basamento Metamórfico en el sector costero del Norte Chico (31°30'S), una posible relación genética entre éstos y el arco magmático Pensilvánico, representado al sur de los 33°S por el Batolito Costero. De lo anterior, reconocer las implicancias tectónicas de esta relación, con el fin de aportar antecedentes que permitan proponer un modelo geodinámico más completo de la evolución tectono-magmática de la orogenia Gondwánica en esta latitud.



**FIGURA 1: MAPA REGIONAL 1:6.000.000 DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS INTRUSIVOS DEL PALEOZOICO TARDÍO-TRIÁSICO, ENTRE LOS 28°S Y 40°S, SEGÚN SEGEMAR (1997), SERNAGEOMIN (2007), DECKART ET AL. (2014) Y MAKSAEV ET AL. (2014). EL RECUADRO ANARANJADO DELIMITA EL ÁREA DEL MAPA PRESENTADO EN LA FIGURA 2. EL CÍRCULO ROJO ENCIERRA LA ZONA DE ESTUDIO DONDE SE ENCUENTRAN LOS ENCLAVES GRANÍTICOS.**

#### *1.4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS Y METODOLOGÍA*

1. Definir las relaciones de contacto entre las distintas unidades a estudiar (el enclave, el dique máfico y el basamento metamórfico) y caracterizarlas petrográficamente, determinando el tipo de roca, las asociaciones minerales dentro de las muestras e identificando texturas ígneas primarias del enclave y eventuales texturas secundarias, posteriores a la intrusión del dique.

**Metodología:** Campañas de terreno, descripción petrográfica macroscópica y microscópicamente, en corte transparente, de las unidades que afloran en la zona de estudio.

2. Establecer la relación estructural entre el Complejo Metamórfico del Choapa y el dique a fin de determinar los mecanismos de emplazamiento y dirección del flujo magmático en el dique y, en base a lo anterior, inferir la relación estructural entre éste y el plutón del cual se originaron los enclaves.

**Metodología:** Estudio detallado de estructuras y texturas en las rocas del Complejo Metamórfico del Choapa y el dique y las relaciones de contacto entre ellos, mediante las mediciones y observaciones realizadas en las campañas de terreno.

3. Caracterizar composicionalmente los enclaves mediante el análisis químico en roca total, y compararlos con la química de roca total del Batolito Costero y del Batolito Elqui-Limarí.

**Metodología:** Caracterización litológica, estudio de cortes transparentes y análisis geoquímicos en roca total mediante ICP-OES.

4. Efectuar estudios geocronológicos en uno de los enclaves a fin de establecer la edad de cristalización.

**Metodología:** Estudio de cortes transparentes, separación de circones, análisis morfológicos de imágenes de catodoluminiscencia de circones, datación U-Pb en circones mediante LA – ICP MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

5. Establecer una caracterización geoquímica de los circones de una muestra de enclave, mediante el estudio de concentraciones de elementos mayores, traza e isótopos de Hf, con el fin de determinar una posible relación genética entre los enclaves y el Batolito Costero.

**Metodología:** Estudio de cortes transparentes, separación de circones, análisis morfológicos de imágenes de catodoluminiscencia de circones, análisis de elementos traza e isotopía de Hf en circones, mediante la medición de concentraciones *in-situ* a través de LA-ICP MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

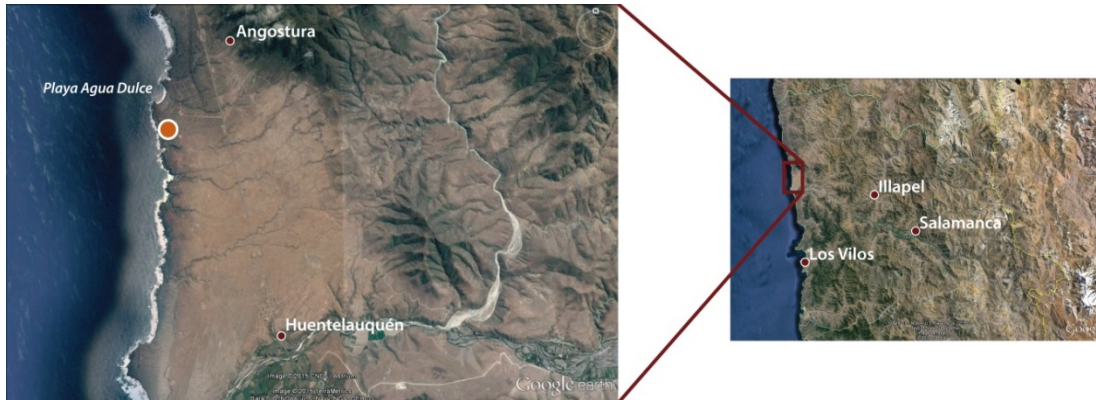
6. Determinar el marco tectono-magmático del margen continental en el Paleozoico tardío sobre la base de los antecedentes obtenidos.

**Metodología:** Recopilación bibliográfica acerca de los antecedentes disponibles acerca de la evolución tectónica y magmática del Paleozoico tardío, e interpretación, comparación y discusión de los resultados obtenidos mediante el estudio de los enclaves graníticos.

## I.5 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se encuentra en la IV Región de Coquimbo, entre los 31° y 32° S, específicamente a 31°31' de latitud sur, en el sector costero 8 km al norte de Huentelauquén

(Figura 2), con coordenadas UTM 255.741 E y 6.509.032 N. Se puede ingresar al sector a través del acceso a la playa Agua Dulce, ubicada inmediatamente al norte de la zona de interés y luego caminar hacia el sur, hasta el sector de Los Parados, donde desemboca la Quebrada El Tiuque en una pequeña bahía, en cuya orilla sur se encuentra el dique que contiene a los enclaves graníticos. Otra manera de acceder a la zona es a través de diversos caminos construidos desde la localidad de Huentelauquén Alto, hacia la costa, y luego caminar hacia el norte hasta la Quebrada El Tiuque.



**FIGURA 2: UBICACIÓN REGIONAL DE LA ZONA DE ESTUDIO. EL CÍRCULO ANARANJADO MARCA LA UBICACIÓN EXACTA DEL DIQUE.**

## I.6 METODOLOGÍA

A continuación, se detalla la metodología a seguir con el fin de cumplir los objetivos expuestos anteriormente. Esta puede ser descrita en 3 partes: Trabajo de gabinete pre-terreno, trabajo en terreno y trabajo de gabinete post-terreno y laboratorio.

### *I.6.1 TRABAJO DE GABINETE PRE-TERRENO*

Recopilación bibliográfica de antecedentes sobre la geología regional, además de la revisión de trabajos anteriores relacionados con datos geoquímicos, geocronológicos e isotópicos del Batolito Costero y el Batolito Elqui-Limarí y revisión bibliográfica de la evolución tectono-magmática propuesta para el margen occidental de Gondwana durante el Paleozoico tardío.

### *I.6.2 TRABAJO EN TERRENO*

Reconocimiento de las principales unidades y estructuras que afloran en el área de estudio, junto con la recolección de muestras de los enclaves, del dique máfico que los hospeda y del Complejo Metamórfico del Choapa, y la relación espacial entre estos dos últimos. Adicionalmente, observación e identificación de las principales estructuras y relaciones de contacto entre el dique máfico y la roca caja metamórfica

Caracterización macroscópica de los enclaves, con énfasis en las dimensiones, morfología, textura, tamaño de grano, contactos con la roca caja, existencia o ausencia de bordes de reacción y alteración y la comparación de estos enclaves con rocas intrusivas, principalmente jurásicas, que afloran en el sector.

### *I.6.3 TRABAJO DE GABINETE POST-TERRENO Y LABORATORIO*

#### **Petrografía de luz transmitida**

El estudio petrográfico de cortes transparentes del enclave, dique y su roca caja fue realizado en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, utilizando el microscopio polarizante Olympus CX31-P. El estudio abarca el reconocimiento del tipo de roca, la clasificación petrográfica de las muestras, las asociaciones minerales, las diferentes relaciones texturales presentes y el tipo de alteración que afecta a cada muestra, además de la toma de microfotografías de cada una de ellas.

#### **Geoquímica de roca total**

El análisis geoquímico de roca total fue realizado en una muestra de un enclave. La molienda de la roca se realizó en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, por Roberto Valles, en un mortero de tungsteno, debido a la dureza de la muestra.

El análisis químico en roca total fue realizado en Activation Laboratories Ltd. (Actlabs), en Canadá, donde se utilizó el paquete de análisis geoquímico 4 litho, que entrega las concentraciones de elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), tierras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Th, Y, Sc, Hf) y trazas (Zn, Co, Ni, Ba, Cr, V, Cu, Nb, Sr y Zr), mediante una técnica mixta, utilizando un ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer*), para elementos mayores, y un ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*), para elementos traza, con un equipo Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000 ICM/MS. Los resultados de la química de roca total, los límites de detección y la precisión del análisis son presentados en el Anexo de este trabajo.

#### **Geocronología de circones**

La separación de circones de una muestra de un enclave fue realizada en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, por Roberto Valles, efectuando la molienda y el posterior tamizado a  $<500$   $\mu\text{m}$ . Después, los circones fueron aislados utilizando la mesa de Gemini, un separador magnético de Frantz y líquidos densos. La separación final de estos se realizó mediante la selección manual de los cristales, bajo observación con una lupa binocular.

Las imágenes de catodoluminiscencia y los análisis de U-Pb de los circones en la muestra de enclave se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Las imágenes de catodoluminiscencia se utilizaron para estudiar las características de cada grano de circón: la forma, presencia o ausencia de núcleos heredados, inclusiones, zonación y etapas de crecimiento, como primer discriminante entre circones magmáticos y metamórficos. Además, estas imágenes permitieron evitar fracturas o inclusiones, así como también transiciones entre núcleo y borde, para el caso de circones con núcleos heredados, durante el análisis LA-ICP-MS.

Los análisis de U-Pb se hicieron mediante LA ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*), en el Laboratorio de Estudios Isotópicos, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Los granos de circón fueron intervenidos

utilizando un analizador Thermo i CapQc ICP-MS, acoplado a un sistema de ablación láser Resolution M050, con una longitud de onda de emisión de 193 nm. Todos los análisis fueron realizados con un láser de 23  $\mu\text{m}$  de diámetro, 25  $\mu\text{m}$  de profundidad, con una energía de salida de  $\sim 160$  mJ constante a  $\sim 8$   $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  y una frecuencia de pulso de 5 Hz.

La corrección de Pb común, cuando fue necesaria, se realizó utilizando el método de corrección algebraica de Andersen *et al.* (2002). La rápida capacidad de barrido del cuadrupolo permite, además, medir las concentraciones de distintos elementos como: Si, P, Ti, Y, Zr, Nb, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Hf. Como estándar se utilizó el circón Plesovice (ca. 337 Ma; Sláma *et al.* 2008) para las razones isotópicas, mientras que para recalculas las concentraciones elementales se usó el vidrio estándar NIST610 utilizando el  $^{29}\text{Si}$  como estándar interno.

Los datos isotópicos de U-Pb obtenidos, la propagación de error y los cálculos de edades fueron corregidos y filtrados con el software U-Pb.age (Solari y Tanner 2011). Los cálculos de las edades U-Pb y la confección de los diagramas de concordia y de probabilidad fueron realizados usando Isoplot 4 (Ludwig 2008).

### **Isotopía de Hf**

La determinación de la composición isotópica de Hf también fue realizada en el Laboratorio de Estudios Isotópicos de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), empleando un equipo Neptune Plus MC – ICPMS acoplado al equipo Resolution M050, Neptune Plus está equipado con 9 detectores Faraday. Cada ablación, realizada en el mismo punto anteriormente datado con U-Pb, tiene una duración de 40 s, con repeticiones a una tasa de 5 Hz, un flujo de 6  $\text{J}/\text{m}^2$  y con un diámetro de láser entre 44-60  $\mu\text{m}$ . Como gas portador, se usaron 700 ml de He y se añadieron 11 ml adicionales de  $\text{N}_2$  luego de la ablación, que luego fueron mezclados con  $\sim 960$  ml de gas Ar. Las interferencias isobáricas de  $^{176}\text{Lu}$  y  $^{176}\text{Yb}$ , presentes naturalmente en circones, en la señal de  $^{176}\text{Hf}$ , fueron corregidas monitoreando las señales de  $^{175}\text{Lu}$ ,  $^{172}\text{Yb}$  y  $^{173}\text{Yb}$ . El cálculo de la señal de  $^{176}\text{Hf}$  también incluyó la corrección por fraccionamiento de masa para el Lu e Yb, independientemente.

La tabla de resultados del análisis geocronológico U-Pb en circón y los resultados de geoquímica e isotopía Lu-Hf in-situ en los mismos circones ya datados son expuestos en el Anexo de este trabajo.

# **CAPÍTULO II**

## **MARCO GEOLÓGICO**

## II.1 MARCO GEOTECTÓNICO EN EL GONDWANA SUROCCIDENTAL DURANTE EL PALEOZOICO TARDÍO

De acuerdo con las características paleogeográficas y evolutivas conocidas del margen occidental de Gondwana en el Paleozoico tardío, se puede proponer la existencia de una segmentación en el margen al norte y al sur de 33°S (Charrier *et al.* 2007, 2015).

Las reconstrucciones paleo-magnéticas indican que la migración del Polo Sur fue bastante rápida durante el Carbonífero y Pérmico temprano, mientras que en el Pérmico tardío la migración polar habría cesado o, al menos, disminuido considerablemente (Vilas y Valencio 1978). De lo anterior, es de esperar que, durante el Carbonífero, la deriva continental ocurriera a tasas muy altas y que, en consecuencia, en márgenes continentales activos, como el de Gondwana occidental, la subducción y tasa de convergencia hayan sido muy rápidas, permitiendo el desarrollo de una importante actividad magmática.

Al norte de los 33°S, la paleogeografía se habría constituido de un arco bordeado al W por una cuenca de antearco, que, a su vez, estaría limitada al W por un complejo acrecionario. La orientación principal de las estructuras y de las unidades paleogeográficas es NNW-SSE y el magmatismo habría tenido características geoquímicas relacionadas a la subducción a lo largo del margen continental (Charrier *et al.* 2007, 2015).

El complejo acrecionario, ubicado en la parte más occidental del margen, habría resultado de procesos de acreción frontal, seguido por procesos de acreción basal, siendo sometido a diferentes condiciones metamórficas de presión y temperatura, e incluyendo lonjas de corteza oceánica, sedimentos continentales transportados hacia la fosa y depósitos turbidíticos desarrollados al E de este cordón acrecionario emergido por sobre el nivel del mar (Thiele y Hervé 1984; Irwin *et al.* 1988; Godoy y Charrier 1991; Rivano y Sepúlveda 1991; Rebolledo y Charrier 1994; Charrier *et al.* 2007, 2015; Hervé *et al.* 2007; Richter *et al.* 2007; Willner *et al.* 2008, 2012; Álvarez *et al.* 2013; García-Sanseguno *et al.* 2014).

La cuenca de antearco, denominada por García-Sanseguno *et al.* (2014) como *Cuenca de Arrayán*, habría registrado dos etapas sedimentarias distintas. La primera etapa (Devónico Medio/Superior – Misisípico), habría desarrollado, hacia el W, una sucesión de depósitos turbidíticos de grano medio a grueso, cuyo aporte sedimentario provendría del NNW y NW, aparentemente, desde el cordón acrecionario emergido. Hacia el E, la cuenca de antearco se volvería más somera, permitiendo el desarrollo de una plataforma continental, con depósitos rítmicos de lutitas y areniscas y cuyo aporte sedimentario provendría de un ambiente volcánico expuesto al E. Estos depósitos se habrían desarrollado en un evento de transgresión-regresión asociado, probablemente, a un ascenso global en el nivel del mar (Bahlburg y Breitkreuz 1991). La continua sedimentación, desde el Devónico al Misisípico, en la *Cuenca de Arrayán*, demostraría que la deformación Chánica (Devónico Superior), no afectaría al margen occidental de Chile (García-Sanseguno *et al.* 2014).

Los depósitos de esta primera etapa estarían sucedidos por gruesas acumulaciones volcánicas, asociadas a la actividad del arco que antecedería a la Fase Orogénica de San Rafael (~286 Ma según Sato *et al.* 2015) y que separarían la primera etapa de sedimentación recién descrita, de la segunda etapa.



La segunda etapa de sedimentación en el ámbito de esta cuenca ocurre desde el Pérmico temprano/medio al tardío y se la puede denominar etapa o fase Huentelauquén. Corresponde a depósitos marinos fosilíferos de grano grueso a fino, con intercalaciones turbidíticas y calcáreas. Se los reconoce desde el Norte Grande hasta la región de Huentelauquén en el Norte Chico, tanto en la región cordillerana como en la región costera del país. Sobreyacen discordantemente a aquellos de la primera etapa, marcando un cambio paleogeográfico mayor al momento de la deposición. A pesar de lo anterior, la cuenca de antearco mantuvo su tamaño, pero se habría somerizado y subdividido en varias cuencas menores. Los depósitos de esta etapa evidencian condiciones más someras que en la primera, debido al desarrollo de relieves emergentes que facilitarían la formación de los niveles calcáreos expuestos en diferentes zonas de la cuenca. Esta somerización en la cuenca habría sido producto de la Orogenia San Rafael (Charrier *et al.* 2007, 2015).

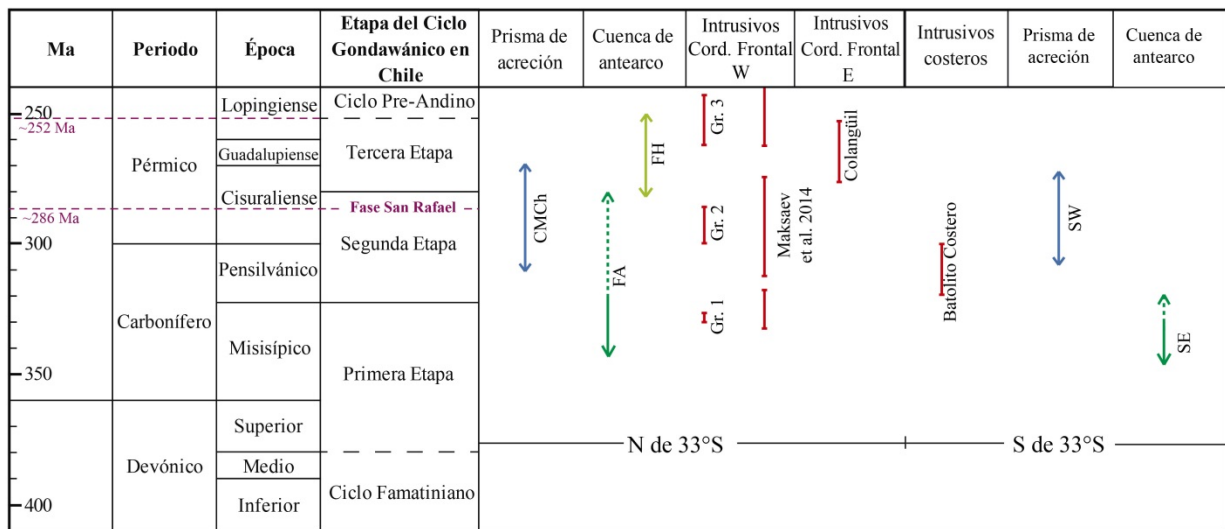
La actividad volcano-magmática en la región al norte de 33°S habría comenzado a partir del Misisípico y se habría extendido hasta el Triásico Superior, ubicándose en la actual Cordillera Frontal (Charrier *et al.* 2007; Hervé *et al.* 2014). Esta actividad estaría asociada a un periodo de rápida deriva continental y altas tasas de convergencia, evidenciado en los gruesos depósitos volcánicos y la prolongada actividad plutónica a lo largo del margen. Nuevas edades U-Pb en circones, junto con dataciones previas (Pankhurst *et al.* 1996; Pineda y Calderón 2008; Coloma *et al.* 2012), permitieron a Hervé *et al.* (2014) separar estas rocas en cuatro grupos de edades: (1) Misisípico Superior (330 – 326 Ma), (2) Pensilvánico-Cisuraliense (301 – 284 Ma), (3) Lopingiense-Triásico Medio (264 – 242 Ma) y (4) Triásico Superior (225 – 215 Ma). La signatura geoquímica de los intrusivos de esta época indicaría el desarrollo de un arco magmático asociado a subducción con una corteza gradualmente más delgada (Mpodozis y Kay 1992). El segundo grupo precedería a la Orogenia de San Rafael y, además, sería coincidente con la evolución del prisma de acreción y la actividad volcánica predominantemente félsica registrada entre el Pensilvánico Superior y el Cisuraliense. Coincidente con los depósitos sedimentarios de la segunda etapa de la cuenca de antearco (etapa Huentelauquén), se puede señalar la actividad plutónica post-tectónica conocida en la vertiente oriental de la cordillera representada por el batolito de Colangüil. La actividad magmática del tercer y cuarto grupo, en la Cordillera Frontal, sería posterior a los depósitos sedimentarios de la segunda etapa de la cuenca de antearco y al magmatismo de Colangüil y se pueden asignar al Ciclo Tectónico Pre-Andino (Figura 3; Charrier *et al.* 2015).

Al sur de los 33°S, ocurre un gran cambio en la distribución en superficie de las unidades tectonoestratigráficas. Las rocas intrusivas ya no se ubican al E, a lo largo de la prolongación hacia el sur de la Cordillera Frontal, es decir, en la alta cordillera, sino a lo largo de la Cordillera de la Costa, formando el Batolito Costero, limitado, inmediatamente al W, por el complejo metamórfico del Gondwana. Al sur de los 38°S, el batolito se curva hacia el SE, alejándose de la costa y formando parte de la Cordillera Principal.

En este segmento, el complejo metamórfico está compuesto por la Serie Oriental y la Serie Occidental, formando un cinturón metamórfico pareado (González-Bonorino 1970, 1971; González-Bonorino y Aguirre 1970; Godoy 1970; Aguirre *et al.* 1972; Hervé 1977, 1988; Hervé *et al.* 1974, 1984, 2003, 2013; Kato y Godoy 1995; Willner 2005; Willner *et al.* 2004, 2005, 2008; Glodny *et al.* 2005, 2006, 2008), como resultado de la acreción frontal y basal, respectivamente (Richter *et al.* 2007; Willner *et al.* 2008).

El protolito de la Serie Occidental, depositada algo después que la Oriental (Hervé *et al.* 2013), consiste en areniscas y pelitas polideformadas y metamorizadas, metacherts y metabasitas, formadas por acreción basal, con un gradiente metamórfico de alta P/T y una edad U-Pb de máxima deposición en circones detríticos Pensilvánico, de 307 Ma. La Serie Oriental, por su parte, consiste en metaturbiditas deformadas polifásicamente, con estructuras primarias reconocibles y depositadas, probablemente, en una cuenca de antearco. Esta serie habría estado expuesta a un gradiente metamórfico de baja P/T, mostrando una edades de U-Pb de máxima deposición en circones detríticos misisípicos, entre 330 a 345 Ma (Hervé *et al.* 2013). Edades Ar-Ar en mica blanca en ambas series indicarían un peak metamórfico de alta P/T entre 320 y 288 Ma para la Serie Occidental, en cambio para la Serie Oriental se registra un peak de alta T entre 302 y 294 Ma. Ambas edades son más jóvenes o coetáneas con aquellas reportadas para el Batolito Costero (Willner *et al.* 2005).

De acuerdo a las características litológicas, la fuerte deformación y el grado metamórfico de la Serie Oriental, que recuerda a los depósitos de antearco de la primera etapa de sedimentación, al norte de los 33°S, es probable que el ambiente tectónico para esta unidad haya sido también una cuenca paleozoica de antearco (Charrier *et al.* 2015).



**FIGURA 3: ESQUEMA DE EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA AL NORTE DE 33°S. CMCH: COMPLEJO METAMÓRFICO DEL CHOAPA; FA: FM. ARRAYÁN, FH: FM. HUENTELAUQUÉN, GR.1: GRUPO 1, GR.2: GRUPO 2, GR.3: GRUPO 3, SEGÚN HERVÉ ET AL. (2014), SE: SERIE ORIENTAL, SW: SERIE OCCIDENTAL. LAS EDADES DE LAS FORMACIONES SEDIMENTARIAS, DE LAS ROCAS INTRUSIVAS EN LA CORDILLERA FRONTAL Y LA COSTA (AL SUR DE 33°S), DE LA FASE SAN RAFAEL Y DEL LÍMITE ENTRE EL CICLO GONDWÁNICO Y EL CICLO PRE-ANDINO FUERON TOMADAS DE DEL WILLNER ET AL. (2008); HERVÉ ET AL. (2013); DECKART ET AL. (2014); HERVÉ ET AL. (2014); MAKSAEV ET AL. (2014); CHARRIER ET AL. (2015) Y SATO ET AL. (2015).**

El Batolito Costero consiste en una serie de plutones calcoalcalinos, meta a peraluminosos, con litología granítica a cuarzo-diorítica. Aflora a lo largo de la Cordillera de la Costa, entre los 33° y 38°20'S, intruyendo a la Serie Oriental. Al sur de 38°S, el batolito se curva hacia el SE, aflorando en la Cordillera Principal. Este cambio de posición del batolito está probablemente controlado por el lineamiento NW Lanalhue (Glodny *et al.* 2008; Hervé *et al.* 2013). De acuerdo con edades U-Pb en circones, Deckart *et al.* (2014) acotó la edad del batolito entre  $319.6 \pm 3.3$  y  $300.8 \pm 2.4$  Ma, lo que significaría una actividad magmática en este sector que duró por lo menos 19 Ma, durante el Pensilvánico.

En esta región, a diferencia de la región al norte de los 33°S, no es posible reconocer diferentes etapas deposicionales en la evolución paleozoica superior del área. El desarrollo del prisma de acreción y la sedimentación en la cuenca de antearco, estuvieron probablemente relacionadas entre sí en el espacio y el tiempo, mientras que el emplazamiento del Batolito Costero habría ocurrido en etapas tardías de esta evolución. La edad de sedimentación, obtenida tanto para el protolito de la Serie Oriental como para el protolito de los complejos sedimentarios de la primera etapa de la cuenca de antearco, al norte de 33°S, es coincidente. De lo anterior, es probable que la organización paleogeográfica haya sido muy similar o incluso idéntica a la región al norte de los 33°S (Charrier *et al.* 2007).

## II.2 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

### II.2.1 ROCAS ESTRATIFICADAS

#### **Complejo Metamórfico del Choapa** (Rivano y Sepúlveda 1991)

En el sector de Huentelauquén, se dispone en franjas kilométricas de orientación NNW, separadas unas de otras y de las formaciones sedimentarias paleozoicas por zonas de fallas (Rebolledo y Charrier 1994).

Petrográficamente corresponden a filitas, esquistos cuarzo-micáceos, gneises de grano fino, anfibolitas y, más escasamente, mármol. De acuerdo a las características litológicas y estructurales, Rebolledo y Charrier (1994) subdividieron el complejo en 5 unidades litológico-estructurales, separadas por contactos tectónicos, mostrando una evolución tectono-metamórfica similar y estructuras desarrolladas durante siete eventos deformativos sobreimpuestos, que posteriormente Willner *et al.* (2008) y García-Sansegundo *et al.* (2014) reagrupan en tres (D1, D2, D3)

El protolito de este complejo metamórfico corresponde, por una parte, a sedimentitas pelítico-arenosas, descritas como un set de grauvacas y arcosas, resultados de la erosión de un arco volcánico, y calizas, probablemente marinas, y, por otra, a rocas volcánicas básicas de origen oceánico (Godoy 1979; Rebolledo 1987; Rivano y Sepúlveda 1991).

El Complejo Metamórfico del Choapa comparte rasgos litológicos y estructurales similares a los de la Serie Occidental, al sur de los 33°S, también originada por acreción basal (Godoy 1984; Willner *et al.* 2005; Richter *et al.* 2007).

La presencia de mica blanca rica en fengita y porfiroblastos relictos de granate indicarían que el protolito del Complejo Metamórfico del Choapa fue afectado por una primera etapa de alta presión, seguida por fenómenos de metamorfismo retrógrado que terminaron en la facies de esquistos verdes, evidenciado en las asociaciones mineralógicas presentes (Winkler 1976; Rivano y Sepúlveda 1991). Esto habría ocurrido entre 308 y 274 con un peak de alta P/T a los 279 Ma (Willner *et al.* 2008, 2012). Edades recientes en U-Pb SHRIMP en circones detríticos de este complejo, inmediatamente al norte de la región considerada en este estudio, indican que la sedimentación habría ocurrido hasta, por lo menos, el Triásico Inferior y que, por lo tanto, el prisma de acreción habría sido afectado por procesos metamórficos hasta, por lo menos, el Mesozoico temprano (Emparán y Calderón 2014).

### **Formación Arrayán (Cecioni 1942)**

Corresponde a una alternancia rítmica de areniscas y pelitas, que presenta algunas estructuras primarias, tales como marcas de fondo de tipo flautas, estratificación gradada, y estratificación convoluta (Rivano y Sepúlveda 1991; Rebolledo y Charrier 1994). Estas estructuras son similares a las de la Serie Oriental, acrecionada frontalmente, al sur de los 34°S (Richter *et al.* 2007).

En base a restos fósiles de plantas, Cecioni (1962, 1974) sugiere una edad Devónico Medio, mientras que Bernardes de Oliveira y Roesler (1980) sugieren una edad Devónico Superior – Misisípico. Willner *et al.* (2008), en base a análisis de U/Pb en circones detríticos, obtuvo una edad máxima de deposición Misisípico, de 343 Ma, consistente con la edad bioestratigráfica. Esta edad, significativamente mayor que la edad de máxima deposición del Complejo Metamórfico del Choapa, corrobora que la acreción frontal fue seguida por la acreción basal, como el resto de los prismas de acreción en Chile.

La ritmicidad y alternancia de lutitas y areniscas, las marcas de fondo, la estratificación convoluta y la litología sugieren que la Formación Arrayán se depositó en un ambiente subacuático, como parte de un gran abanico submarino originado por sucesivos flujos turbidíticos. Estas turbiditas se habrían depositado adyacentes a un borde continental, en una posición intermedia entre facies medianas y distales, con sedimentos provenientes del W al SW. Los componentes sedimentarios de estas rocas provienen de cratones interiores estables de bajo relieve y de bloques continentales transicionales, donde parte del basamento metamórfico fue erosionado (Cecioni 1962; Charrier 1977; Rebolledo 1987; Rivano y Sepúlveda 1991; Rebolledo y Charrier 1994). Este ambiente de deposición estaría representado por una cuenca de antearco, la *Cuenca de Arrayán* (Willner *et al.* 2012; García-Sansegundo *et al.* 2014), mostrando, al este de la zona de estudio, facies someras de plataforma marina durante la primera etapa evolutiva de la cuenca, previas a la Orogenia de San Rafael.

### **Formación Huentelauquén (Muñoz Cristi 1973)**

Sobreyace en discordancia angular y de erosión a la Formación Arrayán y/o al Complejo Metamórfico del Choapa y subyace discordantemente a la Formación El Quereo (Triásico) (Thiele y Hervé 1984).

Dentro de la Formación Huentelauquén, se distinguen dos miembros, separados por una discordancia angular (Rivano y Sepúlveda 1991):

- Miembro La Higuera, inferior, constituido por pelitas negras y areniscas con algunas intercalaciones brechosas hacia la base y la parte superior.
- Miembro La Cantera, superior, compuesto por areniscas y calizas, con intercalaciones abundantes, en parte predominantes, de conglomerados finos a medios.

La edad de la Formación Huentelauquén, basada en los hallazgos fósiles, es Pensilvánico-Cisuraliense (Sundt 1897; Groeber 1922; Fuenzalida 1940; Muñoz Cristi 1942, 1968; Minato y Tazawa 1977; Mundaca *et al.* 1979; Thiele y Hervé 1984; Rivano y Sepúlveda 1985, 1986; Díaz-Martínez *et al.* 2000). Esta edad es consistente con la edad de máxima deposición Pensilvánico

(~303 Ma) obtenida a través de circones magmáticos en clastos riolíticos/graníticos de los conglomerados. Estos clastos provendrían de un área mágmática emergente cercana, ubicada hacia el este (Willner *et al.* 2008, 2012). Charrier *et al.* (2007) definieron un aporte de sedimentos proveniente del NW y, por lo tanto, una deposición simultánea al alzamiento del prisma de acreción y somerización de la cuenca de antearco.

Esta formación se habría depositado en un borde continental (en sentido morfológico), situado probablemente en paleolatitudes intermedias, en una cuenca de antearco. En una primera fase de deposición, se habría desarrollado un delta de tipo abanico submarino de carácter progradante (Miembro La Higuera). Sobre él, en una segunda etapa y previa a una regresión, se habría desarrollado una plataforma calcárea de aguas templadas, esporádicamente invadida por aportes terrígenos locales (Miembro La Cantera) (Thiele y Hervé 1984; Rivano y Sepúlveda 1991). Observaciones de campo y análisis de microfacies de biocalcarenitas con laminación cruzada en el Miembro La Cantera, permitieron a Méndez-Bedia *et al.* (2009) interpretar la presencia de barras desarrolladas en una plataforma interna carbonatada con influencia siliciclástica localmente importante.

La Formación Huentelauquén habría sido depositada durante la deformación de la *Cuenca de Arrayán* (García-Sansegundo *et al.* 2014), correspondiente a la segunda etapa evolutiva de ésta (etapa Huentelauquén), coincidiendo con la etapa compresiva final del ciclo Gondwánico que sucedió a la fase San Rafael (Charrier *et al.* 2007).

#### **Formación El Quereo** (Cecioni y Westermann 1968)

Sobreyace discordantemente (angular y erosión) a la Formación Arrayán, e infrayacería en aparente concordancia a las rocas volcánicas de la Formación Pichidangui. Sus afloramientos limitan al este con intrusivos de la Superunidad Mincha de edad Jurásico.

Es posible distinguir 4 miembros que caracterizan a la formación. Desde más antiguo a más joven son: (a) Miembro inferior, conglomerádico (110 m), con una brecha basal de espesor variable (0-35 m) compuesta exclusivamente por clastos de la Formación Arrayán; (b) Miembro de grauvaca (122.5 m), compuesto por una secuencia rítmica de areniscas y lutitas; (c) Miembro lutítico (402.5 m), con escasas intercalaciones de areniscas; (d) Miembro superior de areniscas conglomerádicas (77.5 m) (Cecioni y Westermann 1968; Mundaca *et al.* 1979). En base al contenido fósil presente en el miembro (c) Rivano y Sepúlveda (1991) asignan una edad Triásico Inferior-Media a Carniense a esta formación.

El ambiente deposicional de la Formación El Quereo se interpreta como transicional a marino. La proveniencia de material clástico es fundamentalmente terrígena, a partir de un orógeno reciclado a arco mágmático erodado a transicional, ya que la participación plutónica aparece como muy importante (Rivano y Sepúlveda 1991).

#### **Formación Pichidangui** (Cecioni y Westermann 1968)

Definida por Cecioni y Westermann (1968), como una secuencia de flujos riolíticos, tobas y brechas volcánicas, sobreyace concordantemente a la Formación El Quereo e infrayace, concordantemente a la Formación Los Molles.

Está compuesta por brechas volcánicas, tobas y lavas riolíticas con escasas intercalaciones lutíticas portadoras de *estherias*. La base es el nivel superior de la Formación El Quereo. Su techo no está expuesto y aparece intruida por granitoides jurásicos. La presencia de “*Estheria*” permite asignar una edad triásica indiferenciada a la intercalación sedimentaria de lutitas de la Formación Pichidangui. Sin embargo, considerando sus relaciones estratigráficas concordantes sobre la Formación El Quereo y aparentemente también bajo la Formación Los Molles, se le puede asignar un intervalo de edad Carniense-Noriense tardío (Cecioni y Westermann 1968).

Análisis realizados por Vicente (1974) respecto de las facies indican condiciones de deposición subacuáticas, ligadas a erupciones explosivas, submarinas y de poca profundidad, asociadas a “turbiditas de piroclastos”.

La Formación Pichidangui, con rocas volcánicas y volcanoclásticas bimodales, estaría relacionada a la provincia magmática de Choiyoi superior, separando en esta región la primera etapa del ciclo Pre-Andino (representado por la Formación El Quereo) de la segunda (representada por la Formación Los Molles) (Vicente 1974; Vergara *et al.* 1995).

## II.2.2 ROCAS INTRUSIVAS

Los intrusivos han sido agrupados en unidades y superunidades por Rivano y Sepúlveda (1991). El término unidad es aplicable a un conjunto de rocas plutónicas con relaciones similares con sus rocas de caja y un rango de variación petrográfica común, junto con una edad parecida. Por superunidad, se entiende a un conjunto de unidades alineadas, que representan o forman parte de un ciclo o evento plutónico mayor.

La Superunidad Mincha constituye la franja más occidental de intrusivos entre 31° y 32°S y conforma el 80% de las planicies litorales y de la Cordillera de la Costa, conformando una franja N-S de aproximadamente 20 km. Intruye al Complejo Metamórfico del Choapa y a las formaciones Arrayán y Huentelaquén, del Paleozoico, y a las formaciones El Quereo y Pichidangui, del Mesozoico (Rivano *et al.* 1985) y está subdividida en cuatro unidades: Millahue, Tranquilla, Puerto Oscuro y Cavilolén.

Las unidades Millahue y Tranquilla representan el magmatismo félsico Triásico-Jurásico de la región. La Unidad Millahue corresponde a monzogranitos a sienogranitos hololeucocráticos a leucocráticos (IC menor a 9) de biotita y/o hornblenda, gradando de grano medio (2-4 mm) a grano medio-fino (0.1-1.5 mm). Tres edades K-Ar (~191 Ma) y una isócrona Rb-Sr de 200±10 Ma (Brook *et al.* 1986; Parada *et al.* 1985, 1988) permiten señalar una edad Jurásico Inferior para esta unidad, que muestra una buena concordancia con las edades estimadas para el inicio del volcanismo Mesozoico (Formación Pichidangui, del Triásico Superior y Formación Ajial del Jurásico Inferior-Medio) con el que comparte el carácter ácido.

La Unidad Tranquilla está formada por sienogranitos hololeucocráticos a leucocráticos de biotita y piroxeno, con un índice de color modal (IC) inferior a 9. El cuarzo y la ortoclasa, levemente peritítica, junto con las texturas porfírica y granofírica permiten diferenciarla de la Unidad Millahue. La única edad obtenida para esta unidad, corresponde a una isócrona Rb-Sr de 203±15 Ma (Brook *et al.* 1986). Esto permite señalar una edad Jurásico Inferior y una posible relación genético temporal con la Unidad Millahue (~203 Ma) (Rivano *et al.* 1985; Rivano y Sepúlveda 1991).

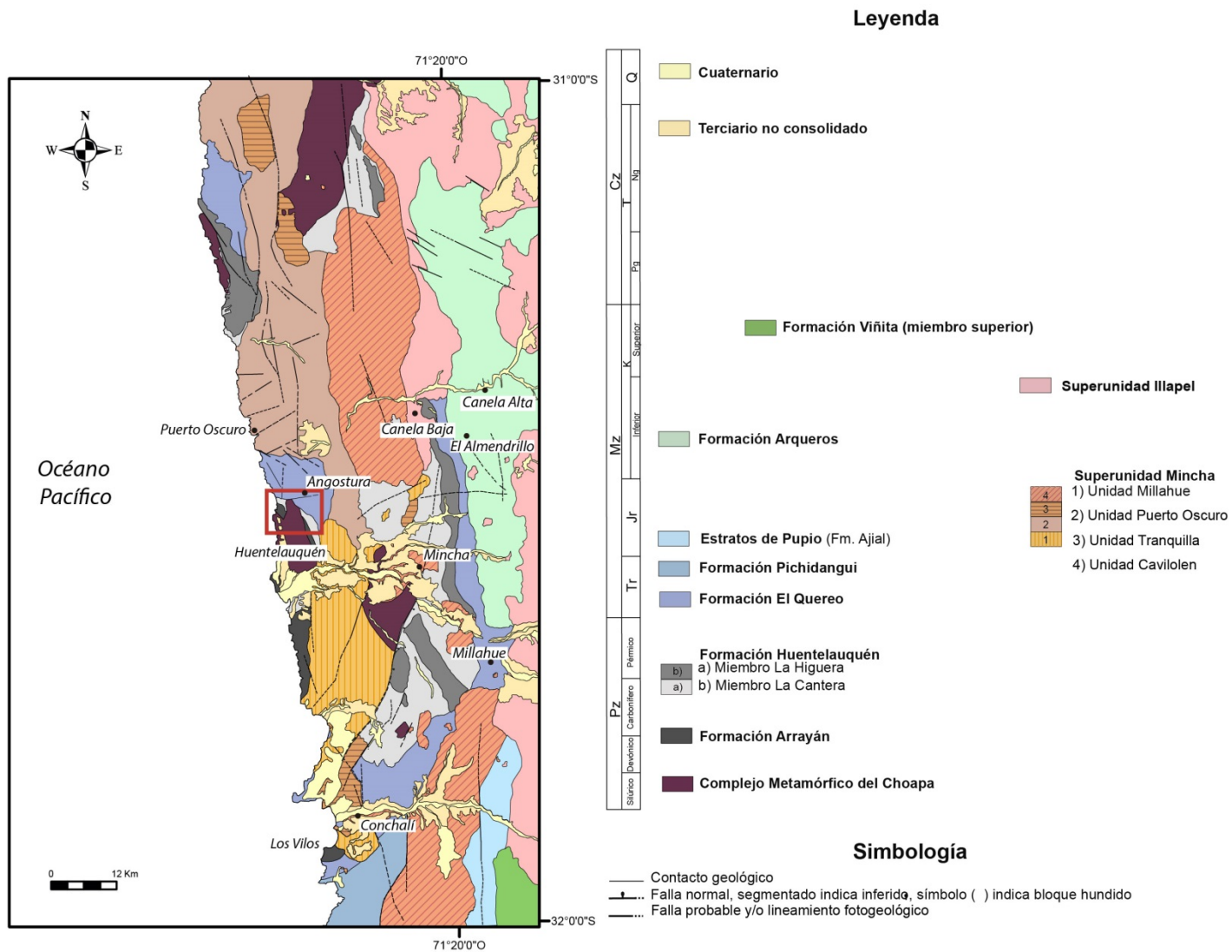
Ambas unidades constituyen parte del magmatismo bimodal tipo A a transicional del Triásico-Jurásico Medio (Gana 1991; Emparan y Pineda 2006; Emparan y Calderón 2014), junto con los gabros de la Unidad El Guindo (Parada *et al.* 1991) o Unidad Talinay (Gana 1991). Todas estas unidades fueron agrupadas dentro del Complejo Plutónico Limarí, por Parada *et al.* (1999).

Las unidades Puerto Oscuro y Cavilolén forman parte del magmatismo del Jurásico Medio-Superior (Parada *et al.* 1988). La primera, corresponde a dioritas cuarcíferas de piroxeno y/o anfíbola, monzodioritas cuarcíferas de hiperstena y biotita, con textura mirmequítica, y gabros de piroxeno y olivino. Son leuco a mesocráticas, con un IC entre 27 y 42. Tienen tamaño de grano fino a medio (0.5-3 mm) (Rivano y Sepúlveda 1991). Tres valores K-Ar en biotita indican un intervalo entre 171 y 187 Ma que permiten señalar una edad Jurásico Medio para esta unidad (Rivano *et al.* 1985; Rivano y Sepúlveda 1991).

La Unidad Cavilolén se ubica en una posición más oriental, con respecto a las otras unidades de la Superunidad Mincha. Presenta un color gris claro, de grano fino a medio y textura hipidiomórfica equigranular. Está formada por granodioritas y tonalitas leucocráticas de biotita y hornblenda (IC entre 9 y 28). La Unidad Cavilolén cuenta con antecedentes radiométricos que la ubican entre los 144 y 170 Ma (Rivano *et al.* 1985). Edades K-Ar obtenidas al sur de los 32°S señalan un intervalo entre 150 y 160 Ma (Jurásico Superior) (Espíñeira 1989).

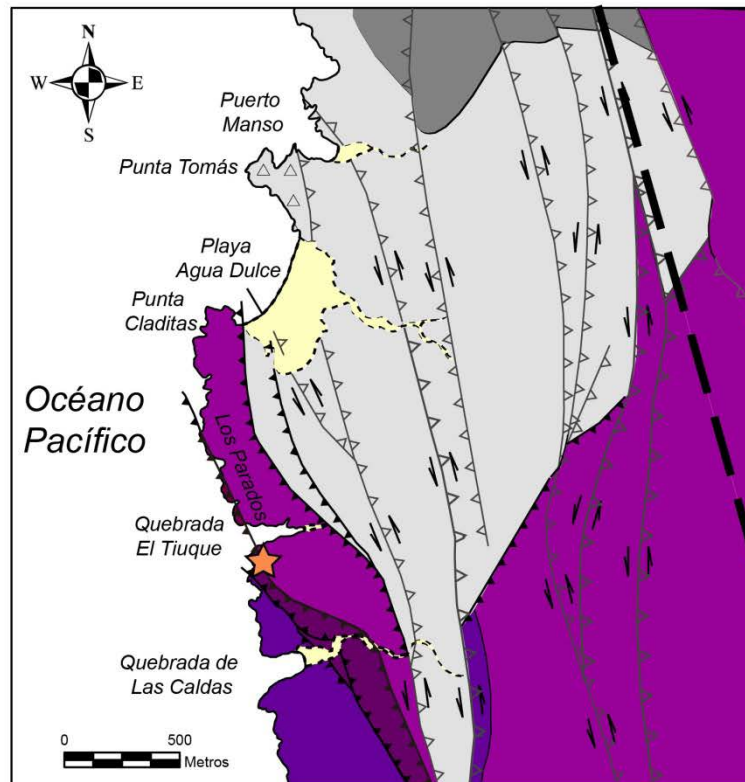
A escala más regional, las rocas intrusivas del Jurásico Medio-Superior son correlacionables con el Complejo Plutónico Papudo-Quintero, que presenta edades y geología similares (Hervé *et al.* 1988; Parada *et al.* 1988, 1999). Ambas unidades presentan, además, razones isotópicas iniciales de Sr entre 0.7034 y 0.7035, contrastantes con los de los intrusivos leucocráticos de esta Superunidad.

Diversos autores han asociado este magmatismo bimodal con el volcanismo, también bimodal, del Triásico-Jurásico Inferior representado por la Formación Pichidangui, desarrollados en un ambiente de extensión cortical. Las rocas intermedias del Jurásico Medio-Superior, correspondientes a las unidades Puerto Oscuro, Cavilolén y el Complejo Plutónico Papudo y Quintero, según Parada *et al.* (1999), se habrían desarrollado en ambiente de subducción con el desarrollo de una franja magmática, durante las primeras etapas del Ciclo Andino. Dada las razones isotópicas iniciales de Sr y Nd, los autores proponen que la génesis de estos magmas habría sido a partir de una fuente principalmente astenoférica, sin contaminación cortical aparente.



**FIGURA 4: MAPA GEOLÓGICO REGIONAL 1:250.000. ENTRE 31°S Y 32°S, MOSTRANDO LA UBICACIÓN DE LAS UNIDADES PALEOZOICAS A JURÁSICAS DESCRITAS. MODIFICADO DE RIVANO Y SEPÚLVEDA (1991).**





**Símbolos**

- Contacto
- - - Discordancia
- △△△ Falla invertida transcurrente
- ▲▲▲ Falla inversa
- Ruta 5 Norte

**Leyenda**

- Cuaternario
- Formación Huentelauquén
- Formación Arrayán
- △ Brecha de Punta Tomás
- Complejo Metamórfico del Choapa
  - Esquistos y cuarzo-esquistos
  - Gneisses de grano fino
  - Metabasitas

**FIGURA 5: DISTRIBUCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS CERCANOS AL DIQUE QUE CONTIENE LOS ENCLAVES GRANÍTICOS. LA ESTRELLA ANARANJADA MARCA EL PUNTO EXACTO DONDE SE ENCUENTRAN LOS ENCLAVES. EL ÁREA CUBIERTA POR LA FIGURA SE ENCUENTRA DELIMITADA POR EL RECTÁNGULO ROJO DE LA FIGURA 4. MODIFICADO DE REBOLLEDO (1987) Y GARCÍA-SANSEGUNDO ET AL. (2014)**

## II.3 SÍNTESIS DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL CICLO GONDWÁNICO

La colisión del microcontinente Chilenia habría ocurrido durante el Devónico Superior, (Ramos 1994) y, por lo tanto, la corteza continental en la cual el ciclo Gondwánico se habría desarrollado en Chile y Argentina más occidental correspondería a este terreno. De acuerdo con Álvarez (2015), evidencias de este terreno pueden ser encontradas en circones detríticos, de edades entre 570 y 535 Ma, de los complejos metamórficos al norte de los 33°S (El Tránsito, Huasco y Choapa) y en las Migmatitas de Quebrada Seca, en El Tránsito, que según este autor corresponderían a un bloque remanente de este microcontinente. Durante el ciclo Gondwánico se habría producido la amalgamación final del supercontinente Gondwana, en un periodo de rápida tasa de convergencia y subducción de la placa oceánica bajo el margen occidental de éste. La paleogeografía habría estado conformada por las siguientes unidades morfoestructurales de W a E: un prisma de acreción, una cuenca de antearco, un arco volcano-magmático y una cuenca de trasarco.

Sin embargo, existen marcadas diferencias en la distribución de la paleogeografía a lo largo del margen continental, al norte y sur de los 33°S, dificultando el entendimiento de la evolución tectónica del Paleozoico tardío. No obstante, en base a edades recientes de los complejos metamórficos y los cinturones intrusivos al norte y sur de los 33°S, es posible observar que:

1. Las edades de máxima deposición de los complejos metamórficos de acreción basal y frontal, al norte y al sur, son bastante similares, sin embargo, el peak metamórfico de alta P-T en el cinturón pareado, al sur de los 33°S, es más antiguo que el del Complejo Metamórfico del Choapa (al norte de los 33°S). Adicionalmente, al norte de los 33°S afloran dos franjas metamórficas, aparentemente contemporáneas, en la costa y en la alta Cordillera. La franja metamórfica de la Alta Cordillera estaría formada por complejos metamórficos Limón Verde, Quebrada del Carrizo y El Tránsito (Álvarez *et al.* 2011; Morandé 2011; Arancibia 2014) y la franja costera estaría conformada por los complejos metamórficos del Huasco, de Punta de Choros y del Choapa. A diferencia de lo anterior, al sur de 33°S solo aflora el complejo metamórfico pareado, en la costa.
2. El emplazamiento del Batolito Costero, al sur de los 33°S, en la Cordillera de la Costa, ocurrió durante el Pensilvánico, como solo un pulso magmático, a diferencia del emplazamiento del Batolito Elqui-Limarí, al norte de los 33°S, en la Cordillera Frontal, que habría ocurrido a través de pulsos magmáticos discretos, desde el Misisípico Superior al Triásico Superior.

Durante la etapa final del Ciclo Gondwánico, habría ocurrido el alzamiento del margen continental, atribuible al evento tectónico denominado orogenia San Rafael, que se ubica cronológicamente en el Pérmico temprano, a los ~286 Ma según Sato *et al.* (2015) y cuyos efectos compresivos se habrían mantenido hasta el Pérmico tardío (Charrier *et al.* 2007, 2015). Este proceso es evidenciado en Chile en los cambios ocurridos en el ambiente de deposición en la cuenca de antearco (*Cuenca de Arrayán*, Charrier *et al.* 2007; García Sansegundo *et al.* 2014) y el desarrollo de una foliación syn-magmática en algunos intrusivos (Mpodozis y Kay 1992) durante el Pérmico temprano.

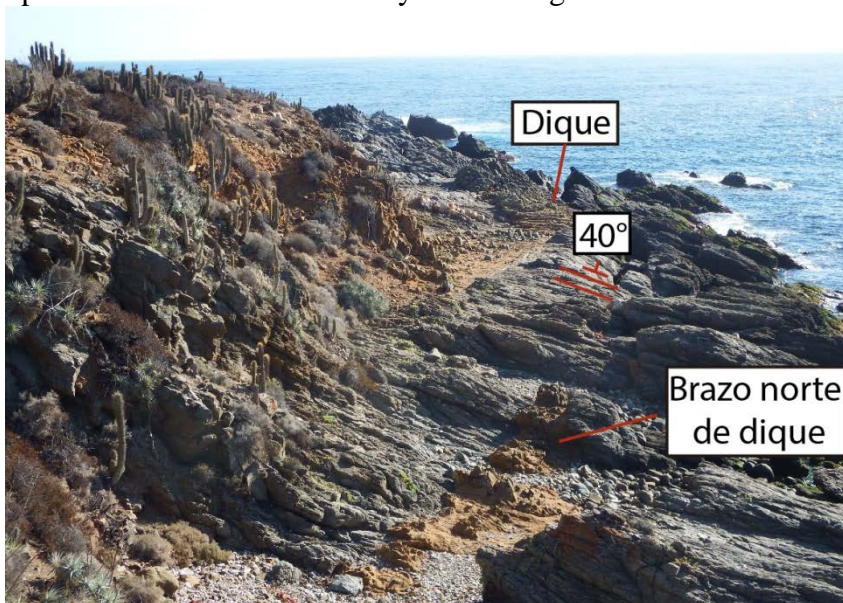
Se ha propuesto que la evolución tectónica del Paleozoico tardío, en Chile y Argentina centrales, correspondería a un periodo de subducción, en un margen convergente, con el desarrollo de un arco magmático activo. Inicialmente, este arco se habría ubicado en lo que actualmente es la costa. En esta ubicación se habría encontrado en el margen occidental o trasero de Chilenia (Rebolledo y Charrier 1994; García Sansegundo *et al.* 2014), terreno alóctono o para-alóctono, que habría colisionado contra Gondwana (Cuyania, específicamente) durante el Devónico Superior (Ramos 1988, 1994). Posteriormente, en el Pérmico temprano, el frente de deformación habría migrado rápidamente hacia el este, como respuesta a la orogenia de San Rafael, a los ~286 Ma (Sato *et al.* 2015), alcanzando la Precordillera oriental y el lado occidental de las Sierras Pampeanas (García-Sansegundo *et al.* 2014; Charrier *et al.* 2015). Durante este mismo periodo, el magmatismo también se habría desplazado hacia el continente, hacia la región de retroarco, ubicado en la actual Cordillera Frontal. Ramos y Folguera (2009) y García-Sansegundo *et al.* (2014) para explicar esta migración hacia el este del magmatismo, proponen que, durante el Pensilvánico-Cisuraliense, la placa oceánica subducida, progresivamente más joven, se habría somerizado, pasando a una subducción tipo flat-slab. La extensión subsecuente, que marca el inicio del Ciclo Pre-Andino, junto con la gran cantidad de magma riolítico extruido, estaría asociada a la delaminación de la corteza inferior, producida mediante la inyección de un magma astenosférico anhidro. Este magmatismo ha sido interpretado por Ramos y Folguera (2009) como la consecuencia de un nuevo aumento en el ángulo de subducción de la placa subducida, luego del periodo de flat-slab.

**CAPÍTULO III**  
**DISTRIBUCIÓN, RELACIONES DE**  
**CONTACTO Y PETROGRAFÍA**

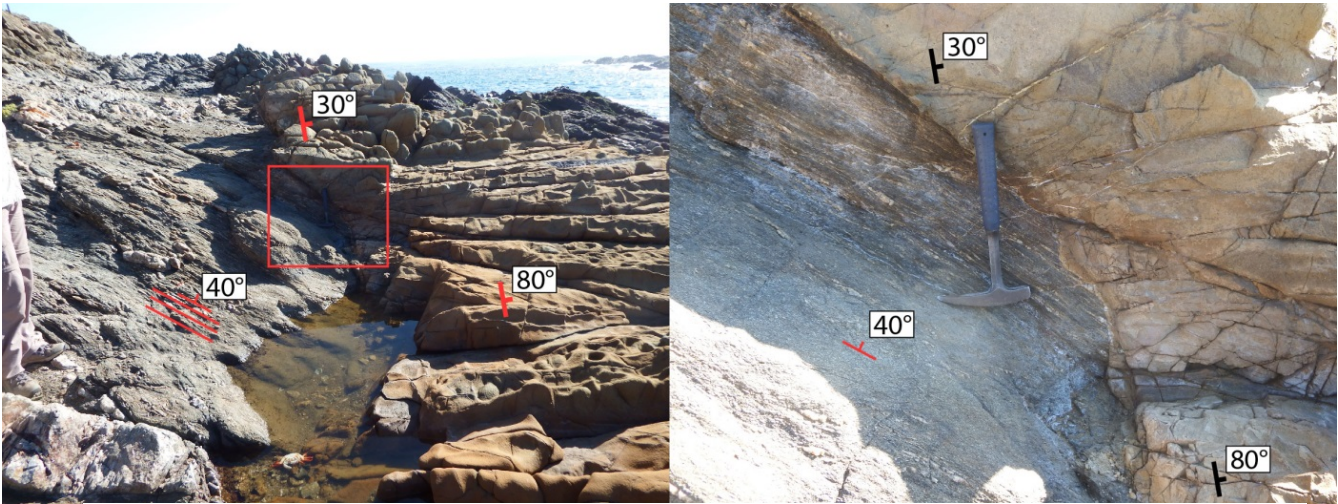
### III.1 DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO ENTRE LITOLOGÍAS

En la región de estudio, el Complejo Metamórfico del Choapa muestra diferentes tipos de esquistos que se presentan como lonjas o escamas separadas por zonas de falla que los alternan con lonjas o escamas de litologías correspondientes a las formaciones Huentelauquén y Arrayán (Figura 5) (Rebolledo 1987; Rebolledo y Charrier 1994). Los Esquistos Grises de Punta Claditas constituyen la litología predominante el sector estudiado, que se ubica entre Punta Claditas al norte y la quebrada Maitencillo al sur, donde se verifica el contacto transicional de estos esquistos grises con los Esquistos Verdes de Maitencillo (Rebolledo 1987; Rebolledo y Charrier 1994).

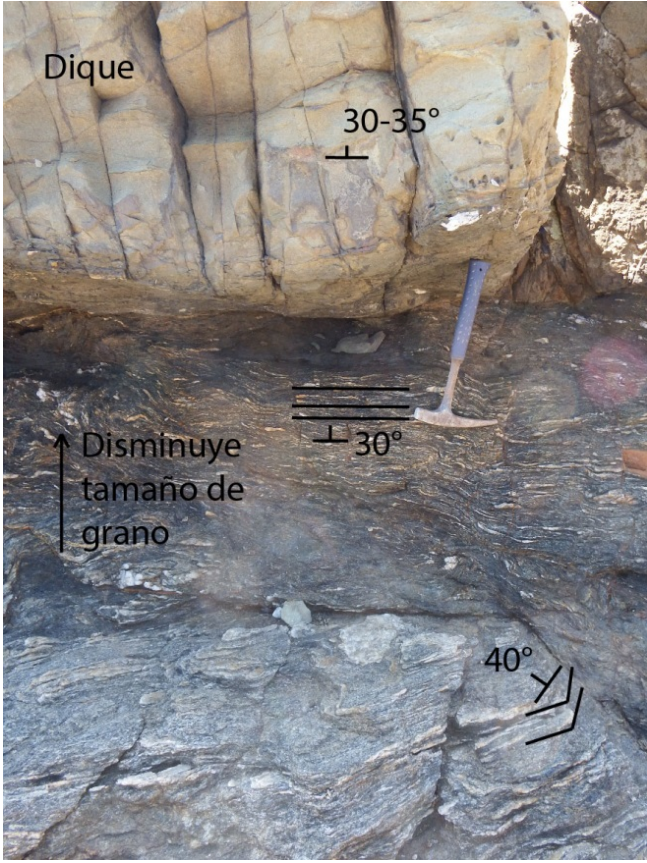
El afloramiento estudiado se encuentra en la orilla sur de la Quebrada El Tiuque (Figura 5). En este lugar los esquistos se encuentran intruídos por dos diques máficos: uno de mayor espesor y con mayor cantidad de enclaves, hacia el sur, y otro de menor espesor, hacia el norte, con solo un enclave (Figura 6). La foliación regional de los esquistos presenta un rumbo ( $\rho$ ) y manteo ( $\mu$ ) de N65°E y 40°W, respectivamente (Figura 6). Sin embargo, estos valores varían a lo largo del rumbo del dique de mayor espesor y hacia el contacto con éste (Figura 7). En el lado más oriental del afloramiento, el rumbo y manteo de la foliación del esquisto se mantienen similares a su valor regional. En cambio, en la parte más occidental del afloramiento, la foliación cambia de acuerdo a su cercanía con el dique. Cercano a éste, la foliación de los esquistos presenta un rumbo y un manteo similar al rumbo y al manteo del dique (Figura 8). Al ir alejándose del contacto con el dique, la foliación de los esquistos vuelve a ser similar a la regional. Esta variación de la foliación en el lado más occidental del afloramiento, cercano al contacto con el dique, se da también en el tamaño de grano o fábrica del esquisto: en el sector más occidental del afloramiento existe una disminución del tamaño de grano del esquisto hacia el contacto con el dique (Figura 7 y Figura 8). En el sector más oriental, por el contrario, el tamaño de grano o fábrica del esquisto se mantiene constante, al igual que el rumbo y manteo de su foliación, que se presentan similares al rumbo y manteo regional.



**FIGURA 6: VISTA PANORÁMICA HACIA EL SW DE LA BAHÍA DE EL TIUQUE, DONDE SE OBSERVAN AMBOS BRAZOS DEL DIQUE DE COLOR PARDO, INTRUYENDO A LOS ESQUISTOS GRIS DE PUNTA CLADITAS Y DONDE SE INDICA LA FOLIACIÓN REGIONAL DE LOS ESQUISTOS RUMBO N65°E Y MANTEO 40°W.**



**FIGURA 7: IZQUIERDA: VISTA HACIA EL W DEL DIQUE, EVIDENCIANDO SU CAMBIO DE MANTEO, VERTICAL HACIA EL E, A SUBHORIZONTAL, CASI PARALELO A LA FOLIACIÓN DE LOS ESQUISTOS, HACIA EL W. DERECHA: DETALLE DE LA IMAGEN DE LA IZQUIERDA QUE MUESTRA COMO EL DIQUE PASA DE UN MANTEO SUBVERTICAL A UN MANTEO MENOR, ACOMODÁNDOSE A LA FOLIACIÓN MÁS FINA QUE SE ATRIBUYE AL EFECTO DE UNA FALLA ANTERIOR AL DIQUE QUE AFECTÓ A LOS ESQUISTOS.**

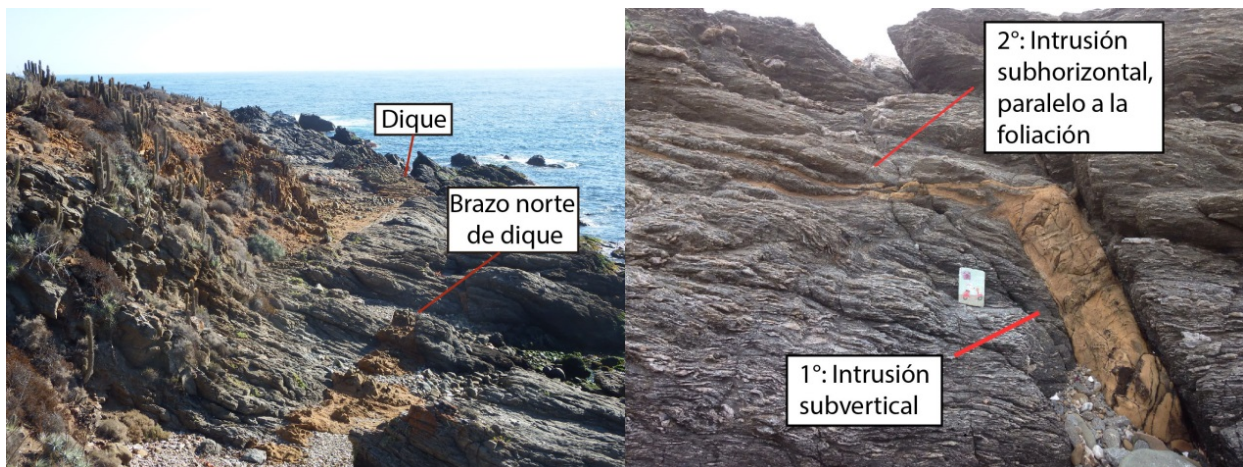


**FIGURA 8: CONTACTO ENTRE EL DIQUE (ARRIBA, DE COLOR CLARO) Y LOS ESQUISTOS (ABAJO), EN LA PARED SUR DEL DIQUE, EN EL SECTOR OCCIDENTAL. SE PUEDE OBSERVAR LA FOLIACIÓN DE LOS ESQUISTOS, DESTACADA POR LAS BANDAS DE CUARZO, Y, HACIA EL DIQUE, UNA DISMINUCIÓN EN EL TAMAÑO DE GRANO Y EL DESARROLLO DE UNA FOLIACIÓN PARALELA AL CONTACTO CON EL DIQUE.**

El dique es de color pardo-verdoso, tiene entre 6 y 8 m de espesor, su rumbo se mantiene relativamente constante EW, con valores de N80°W a EW, pero presenta una variación en su manteo (Figura 7 y Figura 9). En su porción más oriental se presenta subvertical ( $\mu = 80^\circ\text{NW}$ ), mientras que en su porción más occidental su manteo disminuye a  $\mu = 30^\circ - 35^\circ\text{NW}$ , similar al manteo de la foliación de la roca caja en este sector. Al lado norte de este dique, se encuentra otro dique similar, pero de menor espesor (aproximadamente 3 m. en su parte más ancha), también con un enclave granítico (Figura 10). Este dique, posiblemente un brazo o ramificación del dique de mayor espesor, presenta también a lo largo de su rumbo, de E a W, una variación en su manteo (Figura 10).



**FIGURA 9: IZQUIERDA: VISTA HACIA EL ORIENTE DEL DIQUE. LAS LÍNEAS SEGMENTADAS INDICAN LAS DOS DIRECCIONES DE DIACLASAMIENTO DEL DIQUE. DERECHA: DETALLE DEL DIACLASAMIENTO Y METEORIZACIÓN ESFEROIDAL DEL DIQUE.**



**FIGURA 10: IZQUIERDA: VISTA PANORÁMICA DEL DIQUE JUNTO CON SU BRAZO NORTE. SE OBSERVA QUE AMBOS SIGUEN UN RUMBO SIMILAR Y QUE EL MANTEO DEL DIQUE PEQUEÑO ES SUBVERTICAL. DERECHA: VISTA FRONTAL DE LA ZONA MÁS OCCIDENTAL DEL BRAZO NORTE DEL DIQUE, CON EL CAMBIO DE MANTEO A SUBPARALELO A LA FOLIACIÓN DE LOS ESQUISTOS.**

El dique mayor presenta un marcado diaclasamiento con juegos de diaclasas en diferentes orientaciones, sin embargo, el más destacable presenta una orientación perpendicular a las paredes del dique, lo que puede ser atribuido al enfriamiento de éste, es decir, a disyunción columnar. Otro juego importante de diaclasas es perpendicular al otro, subparalelo al rumbo del dique (N80°W a EW). Ambos juegos de diaclasas permiten la circulación del agua meteórica y

marina, dada la ubicación del dique formando la rompiente del oleaje en ese lugar, permitiendo el desarrollo de una notoria alteración o meteorización esferoidal (Figura 9).

El dique presenta bordes de enfriamiento con un grano mucho más fino y un espesor aproximado de 15 cm, en ambos lados del dique.

Los enclaves se distribuyen de manera aleatoria a lo largo del dique, pero siempre en su parte más central, alejados de los bordes (Figura 11). El tamaño de estos puede variar desde 1 metro a 12 cm en su parte más ancha. A simple vista, el contacto entre estos y el dique parece nítido y abrupto y los enclaves parecieran estar posados sobre el dique (Figura 11 y Figura 12). Sin embargo, al observar detalladamente este contacto, se puede notar que existen embahiamientos del dique hacia el enclave que aíslan minerales y trozos de este último dentro del dique. Además, existen zonas donde el dique se inyecta hacia el enclave penetrando entre sus cristales de cuarzo y feldespato y culminando en una concentración de una masa del dique dentro del enclave. Estas texturas de reacción en el contacto entre ambas litologías se extienden hasta unos 4 cm al interior de los enclaves.



**FIGURA 11: ASPECTO DE LOS ENCLAVES QUE PARECEN ESTAR POSADOS SOBRE EL DIQUE. LAS LÍNEAS SEGMENTADAS NEGRAS ENCIERRAN A ALGUNOS DE LOS ENCLAVES.**

## III.2 PETROGRAFÍA

### III.2.1 ESQUISTOS GRISES DE PUNTA CLADITAS

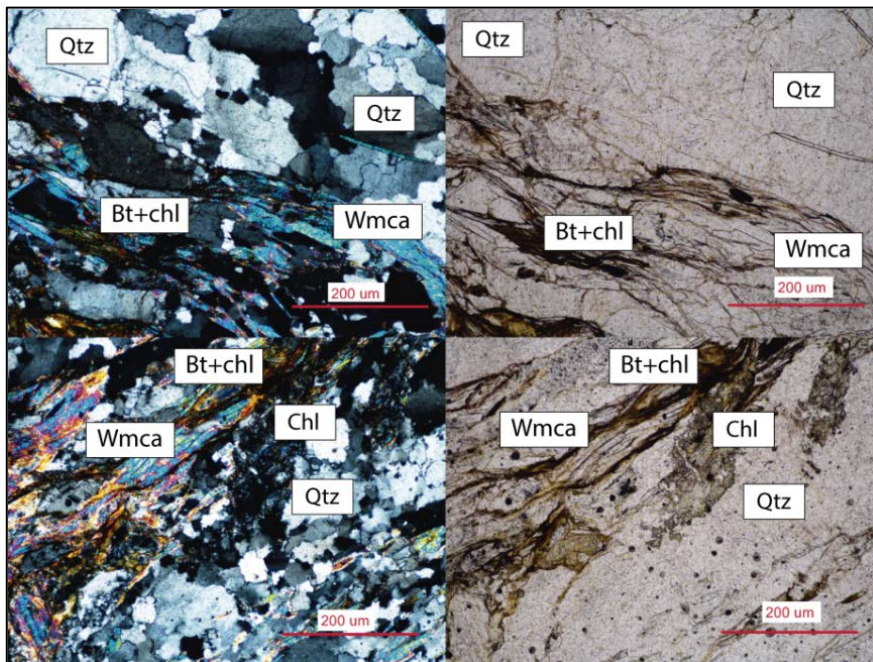
Corresponden a esquistos cuarzo-micáceos intensamente foliados de grano fino a medio, lepidogranoporfidoblástico, con biotita-clorita y porfidoblastos de albita. Los dominios de clivaje los conforman mica blanca, biotita y clorita, separadas por microlitones de cuarzo. En general, todas las bandas de cuarzo son paralelas a la foliación, aunque también se observan localmente





**FIGURA 12: DETALLE DE LAS DIVERSAS FORMAS, CONTACTOS Y TAMAÑOS DE LOS ENCLAVES EN EL DIQUE.**

vetillas de cuarzo cortando la foliación (Figura 8). También es posible observar peces de mica o estructuras de kink-band. Los porfidoblastos de albita contienen inclusiones finas alineadas y curvas de grafito (estructura rotacional sintectónica denominada “bola de nieve”), que conforman una foliación relicta interna, posiblemente S1. El cuarzo presenta recristalización, migración de bordes, formación de subgranos y extinción ondulosa. La biotita, que se encuentra parcialmente alterada a clorita, marca el peak de metamorfismo y la clorita representaría la parte retrógrada de este metamorfismo (Figura 13).



**FIGURA 13: MICROFOTOGRAFÍA A NICOLOS PARALELOS (DERECHA) Y NICOLOS CRUZADOS (IZQUIERDA) DE LOS ESQUISTOS GRISES DE PUNTA CLADITAS. BT: BIOTITA, CHL: CLORITA, QTZ: CUARZO, WMCA: MICA BLANCA.**

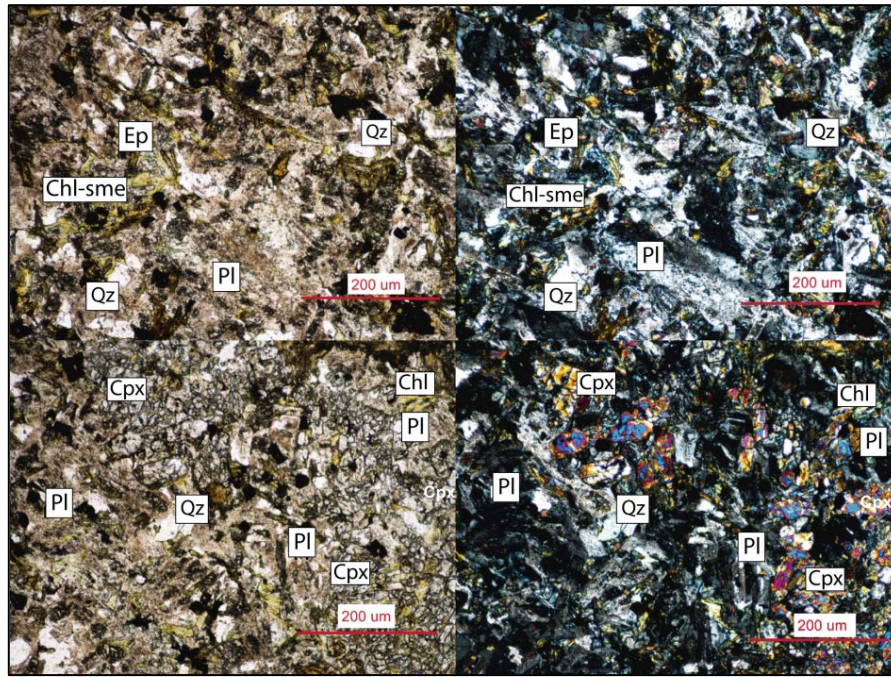
### III.2.2 DIQUE

Macroscópicamente, el dique muestra una textura levemente porfírica, con tamaño de grano fino (fenocristales, 1 mm) a muy fino (masa fundamental, indistinguible) y una razón fenocristales/masa fundamental  $\sim 1/99$ . Los fenocristales se componen de plagioclasa (55%), cuarzo ( $<1\%$ ) y máficos (45%) y se disponen formando cúmulos. La masa fundamental de la roca muestra una disposición muy homogénea, masiva y equigranular, presentando una alteración general a oxi-hidróxidos de Fe. El contenido de máficos en la masa fundamental parece ser bastante importante, sin embargo, estos se encuentran totalmente reemplazados a epidota y clorita, además de la presencia de oxi-hidróxidos de Fe. El contenido total de cuarzo (como fenocristales y como masa fundamental) en la roca parece ser significativo (3-5%), a pesar el grado de primitividad de ésta, que parece ser poco diferenciada. Estos granos se presentan relleno de espacios.

El borde de enfriamiento del dique presenta, en su masa fundamental, un tamaño de grano mucho más fino que la del resto del dique, no así en sus fenocristales, que conservan el mismo tamaño que al interior del dique. La razón fenocristales/masa fundamental sigue manteniéndose constante (1/99), al igual que su mineralogía. Los granos en la masa fundamental, sin embargo, son indistinguibles.

Microscópicamente, el dique contiene cristales de plagioclasa (45%), clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti (incluido rutilo, 10%), cuarzo (5%) y ortoclasa ( $<1\%$ ) (Figura 14). Aproximadamente, el 40% restante corresponde a máficos, incluido el clinopiroxeno, sin embargo, solo es posible observar un 5% fresco y sin alteración. El resto se encuentra totalmente reemplazado por epidota, clorita y actinolita. Todos estos minerales conforman un arreglo intergranular, acumulado, con textura ofítica local (Figura 14). La plagioclasa es euhedral, de 1 mm máximo en la masa fundamental y fenocristales de hasta 2 mm., con macla polisintética principalmente. Presenta alteración a clorita, arcilla y epidota y, de manera muy aislada, puede formar cúmulos con otras plagioclasas. Además, presentan fracturas paralelas al clivaje u oblicuas a éste, rellenas, principalmente, por epidota y clorita. El clinopiroxeno se encuentra intercrecido con plagioclasa, formando una textura ofítica local o bien como fenocristales, formando cúmulos en una textura glomeroporfírica. Sólo es posible observar algunos cristales frescos, la mayoría se encuentra reemplazado y alterado por clorita y epidota. Los óxidos de Fe-Ti se encuentran distribuidos aleatoriamente en la masa fundamental. Existe un contenido importante de rutilo, algunos de estos cristales presentan bordes de titanita. La ortoclasa, se dispone como oikocristal, encerrando a plagioclasa y minerales máficos más pequeños. El cuarzo se encuentra relleno de espacios. La roca, en general, presenta una alteración a oxi-hidróxidos de Fe, clorita-esmectita y epidota.

La presencia de cuarzo y ortoclasa podría indicar una cristalización prolongada de la mineralogía más básica, que culminaría en la cristalización de un fundido residual, muy diferenciado, evidenciado en el feldespato K y cuarzo, que se encuentran como relleno. Debido a la intensa alteración de los ferromagnesianos (40% del total de la roca) en la masa fundamental, no es posible decir con certeza la composición de estos, sin embargo, es posible observar que algunos tienen un reemplazo completo a actinolita y clorita, lo que permite pensar, además de su hábito acicular y alargado, que estos minerales corresponden a hornblenda primaria. Aparentemente, la proporción de anfíbol, en comparación a la de piroxeno, es mayor

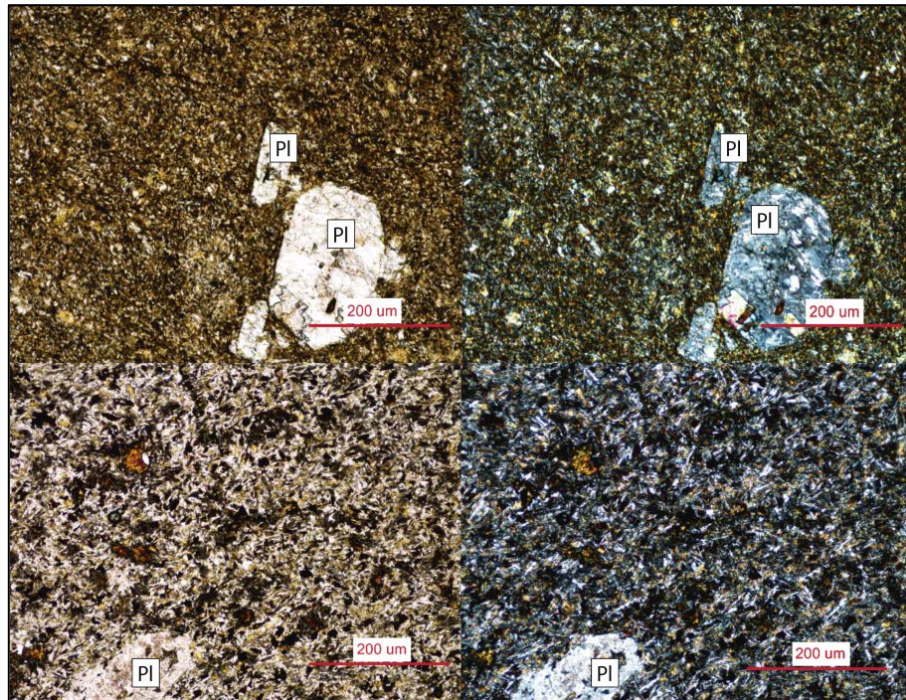


**FIGURA 14: MICROFOTOGRAFÍAS DEL DIQUE, A NICOLES PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOLES CRUZADOS (DERECHA), DONDE SE OBSERVA LA MASA INTERGRANULAR, TEXTURA OFÍTICA LOCAL Y CUARZO RELLENANDO ESPACIOS. CPX: CLINOPIROXENO, CHL: CLORITA, CHL+SME: CLORITA-ESMECTITA, QTZ: CUARZO, PL: PLAGIOCLASA.**

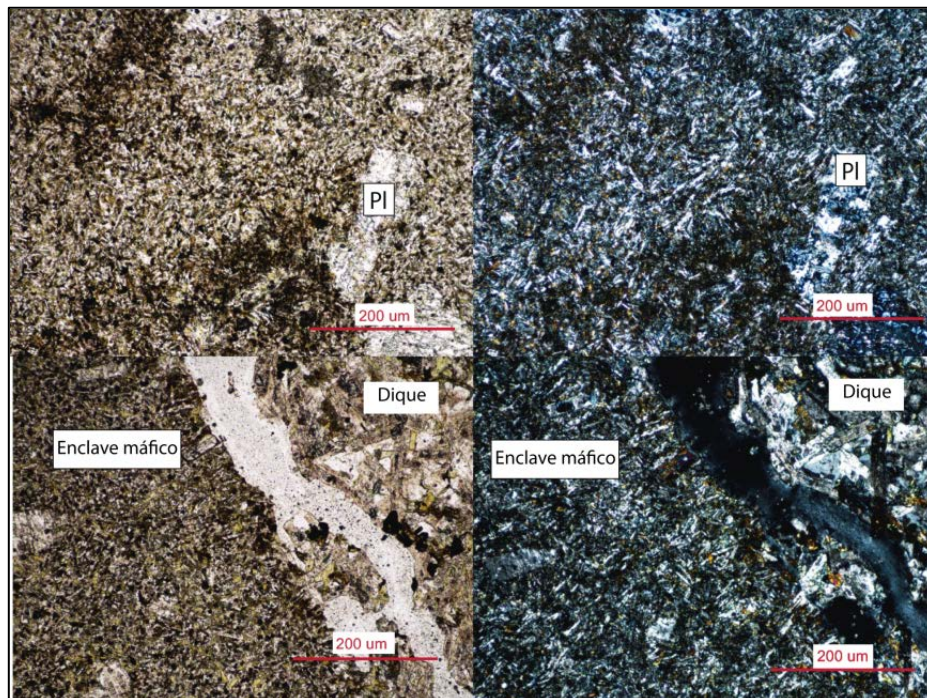
Microscópicamente, el borde de enfriamiento contiene fenocristales que consisten en plagioclasa (~1%), cuarzo (<1%), ortoclasa (<1%), óxidos de Fe-Ti (<1%) y clinopiroxeno (<1%). Este último se encuentra, en general, formando cúmulos con plagioclasas en una textura glomeroporfírica y subofítica local. La masa fundamental forma un arreglo intergranular entre plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y máficos. Se puede encontrar, además, cuarzo relleno de espacios. A diferencia del resto del dique, el contenido de rutilo es mayor, al igual que la alteración general a clorita-esmectita y epidota, y el contenido de oxi-hidróxidos de Fe como hematita y limonita alrededor de los opacos es aún mayor. Los máficos están totalmente reemplazados por estos minerales y solo es posible ver unos pocos cristales de clinopiroxeno frescos (Figura 15).

El dique, además de contener los enclaves graníticos aquí estudiados, presenta, también, otro tipo de enclaves máficos, de grano muy fino, que, microscópicamente, son idénticos al borde de enfriamiento del mismo, con una menor oxidación (Figura 16).

El alto contenido de anfíbolos en la masa fundamental de la roca estudiada sugiere la existencia de hornblenda primaria como mineral máfico dominante, pero ésta se presenta actualmente reemplazada en su totalidad por minerales de alteración. Bajo esta hipótesis, la roca correspondería a una **cuarzo-diorita porfírica de hornblenda**.



**FIGURA 15: MICROFOTOGRAFÍA DEL BORDE DE ENFRIAMIENTO DEL DIQUE. SE OBSERVA UNA TEXTURA PORFÍRICA MUCHO MÁS MARCADA, EL TAMAÑO DE GRANO DE LA MASA FUNDAMENTAL ES MUCHO MENOR, PERO UNA CONSERVACIÓN EN LA TEXTURA INTERGRANULAR. ESTE BORDE ESTÁ MUCHO MÁS ALTERADO A LIMONITA QUE EL MISMO DIQUE. PL: PLAGIOCLASA**



**FIGURA 16: MICROFOTOGRAFÍA A NICOLAS PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOLAS CRUZADOS (DERECHA) DE UNA MUESTRA DE ENCLAVE MÁFICO (ARRIBA) Y DEL CONTACTO ENTRE DIQUE Y ENCLAVE MÁFICO (ABAJO)**

### III.2.3 EL ENCLAVE

Macroscópicamente, los enclaves graníticos muestran una textura fanerítica, holocristalina, isotrópa, de grano grueso, superando incluso 1 cm. Contiene cuarzo anhedral (35%) y una masa de feldespatos indiferenciable (65%). El índice de color de los enclaves es menor a 1% (hololeucocrático), sin embargo no es posible identificar los minerales máficos primarios. Los bordes de los granos de feldespato presentan una aureola más parduzca y blanda, que tiende a aislar a los cristales de cuarzo. En el contacto entre granos, es posible ver epidota, probablemente reemplazando a los máficos primarios (Figura 17).

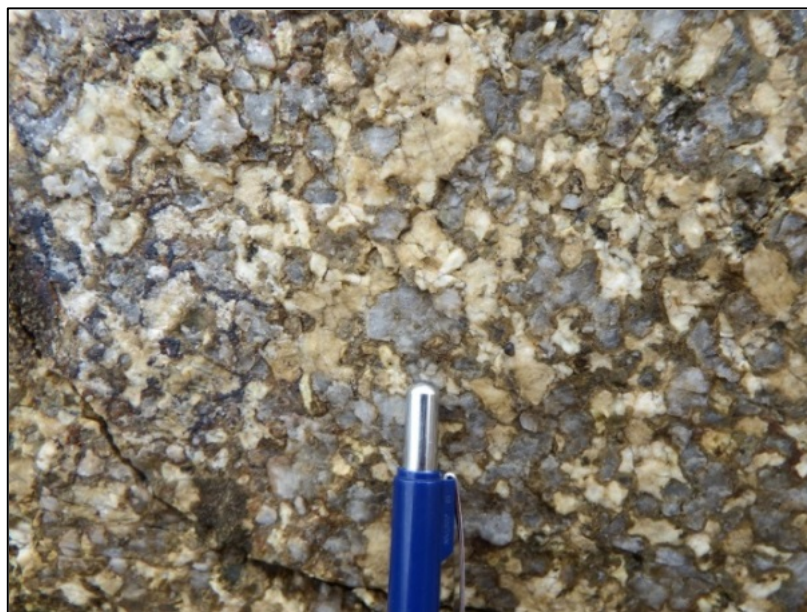
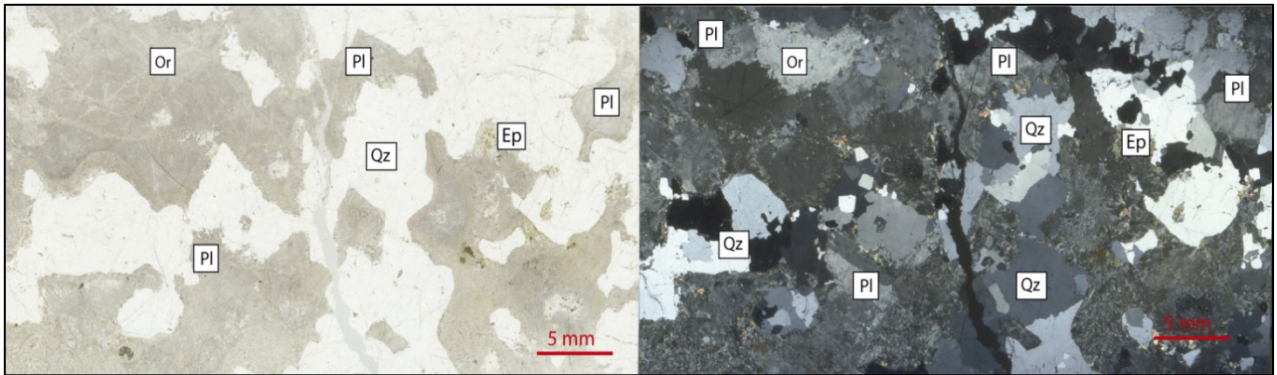


FIGURA 17: TEXTURA MACROSCÓPICA DE LOS ENCLAVES GRANÍTICOS.

Microscópicamente, el enclave muestra una textura fanerítica de grano grueso, con tamaños de grano que van desde los 8 a los 10 mm., a veces superando 1 cm., compuesta de cuarzo, plagioclasa, microclina y ortoclasa con textura perítica (Figura 18). El cuarzo (35%) es anhedral, con tamaños que en ocasiones superan el centímetro. Presentan bordes aserrados, extinción ondulosa muy leve, deformación lamelar leve, formación de subgranos y migración de bordes muy local. Además, presenta fracturas polidireccionales rellenas con arcillas, clorita-esmectita, epidota, jarosita y cuarzo microcristalino, y “englobamientos” de masa fundamental del dique entre cristales cercanos al contacto con éste. En general, la plagioclasa (30%) es subhedral, con hábito tabular, presentando macla polisintética, en ocasiones deformada, evidenciando deformación intracristalina. Está intensamente alterada a arcillas, que se disponen alrededor de los granos, en fracturas o cavidades. También presentan alteración más moderada a clorita-esmectita, limonita y epidota. La ortoclasa (30%) es anhedral y de hasta 1 cm. Algunos cristales conservan aún texturas primarias como peritas, mientras que en otros se pueden distinguir evidencias de deformación intracristalina como deformación lamelar muy leve. La mayoría de estos cristales se encuentran intensamente alterados a arcillas, clorita-esmectita y epidota y algunos muestran disgregación de pequeños granos en los bordes, sobre todo en las zonas cercanas al contacto con el dique. Existen, además, granos de microclina (5%), de menor tamaño (alrededor de 5-8 mm), distinguibles gracias a su macla de tartán. Los feldespatos primarios se presentan con una intensa alteración a arcillas y feldespatos secundarios, sobre todo

en los bordes de los granos, donde estos minerales crecen a expensas de los feldespatos primarios, disponiéndose en forma radial como una especie de aureola. No se observan minerales máficos primarios, ni tampoco relictos de estos, ya que su reemplazo por epidota ha sido total. Los bordes de granos, además de presentar estas aureolas de arcillas y feldespatos secundarios, muestran texturas intercrecimiento como granofírica y mirmequítica (Figura 19)

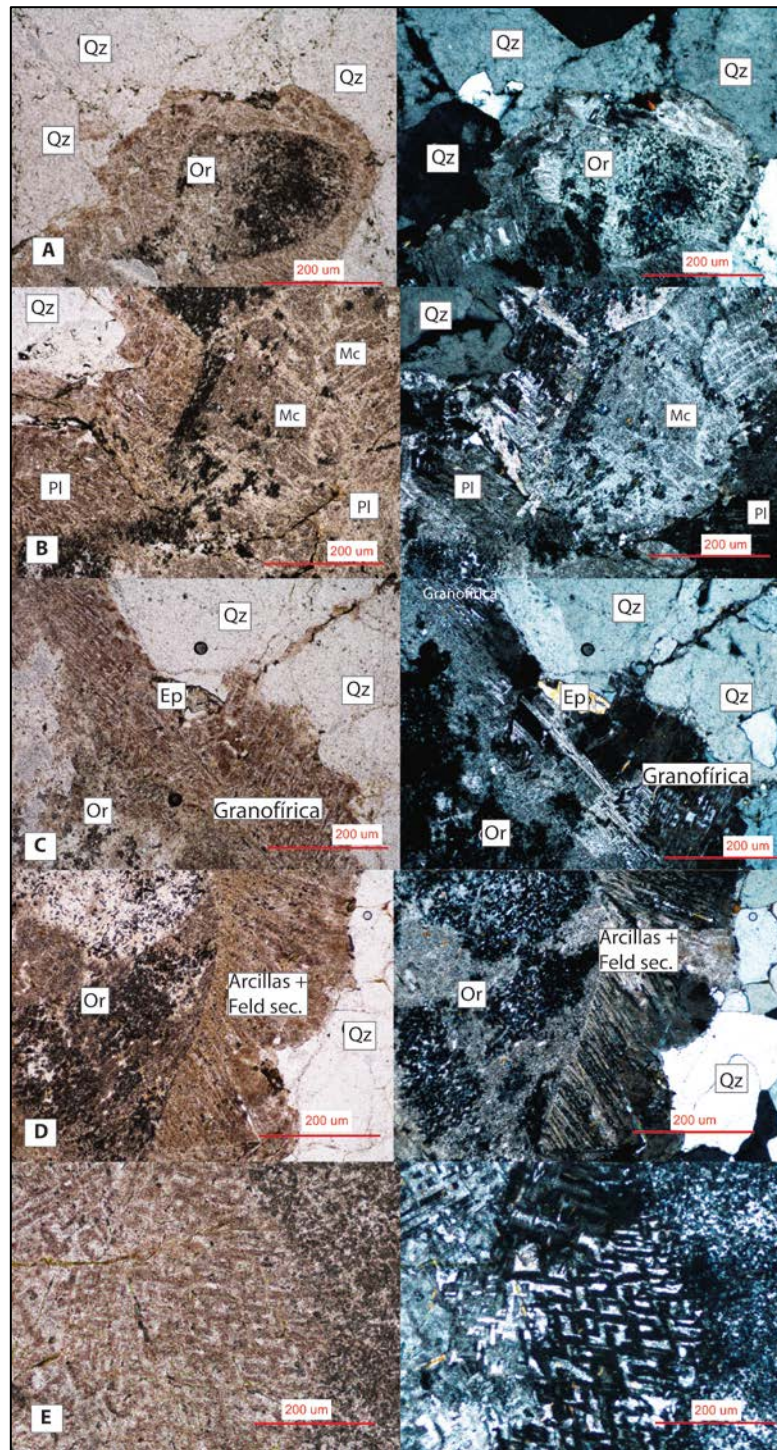


**FIGURA 18: MICROFOTOGRAFÍA DE UN ENCLAVE GRANÍTICO EN EL DIQUE MÁFICO, AL SUR DE LA QUEBRADA EL TIUQUE, SECTOR DE HUENTELAUQUÉN. EP: EPIDOTA, OR: ORTOCLASA, QZ: CUARZO, PL: PLAGIOCLASA.**

#### *III.2.4 CONTACTO ENTRE DIQUE Y ENCLAVE*

Macroscópicamente, el contacto entre ambas litologías es nítido y abrupto, sin embargo, al detalle, se observan embahiamientos del dique hacia el enclave, que son capaces de aislar trozos de enclave, principalmente cuarzo, en la masa fundamental del dique. Éste último se inyecta a lo largo de los bordes de los granos del enclave, formando penetraciones que se alejan del contacto hasta unos 4 cm (Figura 20).

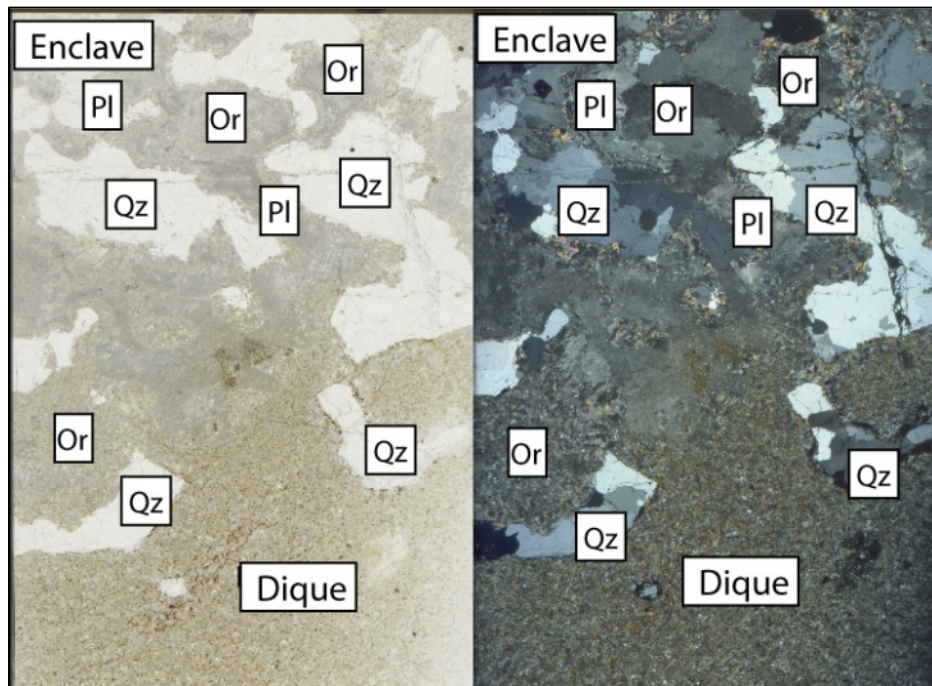
Microscópicamente, los granos de cuarzo de los fragmentos del enclave incorporados al dique se conservan como trozos muy pequeños de roca con textura fanerítica en su conjunto. Los feldespatos cercanos al contacto están intensamente alterados a epidota, clorita-esmectita y arcillas. Sin embargo, a mayor distancia del contacto es posible observar las texturas primarias del enclave (fanerítica, granofírica, mirmequítica). La masa fundamental del dique muestra hacia el contacto con el enclave un aumento en el contenido de clorita-esmectita y cuarzo (Figura 21).



**FIGURA 19: MICROFOTOGRAFÍAS DE DISTINTAS TEXTURAS PRESENTES EN EL ENCLAVE A NICOLES PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOLES CRUZADOS (DERECHA). A) TEXTURA FANERÍTICA, CON REEMPLAZO CASI TOTAL DE ORTOCLASA POR ARCILLAS. EN EL BORDE INFERIOR IZQUIERDO SE PUEDE OBSERVAR TEXTURA GRANOFÍRICA. B) TEXTURA FANERÍTICA, CON ALTERACIÓN O AUREOLAS DE TEXTURA GRANOFÍRICA Y ARCILLAS EN EL BORDE DE GRANOS, IMPIDIENDO EL CONTACTO ENTRE ORTOCLASA Y CUARZO. EPIDOTA EN ESTE MISMO BORDE. C): MICROCLINA Y PLAGIOCLASA SEPARADAS DEL CUARZO POR ARCILLAS Y TEXTURAS DE INTERCRECIMIENTO (GRANOFÍRICA). D) ORTOCLASA Y CUARZO SEPARADOS POR UNA MASA DE ARCILLAS Y FELDESPATOS SECUNDARIOS, QUE DAN UN ASPECTO DE PLUMERO A LA ORTOCLASA. E) DETALLE DE LA TEXTURA GRANOFÍRICA EN EL ENCLAVE. EP: EPIDOTA; FELD. SEC: FELDESPATOS SECUNDARIOS; MC: MICROCLINA; OR: ORTOCLASA; QZ: CUARZO; PL: PLAGIOCLASA.**



**FIGURA 20: DETALLE DEL CONTACTO ENTRE UN ENCLAVE Y EL DIQUE, MOSTRANDO UNA LEVE ASIMILACIÓN DE ALGUNOS GRANOS DEL ENCLAVE EN EL DIQUE.**



**FIGURA 21: MICROFOTOGRAFÍA DEL CONTACTO ENTRE EL ENCLAVE GRANÍTICO Y EL DIQUE. SE PUEDEN OBSERVAR GRANOS DE CUARZO PROVENIENTES DEL ENCLAVE, PARCIALMENTE ABSORBIDOS POR EL DIQUE.**



**CAPÍTULO IV**  
**GEOQUÍMICA DE**  
**ROCA TOTAL**

## IV.1 INTRODUCCIÓN

El análisis geoquímico de elementos mayores y traza en roca total fue realizado en la misma muestra de enclave datada (Ps8, Anexo). Dado que el objetivo de este análisis es caracterizar composicionalmente el enclave, sin detallar su evolución magmática, el análisis solo se hizo en una muestra de polvillo de enclave.

Tomando en cuenta las características petrográficas de los enclaves, que muestran evidencias de una fuerte alteración y meteorización, las características composicionales de la roca deben ser tomadas con precaución, sobre todo los contenidos de elementos mayores y elementos móviles, cuya composición inicial puede variar ante eventos secundarios sobreimpuestos y, por lo tanto, mostrar valores distintos a los de la roca al momento de cristalizar.

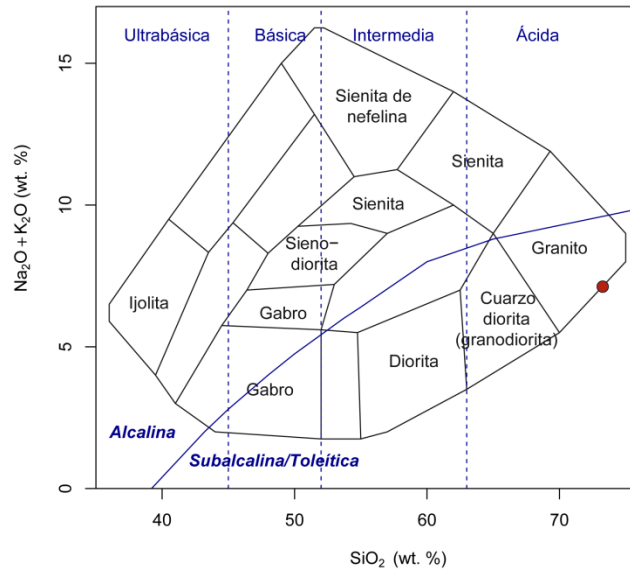
La interpretación y validez de los resultados obtenidos en este capítulo, serán posteriormente discutidas.

## IV.2 ELEMENTOS MAYORES

El contenido de SiO<sub>2</sub> en la muestra de enclave, es de 72.08 wt. % (Tabla 1). Según el diagrama TAS (Figura 22), que permite clasificar rocas intrusivas de acuerdo a su contenido de álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) en relación a su contenido de sílice (SiO<sub>2</sub>), la muestra de enclave se clasificaría como un granito, aunque, por su alto contenido de SiO<sub>2</sub>, se ubica en los límites del diagrama. La muestra, además, se sitúa en el campo subalcalino/toleítico.

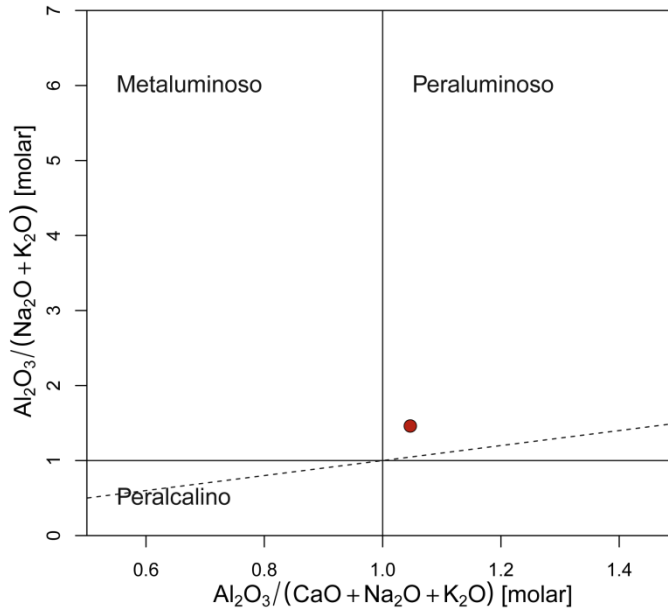
**TABLA 1: VALORES ANHIDROS DEL ANÁLISIS GEOQUÍMICO REALIZADO PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE (Ps8).**

| <b>Wt (%)</b>                         |       | <b>(ppm)</b> |      | <b>(ppm)</b> |       |
|---------------------------------------|-------|--------------|------|--------------|-------|
| <b>SiO<sub>2</sub></b>                | 72.08 | <b>Sr</b>    | 215  | <b>La</b>    | 53.6  |
| <b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>    | 13.67 | <b>Cs</b>    | 1    | <b>Ce</b>    | 113   |
| <b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3(T)</sub></b> | 2.75  | <b>Rb</b>    | 85   | <b>Pr</b>    | 14.1  |
| <b>MnO</b>                            | 0.047 | <b>Ba</b>    | 1085 | <b>Nd</b>    | 54.8  |
| <b>MgO</b>                            | 0.37  | <b>Th</b>    | 5.83 | <b>Sm</b>    | 12.2  |
| <b>CaO</b>                            | 2     | <b>U</b>     | 1.37 | <b>Eu</b>    | 2.22  |
| <b>Na<sub>2</sub>O</b>                | 3.24  | <b>Ta</b>    | 0.52 | <b>Gd</b>    | 11.3  |
| <b>K<sub>2</sub>O</b>                 | 3.75  | <b>Nb</b>    | 7.9  | <b>Tb</b>    | 1.71  |
| <b>TiO<sub>2</sub></b>                | 0.283 | <b>Pb</b>    | 11   | <b>Dy</b>    | 9.56  |
| <b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>     | 0.07  | <b>Zr</b>    | 278  | <b>Ho</b>    | 1.78  |
| <b>LOI</b>                            | 1.1   | <b>Hf</b>    | 7.4  | <b>Er</b>    | 4.74  |
|                                       |       | <b>Y</b>     | 44.5 | <b>Tm</b>    | 0.636 |
|                                       |       | <b>Ga</b>    | 18   | <b>Yb</b>    | 3.92  |
|                                       |       |              |      | <b>Lu</b>    | 0.578 |



**FIGURA 22: CLASIFICACIÓN DE ROCAS INTRUSIVAS SEGÚN EL DIAGRAMA TAS DE COX ET AL. (1979). EL CÍRCULO ROJO REPRESENTA LA MUESTRA DE ENCLAVE DE ESTE ESTUDIO. EN TODOS LOS DIAGRAMAS SIGUIENTES DE ESTA SECCIÓN, LA MUESTRA DE ENCLAVE ESTÁ INDICADA COMO UN CÍRCULO ROJO.**

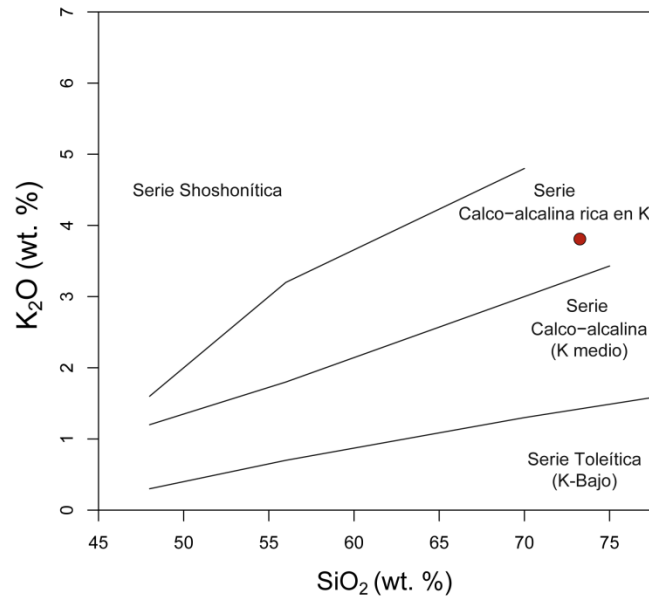
En base al índice de saturación de aluminio, definido como la razón molecular entre el contenido de  $Al_2O_3$  y el contenido de  $CaO+Na_2O+ K_2O$ , también llamado A/CNK, la muestra de enclave se clasifica como peraluminosa ( $A/CNK > 1$ ; Figura 23).



**FIGURA 23: DIAGRAMA A/CNK - A/NK:  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$  [MOLAR] VERSUS  $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$  [MOLAR], SEGÚN SHAND(1943).**

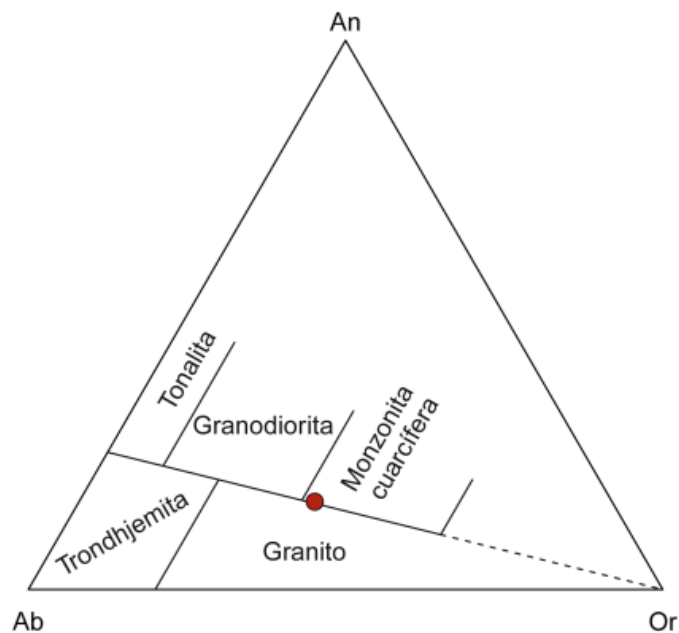
Según el diagrama TAS (Figura 22), la muestra de enclave cae en el campo subalcalino/oleítico. Para discriminar entre ambas series, se ha graficado la muestra de enclave en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) donde relaciona el contenido molar de  $K_2O$  versus el contenido molar de  $SiO_2$ . En éste se puede realizar una subdivisión de las rocas calcoalcalinas

(subalcalinas) y distinguir entre estas y rocas toleíticas. En este diagrama la muestra de enclave se ubica dentro del campo de rocas calcoalcalinas ricas en potasio (Figura 24).



**FIGURA 24: SUBDIVISIÓN DE LAS ROCAS CALCOALCALINAS (SUBALCALINAS) EN EL DIAGRAMA  $K_2O$  (WT. %) VERSUS  $SiO_2$  (WT. %), SEGÚN PECCERILLO Y TAYLOR (1976).**

El diagrama de clasificación Ab-An-Or (albita-anortita-ortoclasa) de O'Connor (1965) puede ser aplicado a rocas félsicas con más de 10% de cuarzo normativo. Según éste, la muestra de enclave se clasifica justo en el límite entre un granito y una monzonita cuarcífera (Figura 25).

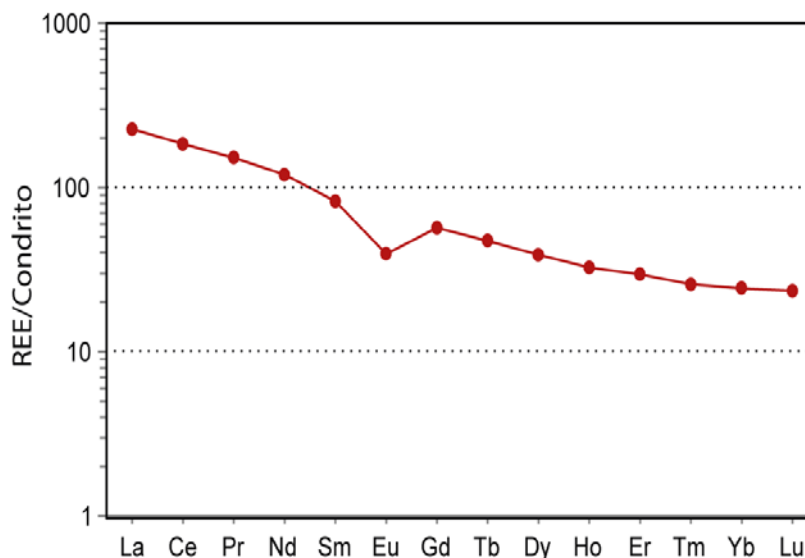


**FIGURA 25: DIAGRAMA NORMATIVO DE AB-AN-OR SEGÚN O'CONNOR (1965), PARA ROCAS CON CUARZO NORMATIVO MAYOR A 10%**

En resumen, el contenido de elementos mayores en la muestra de enclave define a éste como un **granito peraluminoso, calcoalcalino, rico en K**.

#### IV.3 ELEMENTOS TRAZA

El patrón de tierras raras (REE) de la muestra de enclave (Figura 26) presenta una pendiente relativamente plana ( $(La/Yb)_N=9.29$  y  $(Sm/Yb)_N=3.39$ ), enriquecido en las tierras raras livianas (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE). Muestra una pequeña anomalía de Eu ( $Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{(Sm_N \times Gd_N)} = 0.57$ ) y un patrón ligeramente cóncavo entre las tierras raras medias (MREE) y las tierras raras pesadas (HREE). Este patrón de REE es consistente con la fusión de una fuente rica en minerales de baja a moderada presión, como plagioclasa y piroxeno, o del fraccionamiento de estas fases durante la cristalización del magma en la corteza. Lo anterior es también sugerido por la Figura 27, que muestra la relación entre el contenido de LREE/MREE y MREE/HREE, y donde se observa que el contenido de REE en la muestra de enclave habría estado controlado principalmente por piroxeno, mineral de baja presión, aunque la anomalía de Eu permite sugerir que el contenido de este elemento en el enclave también estaría controlado por plagioclasa.



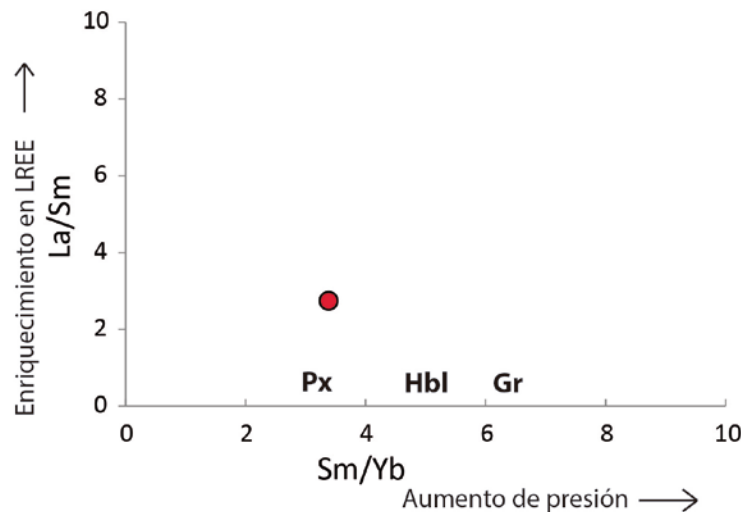
**FIGURA 26: PATRÓN DE TIERRAS RARAS (REE) EN LA MUESTRA DE ENCLAVE NORMALIZADA A CONDRITO, SEGÚN McDONOUGH Y SUN (1995).**

Considerando que la muestra de enclave es altamente diferenciada, las características de la fuente pueden estar camufladas y no ser evidenciadas en la geoquímica del enclave. De lo anterior, es más probable que la mineralogía de baja presión, indicada por el patrón de REE, muestre más bien procesos corticales durante la cristalización del magma o características propias de la corteza donde cristalizaría este magma (que se asume estaría en equilibrio con los minerales que fraccionarían durante la cristalización del magma) y no procesos o características propias de la fuente.

En un modelo general de generación de magmas en márgenes convergentes se asume que la composición del manto más somero bajo el continente es la del MORB normal. El diagrama de multielementos de la muestra de enclave normalizado con respecto a la composición del

MORB normal o N-MORB, permite, entonces, comparar la composición de la muestra con la de su supuesto magma parental. (Figura 28).

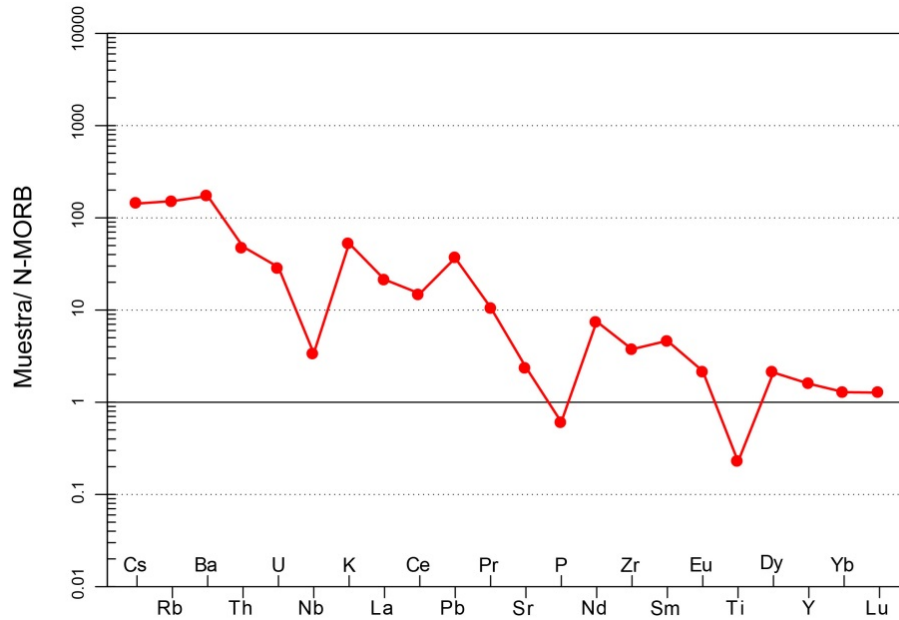
La muestra de enclave presenta un enriquecimiento en elementos como Cs, Rb, Ba y K, que pertenecen al grupo LILE, y de Th, U y Pb. Además, presenta anomalías negativas de Nb y Ti (grupo del Ti), Sr y P, y una disminución en la concentración desde las LREE (La) hacia las HREE (Lu), con una pequeña anomalía de Eu.



**FIGURA 27: DIAGRAMA DE LA/SM VERSUS SM/YB PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE. EL CAMPO DE ESTABILIDAD DE CADA MINERAL ESTÁ DADA SEGÚN KAY Y MPODOZIS (2002).**

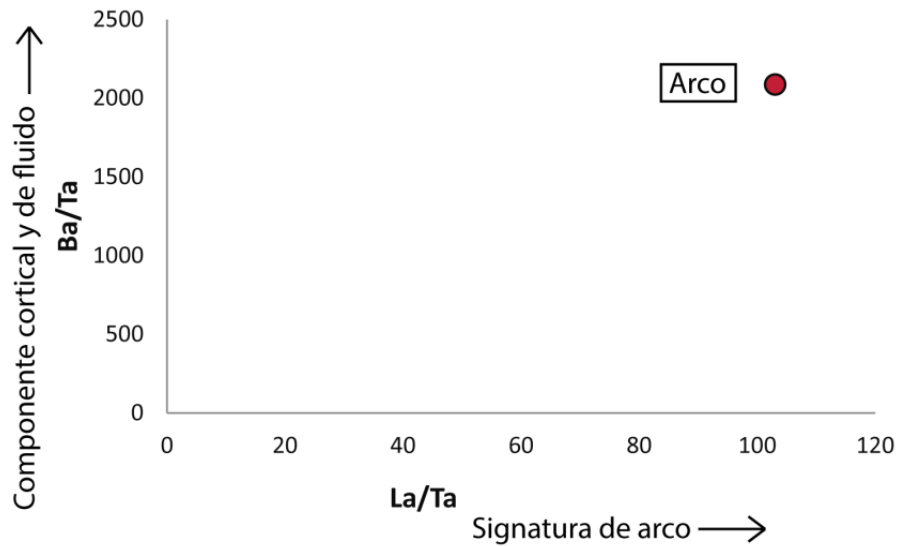
Este patrón de multielementos es típico de magmatismo en zonas de subducción. El enriquecimiento en elementos LIL (móviles) se podría atribuir a la deshidratación del slab y a la captura de todos estos elementos móviles con lo cual se habría contaminando la fuente magmática, mientras que la anomalía negativa en elementos refractarios, como el Nb, se explicaría por la permanencia de éste en el slab. La anomalía negativa de Sr sería, además, consistente con el fraccionamiento de plagioclasa durante la cristalización del magma en la corteza (Pearce y Peate 1995).

La relación entre la razón de La/Ta y la razón de Ba/Ta indicaría una componente de subducción y de contaminación cortical en la fuente magmática. Razones de La/Ta > 25 se consideran típicas de una fuente mantélica de arco (Kay y Mpodozis 2002). Razones muy altas entre estos dos componentes reflejan diferencias en la solubilidad de las LREE (representadas por el La) y el Ta en fluidos, así como también ambientes acuosos, oxidantes, que preferentemente estabilizan fases de óxidos que incorporen elementos del grupo del Ti, como Ta y Nb (Kay y Mpodozis 2002). El Ba es transportado a la cuña mantélica a través de fluidos provenientes de la zona de subducción. Una alta razón entre Ba y Ta es típica de magmas con una fuerte signatura de subducción (Kay y Mpodozis 2002). Para el caso de los enclaves, la razón Ba/Ta es igual a 2086.5 y la de La/Ta, 103.1 (Figura 29).



**FIGURA 28: DIAGRAMA DE CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS TRAZA NORMALIZADO A N-MORB O MORB NORMAL, SEGÚN SUN Y MCDONOUGH (1989)**

Según lo anterior, ambas razones son consistentes con una signature de arco y una contaminación del magma gracias a los aportes del slab, lo que indicaría que el enclave habría cristalizado a partir de un magma generado en una zona de subducción.



**FIGURA 29: DIAGRAMA Ba/Ta vs. La/Ta PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE. MAGMAS TÍPICOS DE ARCO MAGMÁTICOS TIENEN RAZONES La/Ta MAYORES A 25 Y ALTAS RAZONES DE Ba/Ta, SEGÚN KAY Y MPODOZIS (2002).**

#### IV.4 DISCRIMINADOR DE AMBIENTE TECTÓNICO MEDIANTE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

Chappell y White (1974) propusieron una clasificación de rocas graníticas en base a su génesis. Rocas que fueron formadas a partir de un protolito sedimentario, se clasifican como granitos tipo S, mientras que rocas cristalizadas a partir de un protolito ígneo, corresponde a granitos tipo I. Adicionalmente, los granitos tipo I pueden subdividirse en 2 tipos: granitos tipo A, derivados de una corteza continental deshidratada y reciclada (Loiselle y Wones 1979; Collins *et al.* 1982), y granitos tipo M, provenientes directamente de la fusión de la corteza oceánica o de la cuña mantélica en una zona de subducción (White 1979; Pitcher 1983; Whalen 1985). Asimismo, Whalen *et al.* (1987), en base a características típicas de granitoides tipo A, como el alto contenido de sílice, álcalis, Zr, Nb, Ga, Y, Ce y los altos valores de las razones Fe/Mg y Ga/Al, construyó distintos diagramas discriminantes entre granitos tipo A y granitos tipo I y S, que, aparentemente, serían insensibles a procesos de alteración moderada.

Considerando el contenido de Na<sub>2</sub>O y de K<sub>2</sub>O, White y Chappell (1983) definen los campos composicionales de los granitoides tipo I, S y A. En este diagrama la muestra de enclave presenta una afinidad con los granitos tipo I, aunque la muestra se ubica justo en el límite de los granitos tipo S (Figura 30).

Utilizando los diagramas discriminantes de Whalen *et al.* (1987), es posible observar que la muestra de enclave se ubica, mayoritariamente, en el campo de granitos tipo I y S (Figura 31). Sin embargo, en los diagramas que incluyen los elementos traza como Zr y Ce, se puede notar que la muestra se clasificaría como un granito tipo A. Observando la Figura 31 y en base a los valores recopilados por Whalen *et al.* (1987), se puede considerar que la muestra de enclave es afín a los granitos tipo A gracias a su alto contenido de Zr (278 ppm; >250 ppm para granitos tipo A, según Whalen *et al.* 1987) y Ce (113 ppm; >80 ppm para granitos tipo A, según Whalen *et al.* 1987).

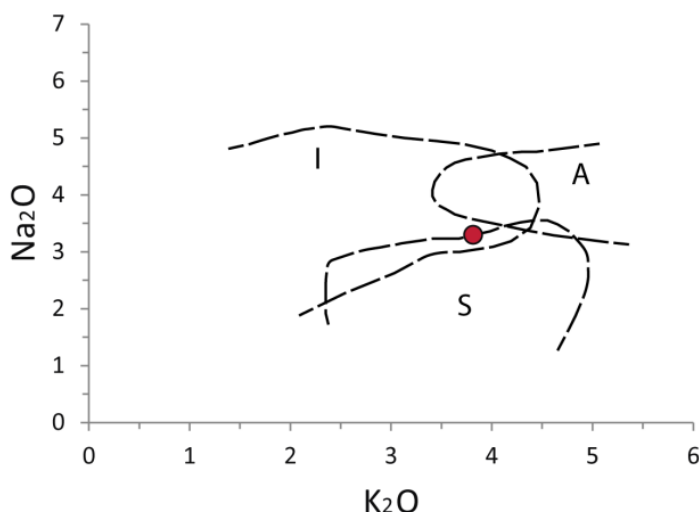
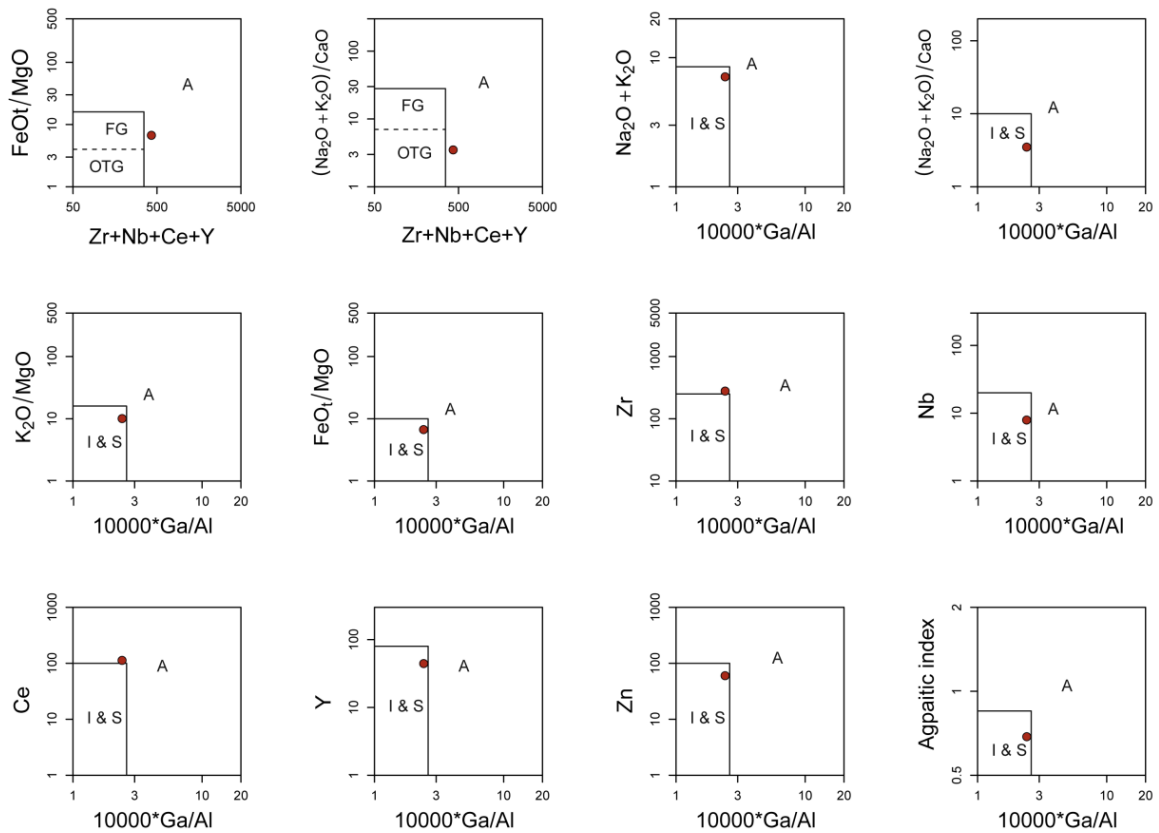


FIGURA 30: DIAGRAMA Na<sub>2</sub>O VERSUS K<sub>2</sub>O DE LA MUESTRA DE ENCLAVE. LOS LÍMITES DE LOS CAMPOS ENTRE GRANITOS A, I Y S TOMADOS DE WHITE Y CHAPPELL (1983) PARA EL LACHAN FOLD BELT DE AUSTRALIA.





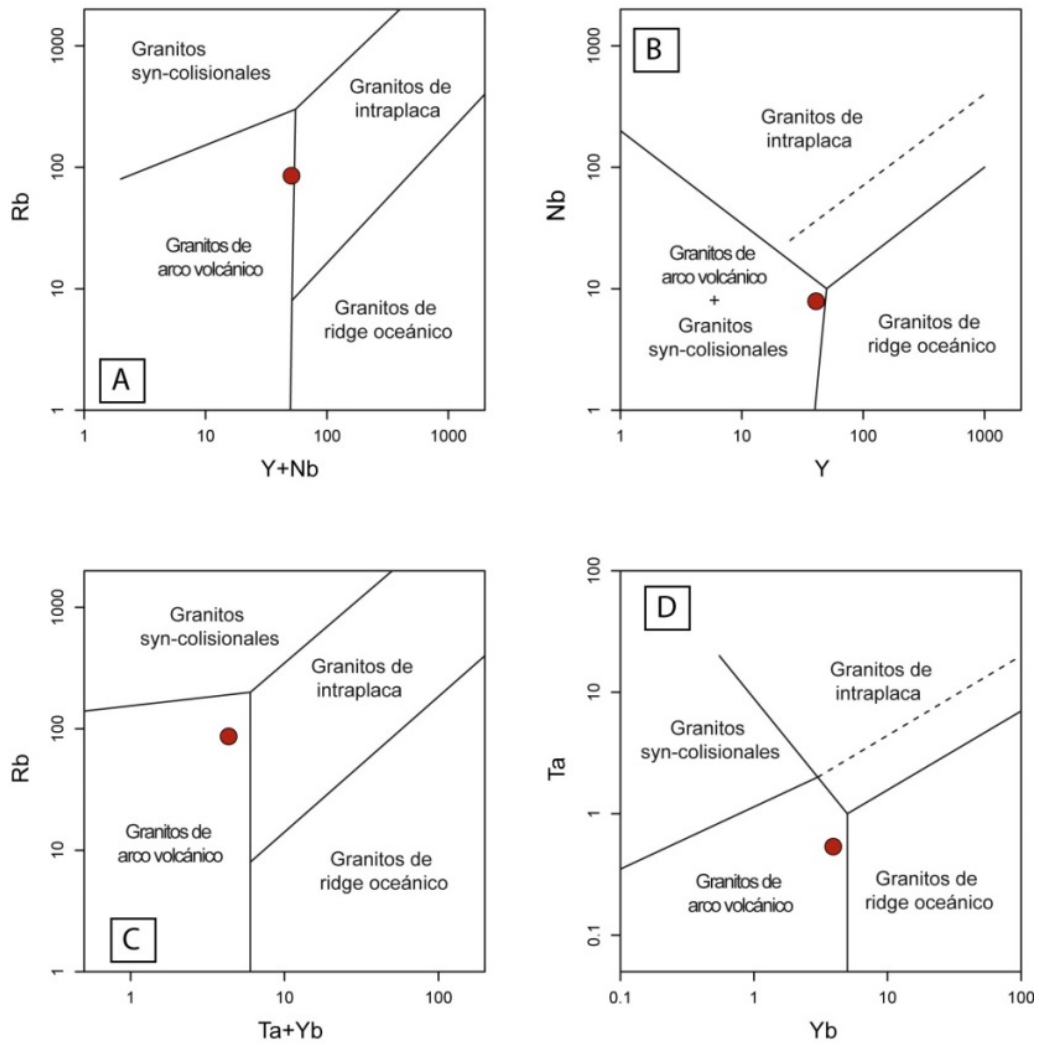
**FIGURA 31: DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN PARA GRANITOS, SEGÚN WHALEN *ET AL.* (1987). FG: GRANITOS FÉLSICOS FRACCIONADOS; OGT: GRANITOS TIPO I, S Y M NO FRACCIONADOS. AGPAITIC INDEX SE REFIERE A LA RAZÓN ENTRE EL CONTENIDO DE ÁLCALIS ( $\text{Na}_2\text{O}$  Y DE  $\text{K}_2\text{O}$ ) Y EL CONTENIDO DE  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .**

El primer estudio de diagramas de discriminación tectónica para granitos fue realizado por Pearce *et al.* (1984), quien definió un granito como una roca intrusiva con al menos 5% de cuarzo modal. Dentro de su clasificación incluyó a Granitos de Ridge Oceánico, Granitos de Arco Volcánico, Granitos de Intraplaca y Granitos Syn-Colisionales.

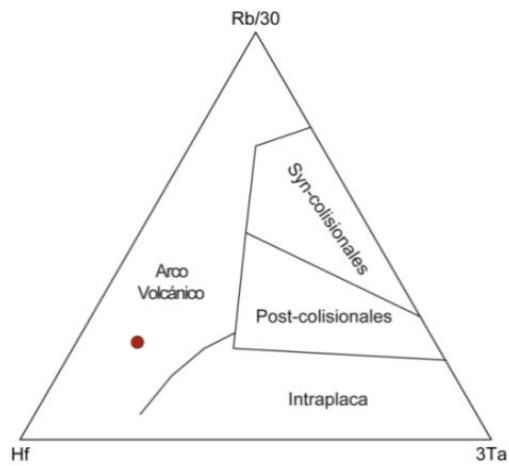
La muestra de enclave fue clasificada de acuerdo a su contenido de elementos traza, en los diagramas propuestos por Pearce *et al.* (1984) (Figura 32). A partir de lo anterior, es posible observar que la composición del enclave es consistente con la composición de granitos de arco volcánico. Solo en el diagrama de Rb versus Y+Nb (Figura 32.a), la muestra de enclave se ubica en el límite entre granitos de intraplaca y granitos de arco volcánico.

Harris *et al.* (1986), mediante la variación composicional de Hf, Rb y Ta, definió el contenido de estos elementos traza en Granitos de Intraplaca, Granitos de Arco Volcánico y Granitos Syn y Post-Colisionales. La muestra de enclave, al ser graficada en este diagrama (Figura 33), muestra una afinidad con los granitos de arco volcánico.

En resumen, el contenido de elementos mayores y elementos traza en la muestra de enclave permite sugerir que estos se desarrollaron en un ambiente de margen típico de subducción, con magmatismo de arco asociado. Durante la cristalización del magma, fases minerales de presión baja a moderada, como piroxeno, plagioclasa, se habrían fraccionado, sin presentar evidencias de engrosamiento cortical.



**FIGURA 32: DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN PARA GRANITOS, PROPUESTO POR PEARCE ET AL. (1984). EN B), C) Y D) LA MUESTRA DE ENCLAVE CAE EN EL CAMPO DE GRANITOS DE ARCO VOLCÁNICO, MIENTRAS QUE EN A), LA MUESTRA SE UBICA EN EL LÍMITE ENTRE GRANITOS DE ARCO VOLCÁNICO Y GRANITOS DE INTRAPLACA.**



**FIGURA 33: DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN PARA GRANITOS Hf-Rb/30-3Ta (HARRIS ET AL. 1986). LA MUESTRA DE ENCLAVE SE UBICA DENTRO DEL CAMPO DE GRANITOS DE ARCO VOLCÁNICO.**

**CAPÍTULO V**  
**ESTUDIO DE**  
**CIRCONES**

## V.1 INTRODUCCIÓN

Dado que los enclaves graníticos aquí estudiados presentan una alteración intensa, el estudio de la química de roca total podría no ser representativo de las características primarias de la muestra y, por lo tanto, carecerían de valor. Considerando que el circón ( $ZrSiO_4$ ) es un constituyente accesorio común en las rocas ígneas félsicas, interpretaciones petrogénicas relacionadas a los enclaves pueden explorarse en base al análisis composicional y morfológico de granos de circón.

Durante las últimas décadas, el estudio microanalítico de cristales individuales de circón se ha convertido en una importante herramienta para la interpretación petrogenética en procesos magmáticos y metamórficos, gracias a la habilidad que tienen los granos de circón para resistir a procesos magmáticos, metamórficos y erosivos que destruyen otros minerales de la roca hospedante. Además, ante eventos sobreimpuestos de alteración, el circón es capaz de comportarse como un sistema físico-químico cerrado, conservando sus características primarias (Watson 1996; Watson & Cherniak 1997; Cherniak & Watson 2003). Composicionalmente, el circón hospeda cantidades importantes de elementos traza como U, Th, Hf y REE (Sawka 1988; Bea 1996; O'Hara *et al.* 2001). Las altas concentraciones de U y Th dentro del mineral, permiten utilizarlo como un geocronómetro confiable (basado en el decaimiento de U y Th en Pb). Adicionalmente, el circón hospeda una importante cantidad de Hf radiogénico, un isótopo que funciona como trazador en la evolución de la corteza y del manto litosférico. Con respecto a las tierras raras (REE), es característico que el patrón de estos elementos normalizado a condrito en circones magmáticos muestre una fuerte pendiente positiva, desde las tierras raras livianas (LREE) a las tierras raras pesadas (HREE), con una anomalía positiva en Ce y negativa en Eu (Hoskin y Schaltegger 2003). La magnitud de estas anomalías están expresadas como Ce/Ce\* y Eu/Eu\* y son dependientes de la fugacidad de oxígeno del magma al momento de cristalizar el circón. Adicionalmente, diversos autores, como Belousova *et al.* (2002) han determinado las concentraciones típicas de elementos traza en circón para distintos tipos de roca, permitiendo así, determinar el tipo de roca de la cual el circón cristalizó. Esta información puede parecer trivial si los granos de circón aún se hospedan en la roca magmática en la cual se formaron. Sin embargo, en rocas que han sufrido eventos de alteración pervasiva e intensa o metamorfismo y cuyo protolito no puede ser determinado con facilidad, o en el caso de circones detríticos, donde se desea saber la fuente de los circones, estos diagramas discriminantes pueden entregar información valiosa acerca de la proveniencia de los granos de circón.

## V.2 CATODOLUMINISCENCIA

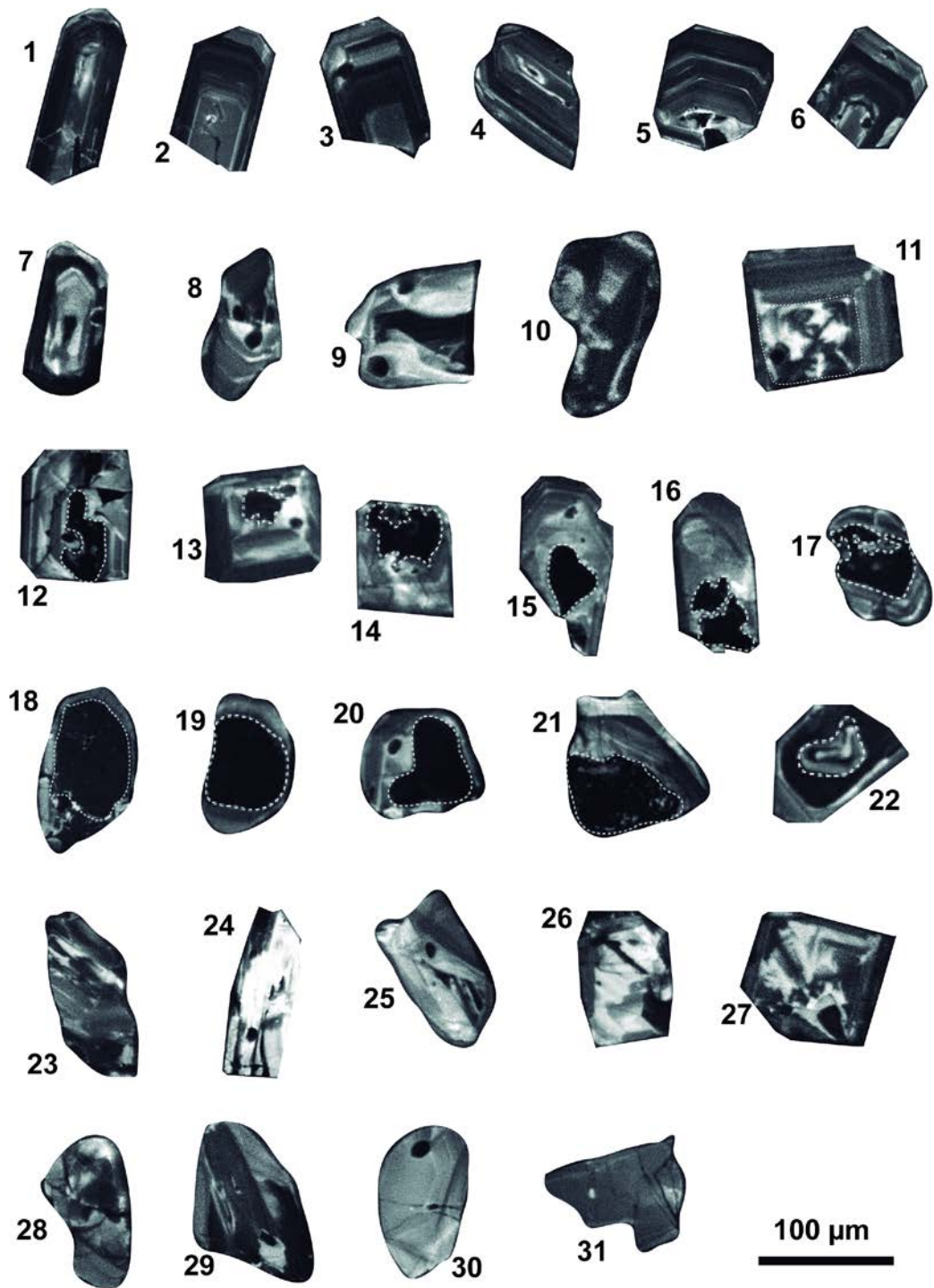
Las características morfológicas externas e internas del circón reflejan la historia de cristalización de este mineral, especialmente episodios relevantes de cristalización (y recristalización) magmática o metamórfica, strain impuesto por fuerzas externas y por metamictización, y alteración química, gracias a que la estructura del cristal responde a variaciones de temperatura y composición del medio donde cristalizan (Corfu *et al.* 2003). Gracias a lo anterior, los eventos formadores de circón tienden a preservarse como entidades estructurales distintivas o granos heredados dentro de un mismo circón. Un circón común, entonces, consiste en distintos segmentos, cada uno preservando un periodo particular de formación o de destrucción del cristal, evidenciando, en su estructura, distintos cambios composicionales y de temperatura.

Los circones de la muestra de enclave (Ps8, Anexo) presentan una gran variabilidad de tamaño y morfología. Los granos montados para el análisis no están orientados con respecto a su eje principal (eje c), por lo tanto, es difícil hacer una clasificación de acuerdo a sus componentes cristalográficas, como propone Pupin (1980). Más aún, la gran mayoría de los cristales se presenta incompleta y resquebrajada, mostrando solo fragmentos de granos. A pesar de lo anterior, se pueden realizar algunas observaciones netamente descriptivas con respecto a su morfología.

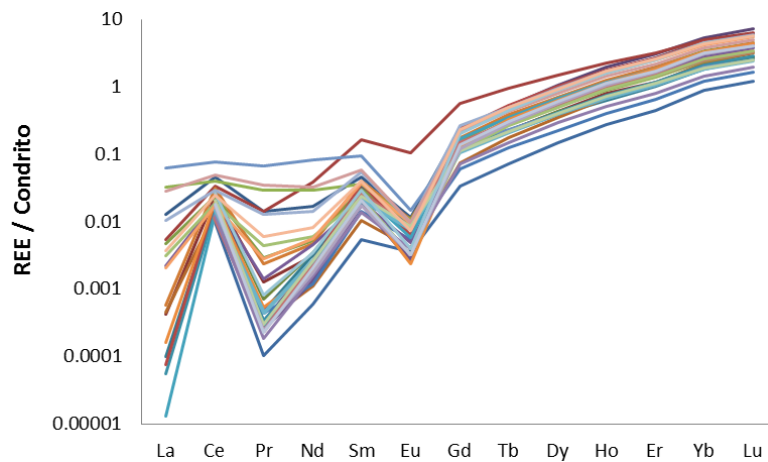
A pesar de estar incompletos, se puede distinguir que los granos tienden a ser euhedrales a subhedrales (Figura 34), sin embargo, existe una pequeña minoría (<<1%) de cristales redondeados (Figura 34: 19, 20 y 30). Aparentemente, dado que los granos no están orientados y muchos están incompletos, la mayoría de los cristales muestran formas tipo stubby o equidimensionales y razones de aspecto entre 1:2 y 2:5, típica de circones magmáticos (Corfu *et al.* 2003). Una minoría de circones son alargados (<<1%), con una razón de aspecto mayor (1:5). Los patrones de zonación presentados por los circones consisten en zonación oscilatoria, en su mayoría (~50%), y sectorial (~20%), típico de circones magmáticos (Figura 34: 1-7; 8-11; Corfu *et al.* 2003; Rubatto y Gebauer 2000). Por otra parte, existe una gran cantidad de cristales que muestran una zonación típica de circones que han sido afectados por eventos tardimagmáticos (~30%; Figura 34: 23-29), como zonación convoluta (Figura 34: 27, 29), recristalización local (Figura 34: 24, 26, 28), microvenillas o brechización (Figura 34: 23) y “tipo estratificación cruzada” (Figura 34: 25; Corfu *et al.* 2003). Finalmente, una población menor de cristales contiene núcleos heredados (<5%, Figura 34: 11-22), los que se pueden diferenciar de sus bordes por la inconsistencia entre la zonación de ambos (diferentes patrones de oscilación, por ejemplo; Figura 34: 11, 12 y 22) y morfologías de reabsorción (Figura 34: 12-17). La minoría de cristales presenta morfologías sin zonación o zonación muy leve, completamente homogéneos (Figura 34: 30 y 31).

### V.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA EN CIRCÓN

En este estudio se analizaron 30 circones de la muestra de enclave (Ps8). En general, todos estos circones muestran un contenido y un patrón de REE normalizado a condrito homogéneo. El contenido total del REE varía entre ~300 y ~2200 ppm (Tabla A.5 del Anexo; Figura 35), valores típicos reportados en circones de rocas corticales (~250 y 5000 ppm; Hoskin y Schaltegger 2006). El patrón de REE normalizado a Condrito (McDonough y Sun 1995), muestra una pendiente positiva, con un aumento desde LREE a HREE, una anomalía positiva en Ce [ $Ce/Ce^* = 1-220$ ;  $Ce/Ce^* = Ce_N / \sqrt{(La_N \times Pr_N)}$ ] y negativa en Eu [ $Eu/Eu^* = 0.04-0.035$ ;  $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$ ] (Figura 35). El patrón de REE y la anomalía de Ce y Eu son consistentes con las concentraciones esperadas para circones ígneos en rocas corticales (Hoskin y Schaltegger 2006).



**FIGURA 34: IMÁGENES DE CATODOLUMINISCENCIA DE ALGUNOS GRANOS DE CIRCÓN EN UNA MUESTRA DE ENCLAVE. (1-7) ZONACIÓN OSCILATORIA, (8-11) ZONACIÓN SECTORIAL. NOTAR QUE EN EL GRANO 11, LA ZONACIÓN SECTORIAL SE ENCUENTRA EN UN NÚCLEO HEREDADO. ALREDEDOR DE ESTE EL CRECIMIENTO DEL CIRCÓN MUESTRA ZONACIÓN OSCILATORIA. (11-22) NÚCLEOS HEREDADOS, (23-29) ZONACIÓN TARDIMAGMÁTICA: 27,29 ZONACIÓN CONVOLUTA; 24, 26, 28 RECRISTALIZACIÓN LOCAL; 23 MICROVENILLAS O BRECHIZACIÓN; 25 TIPO ESTRATIFICACIÓN CRUZADA. (30-31) ZONACIÓN DÉBIL.**

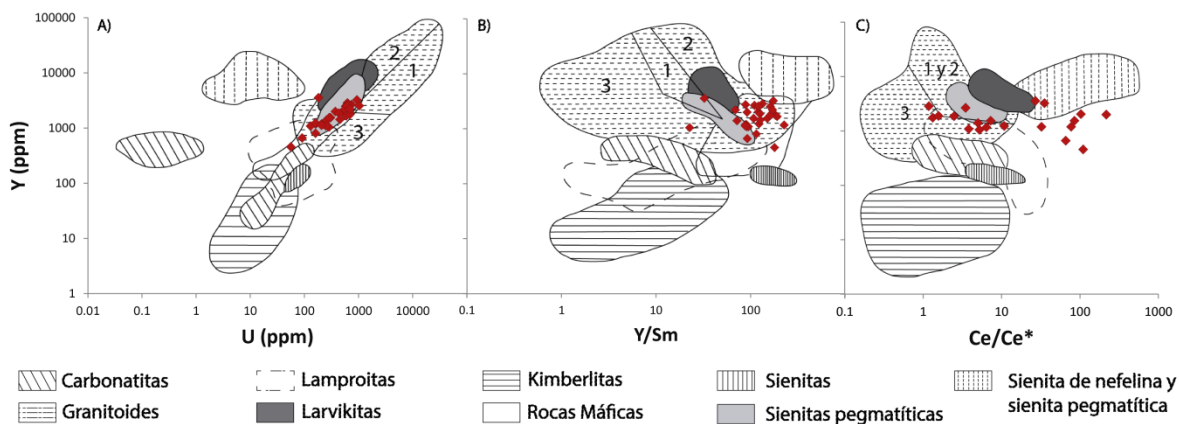


**FIGURA 35: DIAGRAMA MULTIELEMENTO DE REE NORMALIZADO A CONDrito, SEGÚN LOS VALORES DE McDONOUGH Y SUN (1995) DE LOS CIRCONES DE LA MUESTRA DE ENCLAVE.**

La concentración de Hf en los circones varía entre 6700 y 16700 ppm, mientras que la de Y se encuentra entre 450 y 3600 ppm (Tabla A.5 del Anexo) ambos rangos de valores concuerdan con el esperado para circones provenientes de rocas corticales, según Hoskin y Schaltegger (2006).

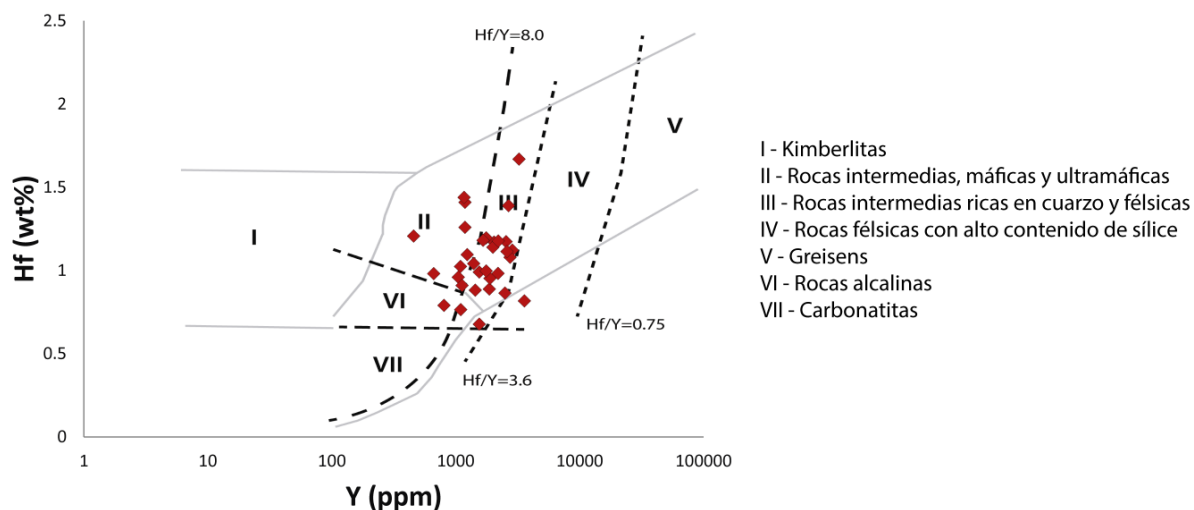
Belousova *et al.* (2002) mediante el análisis de elementos traza en circones, propusieron, a través de diagramas discriminantes bivariantes, las firmas geoquímicas características de un circón en distintos tipos de roca.

Se han graficado, en estos diagramas, las concentraciones de algunos elementos traza de los circones de la muestra de enclave (Figura 36). Tanto en el diagrama Y versus U (en ppm), como en el de Y versus Y/Sm (Figura 36, a y b), es posible observar que la mayoría de los circones presentan concentraciones típicas de granitoides. En el diagrama de Y versus Ce/Ce\* (Figura 36, c), la mayoría de los granos muestran composiciones típicas de granitoides, sin embargo, existe una gran cantidad de circones que se desvían en este patrón.



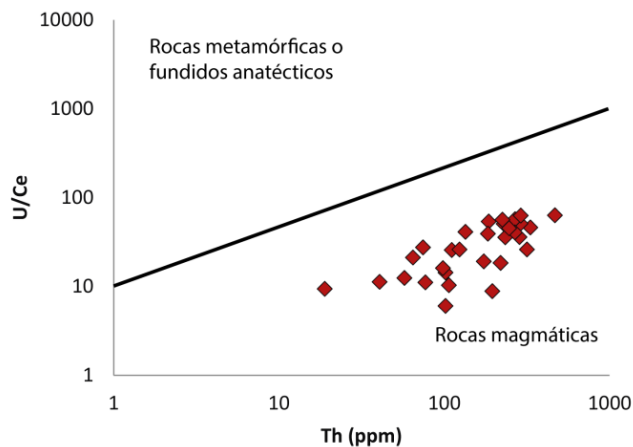
**FIGURA 36: DIAGRAMAS DE COMPOSICIÓN DE U (PPM), Y/SM Y CE/CE\* VS Y (PPM) EN LOS GRANOS CIRCÓN ANALIZADOS. LOS CAMPOS DE DISCRIMINACIÓN ENTRE LOS DISTINTOS TIPOS DE ROCA FUERON DEFINIDOS POR BELOUSOVA ET AL. (2002). GRANITOIDES INCLUYE 1: APLITAS Y LEUCOGANITOS, 2: GRANITOS Y 3: GRANODIORITAS Y TONALITAS.**

Shnukov *et al.* (1997) definieron las concentraciones promedio de Hf e Y en circones de diferentes rocas. Según el diagrama bivalente presentado por el autor, las concentraciones de estos elementos en los circones del enclave se ubican, en su mayoría, en el campo de las rocas intermedias ricas en cuarzo y félsicas (Figura 37).



**FIGURA 37: DIAGRAMA DE CONCENTRACIÓN Hf (WT%) VS Y (PPM) DE LOS CIRCONES ANALIZADOS DE LA MUESTRA DE ENCLAVE. LOS CAMPOS DE COMPOSICIÓN FUERON DEFINIDOS POR SHNUKOV *ET AL.* (1997).**

Los circones metamórficos poseen mayores contenidos de U que los circones magmáticos, mientras que el contenido de Ce es menor en los primeros (e.g Hoskin y Schaltegger 2003; Rubatto y Gebauer 2000). Mediante un estudio detallado de geoquímica de circones de distintas muestras de roca, el centro de investigación SUMAC (Stanford University-USGS microanalysis center) dedujo un diagrama discriminante bilogarítmico entre la razón de U/Ce y el contenido de Th de un circón. En este diagrama se graficaron las concentraciones de estos elementos en los circones del enclave (Figura 38), donde es posible observar que todos los granos se ubican en el campo de circones magmáticos, distribuyéndose en un patrón lineal con una pendiente someramente positiva.



**FIGURA 38: DIAGRAMA DE LAS CONCENTRACIONES Th (PPM) VS U/Ce EN LOS CIRCONES DE LA MUESTRA DE ENCLAVE ANALIZADA. LA LÍNEA 1:1 QUE SEPARA LOS CIRCONES MAGMÁTICOS DE CIRCONES METAMÓRFICOS FUE ESTABLECIDA POR EL CENTRO DE INVESTIGACIÓN SUMAC (STANFORD UNIVERSITY-USGS MICROANALYSIS CENTER).**



De acuerdo a los patrones expuestos, en términos generales, entonces, las concentraciones elementos traza y el patrón de REE normalizado a condrito son típicos de circones magmáticos corticales.

#### V.4 GEOCRONOLOGÍA

Los resultados del análisis geocronológico en 30 granos de circón muestran edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  subconcordantes entre 300 y 342 Ma (Tabla A.6 del Anexo). De los 30 análisis realizados, 26 están en, o muy cerca, de la línea de concordia, mientras que 4 presentan edades discordantes (Figura 39). Además, las edades no siempre se superponen dentro del error  $2\sigma$  (Figura 40). Lo anterior. Esto podría sugerir alguna perturbación en el sistema U-Pb debido a pérdida de plomo en algunos granos analizados. Como los enclaves están intensamente alterados, lo anterior no parece poco razonable. Sin embargo, la distribución unimodal de las edades entre 305 y 335 Ma, con un peak bien marcado en los  $318.6 \pm 2$  Ma, que además es similar a la edad de intercepción entregada por la concordia ( $318.7 \pm 2.9$  Ma), permiten considerar que la pérdida de plomo no fue significativa. De lo anterior, se deduce este peak como la edad de cristalización de los enclaves o más bien, del plutón del que provienen. La distribución unimodal de las edades sustenta además la hipótesis de un origen magmático de los circones. Según la Tabla Cronoestratigráfica Internacional del 2015, todas las edades obtenidas son del Misisípico Medio-Superior (Carbonífero temprano) al Pensilvánico (Carbonífero tardío).

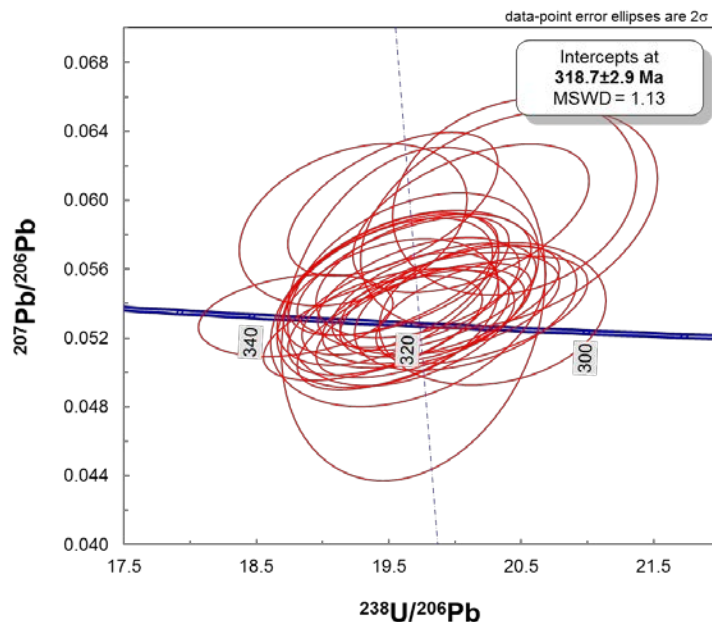


FIGURA 39: RESULTADOS DE LAS DETERMINACIONES RADIOMÉTRICAS DE U-Pb EN CIRCÓN EN UN DIAGRAMA DE CONCORDIA (TERA - WASSERBURG) PARA LOS 30 CIRCONES ANALIZADOS.

#### V.5 ISOTOPIA DE Hf EN CIRCONES

Los resultados de isotopía de Hf en los mismos 30 circones del enclave analizados se presentan en la Tabla A.7 del Anexo. Dentro de ésta, se incluyen los valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  medidos de la muestra, con sus respectivos errores, la edad U-Pb calculada para cada circón, el valor calculado de  $\epsilon_{\text{Hf}(i)}$  y de la edad modelo  $t_{\text{DM}}$ .

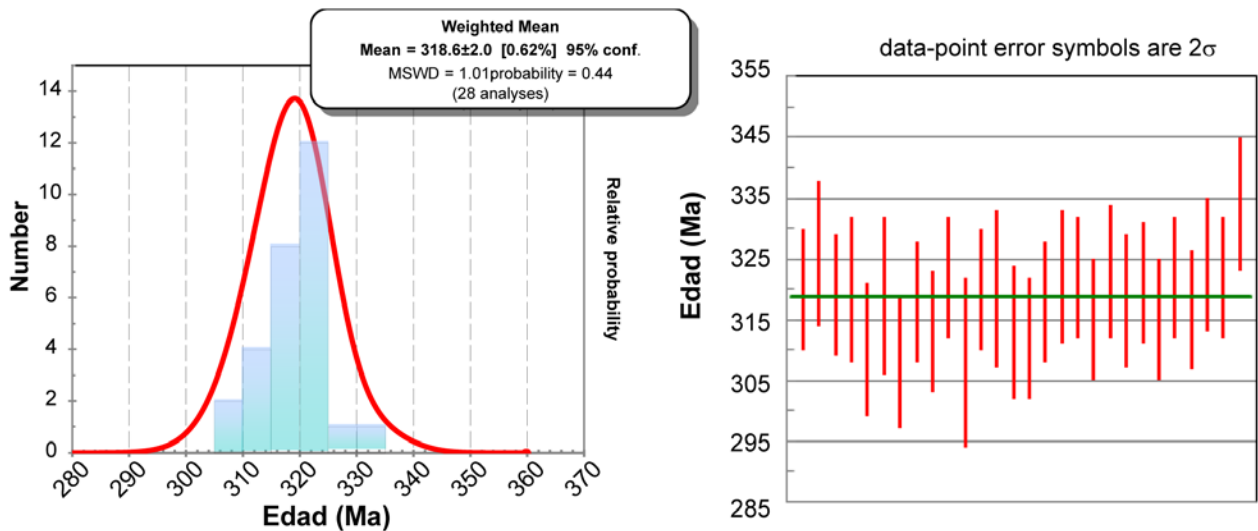
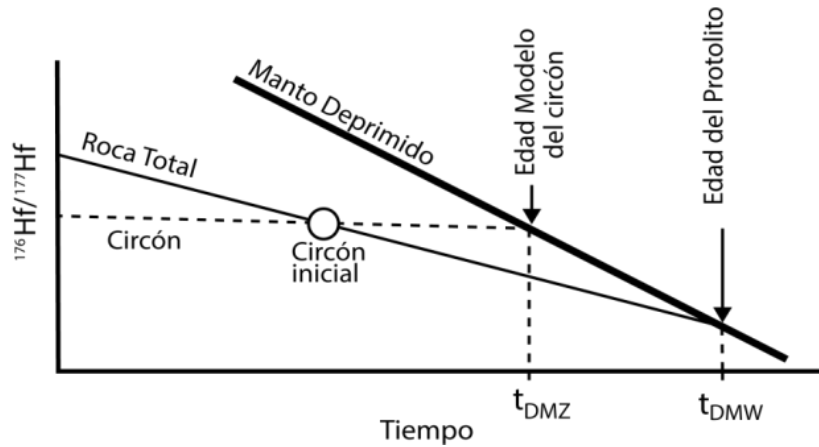


FIGURA 40: RESULTADOS DE LAS DETERMINACIONES RADIOMÉTRICAS DE U-Pb EN CIRCÓN. A) HISTOGRAMA DE PROBABILIDAD DE EDAD, B) EDAD MEDIA PONDERADA.

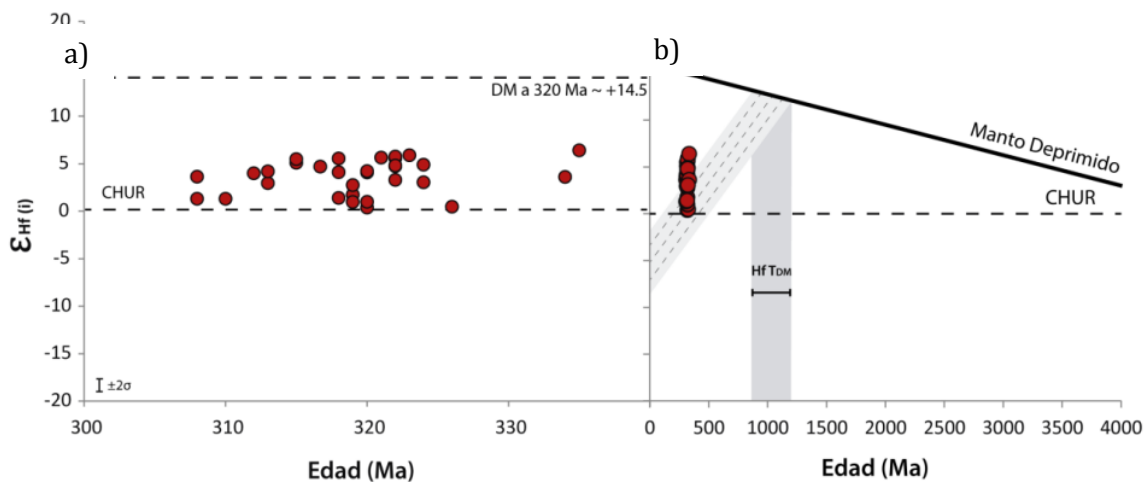
La razón inicial  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  puede ser representada a través de la notación  $\epsilon_{\text{Hf}(i)}$  que representa concentración isotópica de Hf al momento de cristalizar el circón, con respecto a una curva de evolución del manto sin diferenciar (Condrito). Lo anterior indica que el valor  $\epsilon_{\text{Hf}(i)}$  de una muestra mostraría directamente el grado de evolución de la corteza de la cual el cristal proviene. Circones con  $\epsilon_{\text{Hf}(i)} > 0$  presentan valores más similares a la del manto deprimido, es decir, cristalizaron a partir de un magma juvenil, con o sin adición de material cortical, mientras que valores negativos de  $\epsilon_{\text{Hf}(i)}$  indican una cristalización a partir de corteza antigua reciclada, con menor adición juvenil.

Adicionalmente, la isotopía de Lu-Hf permite calcular la edad modelo de manto deprimido ( $t_{\text{DM}}$ ) de un mineral o de una roca en la corteza continental, que refleja el tiempo transcurrido desde que el Hf contenido en el sistema estuvo por última vez en equilibrio isotópico con el reservorio mantélico deprimido; en otras palabras,  $t_{\text{DM}}$  es una estimación del tiempo de residencia en la corteza que ha tenido el protolito. Debido al bajo contenido de la razón Lu/Hf en el circón, la edad modelo calculada a partir de las razones medidas de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  entrega solo una mínima edad de residencia cortical ( $t_{\text{DMZ}}$ ; Figura 41). Cuando la edad de cristalización del circón es conocida, es posible calcular una edad modelo más realista para la roca hospedante, la edad modelo de roca total ( $t_{\text{DMW}}$ ), imponiendo una razón Lu/Hf inicial, que sería la razón Lu/Hf al momento de cristalizar el circón. De lo anterior, se asume que los valores de las razones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  en el circón al momento de cristalizar, son los mismos valores de todo el sistema, es decir, de la roca total. Como la razón de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  en el tiempo  $t$  es desconocida, se utiliza el valor promedio de la corteza continental,  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$  (Griffin *et al.* 2002), que es el valor utilizado por Deckart *et al.* (2014) y Hervé *et al.* (2014), para el cálculo de la edad modelo de roca total.



**FIGURA 41: DIFERENCIA ENTRE LA EDAD MODELO DE Hf DE UN CIRCÓN ( $t_{DMZ}$ ) Y  $t_{DMW}$  QUE ES UNA EDAD MODELO MÁS REALISTA PARA EL PROTOLITO DE LA ROCA HOSPEDANTE.  $t_{DMW}$  ES CALCULADO FORZANDO UNA CURVA UTILIZANDO UNA RAZÓN  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  DE LA ROCA TOTAL, A PARTIR DE LA RAZÓN INICIAL DE  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  EN EL CIRCÓN. COMO ESTE VALOR ES DESCONOCIDO, SE UTILIZÓ UN VALOR  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ . TOMADO DE ANDERSEN *ET AL.* (2002).**

Los circones del enclave muestran valores actuales de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  entre 0.02826 y 0.02827 y entre 0.00068 y 0.00232, respectivamente. Estos corresponden a valores  $\epsilon_{\text{Hf}}(i)$  positivos, acotados entre 0 y 7, y un valor promedio igual a 3,6 (Tabla A.7 del Anexo, Figura 42). Lo anterior indica que mientras estuvo activo el magmatismo en la zona, este habría estado dominado por adición de material juvenil, mostrando que el reciclaje o asimilación cortical habría sido comparativamente menor. La edad modelo calculada  $t_{DMW}$  muestra un rango de tiempo de residencia cortical entre el Mesoproterozoico tardío y el Neoproterozoico temprano ( $t_{DMW}=1.22\text{-}0.85$  Ga; Figura 42).



**FIGURA 42: RAZONES INICIALES DE  $\epsilon_{\text{Hf}}(i)$  EN CIRCONES DE LA MUESTRA DE ENCLAVE ANALIZADA VERSUS LA EDAD (MA) DE CADA CIRCÓN. TODOS LOS GRANOS PRESENTAN VALORES INICIALES POSITIVOS. EN B), LA ZONA GRIS OSCURA MARCA EL RANGO DE EDADES MODELO ENTREGADAS POR CADA CIRCÓN. LA ZONA GRIS CON LÍNEAS PUNTEADAS MARCA EL PATRÓN DE EVOLUCIÓN TÍPICO DE LA CORTEZA, ASUMIENDO UNA RAZÓN  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ . SE MUESTRAN COMO REFERENCIA LAS CURVAS DE EVOLUCIÓN DEL CHUR (BLICHERT-TOFT Y ALBARÈDE 1997) Y EL MANTO DEPRIMIDO (DM; GRIFFIN *ET AL.* 2000).**

En resumen, el estudio de la morfología, geoquímica, geocronología e isotopía de los circones de la muestra de enclave (Ps8) indican que estos corresponden a circones con origen magmático, algunos con texturas magmáticas tardías, pero sin evidencias de metamorfismo, por lo que la edad unimodal de  $318.6 \pm 2$  Ma, se interpreta como la edad de cristalización de la muestra de enclave. Los valores isotópicos de Hf muestran que estos circones tendrían una proveniencia juvenil, por lo que, durante el Pensilvánico habría existido adición de material astenosférico en la corteza, con menor asimilación cortical, que también es sugerido por la mínima población de circones con núcleos heredados presente en la muestra.

# **CAPÍTULO VI**

## **DISCUSIÓN**

## VI.1 DISTRIBUCIÓN Y RELACIONES DE CONTACTO ENTRE LITOLOGÍAS

En el dique de este estudio, la relación de contacto con los Esquistos Grises de Punta Claditas muestra un cambio de manteo en la vertical. En la zona oriental del afloramiento, el dique tiene una disposición casi vertical e intruye a los esquistos de forma perpendicular a la foliación. En la zona más occidental, donde se puede observar un nivel topográficamente más alto del dique, éste tiende a disminuir su manteo, intruyendo casi paralelo a la foliación regional (Figura 7). En la posible ramificación expuesta al norte de este dique se observa la misma situación: aquí el dique intruye a los esquistos subverticalmente en un nivel inferior, cambiando a paralelo a la foliación algo más arriba topográficamente (Figura 10). Este cambio en la relación de contacto entre el dique y el esquisto podría ser explicado al coincidir dos condiciones: (1) la presencia de una estructura o zona de debilidad pre-existente, en este caso de poca inclinación (sólo 30°), y (2) el dique, al encontrar esta estructura, haya alcanzado una profundidad suficiente en que la presión de la sobrecarga y la presión magmática fuesen similares.

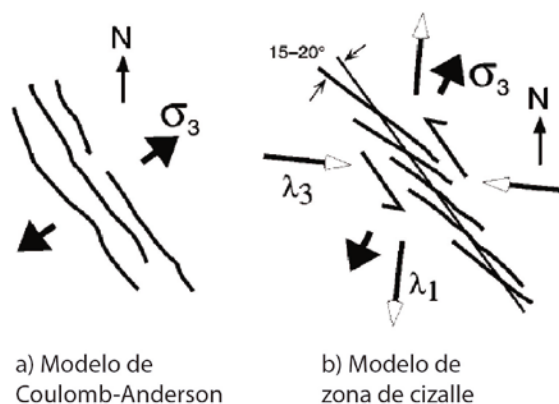
Según lo anterior, el dique debe haber ascendido a través de una estructura vertical/subvertical hasta una cierta profundidad donde se habría encontrado con una zona de falla de baja inclinación, oblicua a la estructura anterior, continuando su inyección a lo largo de esa zona de debilidad. Esta estructura previa al dique debe haber afectado al esquisto destruyendo su foliación a lo largo de sus bordes, lo cual queda evidenciado por el cambio de manteo de la foliación en los bordes del dique respecto de la foliación regional de los esquistos que afloran en este lugar. El espesor total de esta zona de falla no habría excedido mucho más de un metro, ya que este cambio de manteo en la foliación presenta un ancho de 50 cm a cada lado del dique. La actividad en esta estructura habría ocurrido a una profundidad considerable para permitir todavía la recristalización del material, que se presenta como un esquisto de grano más fino y con una foliación paralela a la de la falla propuesta. Esta situación habría ocurrido durante el proceso de exhumación del Complejo Metamórfico, el que habría continuado con posterioridad a la formación de la falla. El dique debe de haberse emplazado en condiciones más superficiales, con posterioridad a la recristalización y actividad en esta zona de falla, a una temperatura circundante mucho más fría, evidenciada por la presencia de un borde de enfriamiento en el dique.

Cabe señalar que el emplazamiento de este dique debe haber sido bastante somero ya que el marcado cambio de su manteo implica que la presión de magmática habría sido suficiente para abrirse camino por una superficie cercana a la horizontal, siendo capaz de levantar la sobrecarga ejercida por las rocas suprayacentes, y pasando a ser un filón (Figura 43).

El modelo clásico de Anderson (1951) para el emplazamiento de un dique muestra que estos son formados como estructuras tensionales, perpendiculares al menor estrés de cizalle ( $\sigma_3$ ). Sin embargo, diversos estudios han demostrado que, en presencia de estructuras previas no necesariamente perpendiculares a  $\sigma_3$ , un dique puede emplazarse de manera oblicua a la dirección esperada, perpendicular a la de mínimo estrés (Delaney *et al.* 1986). En este caso, donde la dilatación es oblicua a las paredes del dique, la dilatación de éste y la fractura previa generarían una componente de cizalle (Hutton, 1992; Figura 44). Así, un dique se orientará efectivamente perpendicular a la dirección de menor estrés  $\sigma_3$  si éste se emplaza por autopropagación de fracturas o en el caso de que se oriente en fracturas pre-existentes, perpendiculares a  $\sigma_3$ .

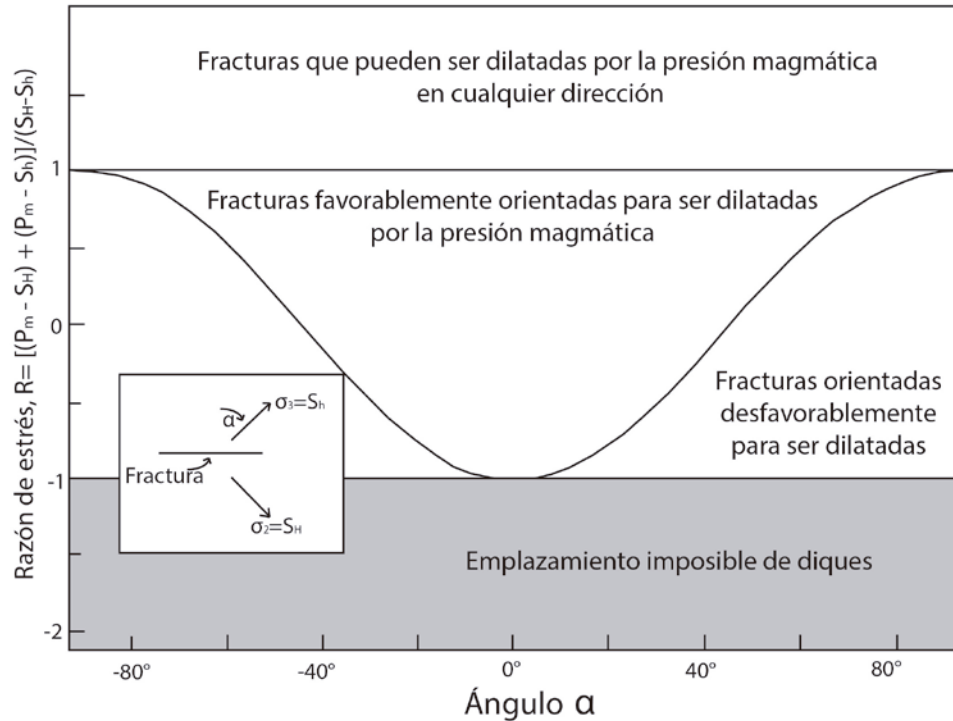


**FIGURA 43: ZONA OCCIDENTAL DEL NORTE DEL DIQUE MÁFICO, CON ESTRUCTURAS DE CIZALLE ASOCIADAS A SU EMPLAZAMIENTO. EN ESTA IMAGEN SE OBSERVA CÓMO AL IR ASCIENDIENDO EL DIQUE CAMBIA SU MANTEO ACOMODÁNDOSE PARALELO A LA FOLIACIÓN DEL ESQUISTO, MOSTRANDO QUE PARA APROVECHAR ESTA ZONA DE DEBILIDAD TUVO QUE SUPERAR LA SOBRECARGA EJERCIDA POR LA ROCA Y LEVANTARLA, PARA EMPLAZARSE SUBHORIZONTALMENTE.**



**FIGURA 44: INTERPRETACIÓN ESQUEMÁTICA DE LOS PATRONES DE DILATACIÓN EN DIQUES A) PERPENDICULARES AL ESFUERZO MÍNIMO PRINCIPAL  $\sigma_3$  O B) OBLICUOS A ESTA DIRECCIÓN, ASOCIADO A ESTRUCTURAS PREVIAMENTE DESARROLLADAS. TOMADO DE GLAZNER ET AL. (1999)**

En el segundo caso, cuando un dique se emplaza a través de una estructura pre-existente oblicua a  $\sigma_3$ , la dilatación de esta fractura estará controlada principalmente por la relación angular entre ésta y la dirección principal de menor estrés (ángulo  $\alpha$  en Figura 45), y por la razón de estrés (R), que es la relación entre la presión magmática ( $P_m$ ), la magnitud de estrés principal mínimo ( $\sigma_3=S_h$ ) y la magnitud de estrés principal intermedio ( $\sigma_2=S_H$ ). En otras palabras, la razón de estrés es la relación entre la presión magmática y la magnitud de estrés regional normal que actúa sobre la fractura. En el caso de que la presión magmática sea notablemente mayor, cualquier orientación es favorable para ser dilatada por el magma (Figura 45). Esta situación es común en zonas tectónicamente inactivas, donde las magnitudes de estrés son bajas (y también la diferencia entre éstas), y donde la presión litostática es la única magnitud de estrés que actúa sobre la zona de falla.



**FIGURA 45: RELACIÓN ENTRE RAZÓN DE ESTRÉS (R) Y EL ÁNGULO  $\alpha$  ENTRE LA DIRECCIÓN DE ESTRÉS PRINCIPAL MÍNIMO (SH) Y LA DIRECCIÓN DE DILATACIÓN DE LA FRACTURA.  $\sigma_3$  O  $S_H$ : ESTRÉS PRINCIPAL MÍNIMO;  $\sigma_2$  O  $S_H$ : ESTRÉS PRINCIPAL INTERMEDIO;  $P_M$ : PRESIÓN MAGMÁTICA. MODIFICADO DE DELANEY *ET AL.* (1986)**

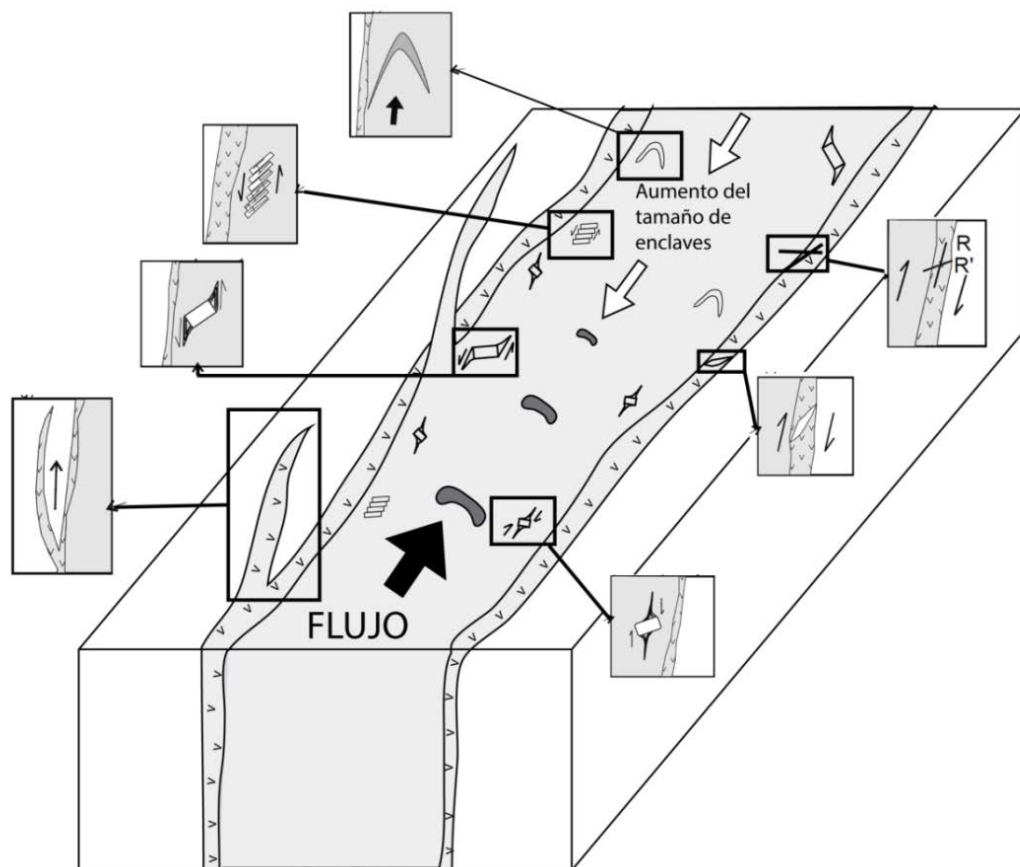
Según el modelo de Delaney *et al.* (1986), en el caso de zonas tectónicamente inactivas, el estrés regional normal a la fractura dependerá básicamente de la presión litostática y el dique podrá emplazarse sin importar la orientación de la estructura, si la presión magmática es suficiente (Figura 45,  $R > 1$ ). En el caso del dique en estudio, que se habría emplazado en el Jurásico y Cretácico Temprano por su cercanía con los plutones de esa edad, la situación era distinta ya que esta zona correspondía en esa época a un margen activo en extensión. Sin embargo, con los antecedentes disponibles no es posible determinar el régimen de estrés que habría controlado la orientación del dique. La existencia de otros diques de similar litología y orientación en la región de estudio sugiere que existiría un control estructural regional para esta orientación. Por otra parte, de acuerdo a lo anteriormente expuesto, se pudo constatar que, a partir de cierto nivel, el emplazamiento del dique estaría controlado por una falla preexistente desarrollada previamente en el esquisto. Basado en lo anterior se sugiere que el emplazamiento de éste y posiblemente de los otros diques también esté controlado por la existencia de estructuras o zonas de debilidad preexistentes.

Según Correa-Gomes *et al.* (2001), la geometría presentada por un dique estaría controlada principalmente por la dirección del flujo de magma. Las principales características texturales presentadas por diques se muestran en la figura 46. Si bien el dique máfico aquí estudiado no presenta la mayoría de estos indicadores, sí es posible reconocer a su lado norte otro dique portador de enclaves graníticos similares a los del dique principal que también cambia su actitud de vertical a horizontal, cercanamente paralelo a la foliación de los esquistos (Figura 43). Dada su cercanía con el dique principal y las características presentadas, se interpreta como parte del mismo sistema. Según el modelo de estos autores, esta ramificación sugeriría un flujo de

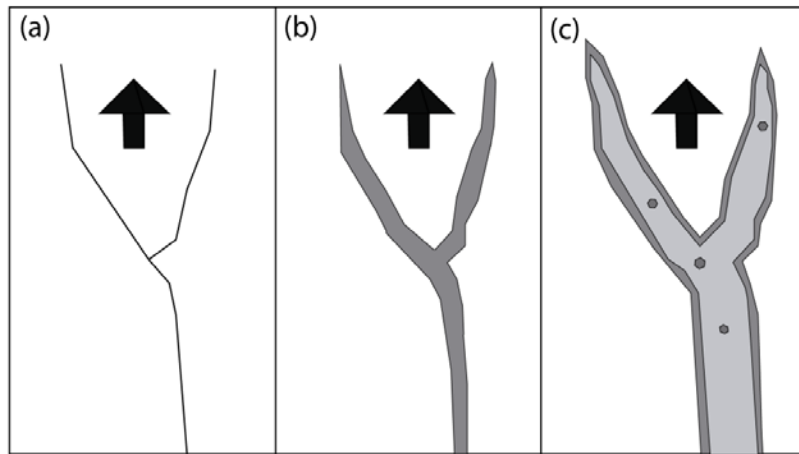


magma desde el E (Figura 46). De la misma manera, el cambio de manteo en la vertical en el dique principal y en el dique menor, con una inclinación casi vertical en una zona topográficamente menos elevada a subhorizontal en una zona topográficamente superior, también indicaría que el flujo de magma en el dique fue vertical. De lo anterior se deduce que la posible fuente de magma en subsuperficie se encontraría ligeramente hacia el E. Lo anterior es compatible con la ubicación de los arcos magmáticos del Jurásico-Cretácico, que se ubican en la costa y algo más hacia el interior. De esta manera, se podría sugerir que el protolito de los enclaves también provenga de una zona algo más al E, en subsuperficie.

La presencia de enclaves máficos de la misma textura y composición a la del borde de enfriamiento del dique en sus zonas centrales podría sugerir que los pulsos magmáticos dentro del dique se desarrollaron desde los bordes hacia el centro. En una primera instancia se tendría el desarrollo de la estructura que controlaría la geometría general del dique (Figura 47.a), seguido de una inyección magmática que se enfriaría rápidamente, dada la diferencia de temperatura entre la roca de caja fría (esquistos) y el magma caliente (Figura 47.b), y posteriormente un pulso magmático en el centro, atravesando al anterior, ya más rígido y frío, e incluyendo a parte de este en su masa (Figura 47.c).



**FIGURA 46: ESQUEMA 3D DE DIFERENTES INDICADORES TEXTURALES DE DIRECCIÓN Y SENTIDO DE FLUJO DE MAGMA EN UN DIQUE. EN EL ESQUEMA, EL DIQUE ES VERTICAL Y SU FLUJO ES SUBHORIZONTAL. NO TODAS LAS FÁBRICAS SE PRESENTAN DE MANERA SIMULTÁNEA NECESARIAMENTE. MODIFICADO DE CORREA-GOMES ET AL. (2001).**



**FIGURA 47: PRINCIPALES ETAPAS EN EL EMPLAZAMIENTO DE UN DIQUE, A) DESARROLLO DE UNA FRACTURA PRINCIPAL; B) PROPAGACIÓN DEL PRIMER PULSO DE MAGMA EN EL DIQUE; C) FLUJO MAGMÁTICO PRINCIPAL. LAS FLECHAS INDICAN LA DIRECCIÓN DE PROPAGACIÓN DE LA FRACTURA Y DEL FLUJO MAGMÁTICO. MODIFICADO DE CORREA-GOMES ET AL. (2001).**

La relación de contacto entre el dique y los enclaves graníticos, si bien a primera vista parece nítida y abrupta, en detalle y principalmente al microscopio muestra evidencias de interacción entre ambas litologías. Aunque no existen evidencias de un borde de enfriamiento alrededor de los enclaves, la presencia de embahiamientos del dique hacia el enclave, sumado a la ligera variación de la composición mineralógica del enclave hacia el dique (aumento de la alteración) y del dique hacia el enclave (aumento en el contenido de cuarzo y de clorita-esmectita) permiten sugerir una pequeña asimilación de los enclaves dentro del dique hospedante. Es decir, el contacto entre ambas litologías provoca una absorción y disgregación del enclave, mostrando fragmentos de roca/enclave envueltos por el dique. A pesar de lo anterior, no se observan evidencias de metamorfismo de contacto en el enclave, debido a la ausencia de minerales metamórficos de alta temperatura reemplazando a la mineralogía primaria y a la ausencia de cambios en las texturas primarias del enclave. Lo anterior permite deducir que el dique al momento de incorporar a los enclaves, ya habría experimentado cierto enfriamiento o bien, habría sido sometido a una alta tasa de enfriamiento entre la incorporación de los enclaves, su emplazamiento y solidificación. Otra posibilidad es que los enclaves provengan de zonas calientes y profundas en la corteza, o de regiones cercanas a la actividad magmática que originó el dique, y que al ser capturados por éste, debido a la escasa diferencia de temperatura entre ambos no se haya producido un borde de enfriamiento.

## VI.2 ORIGEN MAGMÁTICO DE LOS GRANOS DE CIRCÓN

Las características morfológicas de los granos de circón estudiados a partir de las imágenes de catodoluminiscencia muestran que los cristales, en su mayoría, comparten la misma forma y patrones de oscilación, como la forma euédral/subédral y patrones de zonación tipo oscilatoria y sectorial, ambas características típicas de circones ígneos. Sin embargo, existe una importante población de granos (~30%) que muestran texturas de recristalización, interpretadas como patrones de zonación magmáticos tardíos (Corfu *et al.* 2003). Estas texturas tardimagmáticas son congruentes con aquellas presentadas petrográficamente por los enclaves, como la textura mirmequítica y la presencia de feldespatos secundarios y arcillas en los bordes de grano. La pequeña población de circones con núcleos heredados (<5%) sugeriría un menor

retrabajo cortical, posiblemente también una menor asimilación cortical y descartaría un protolito sedimentario para los enclaves.

Rubatto y Gebauer (2000) relacionan la razón de Th/U con la morfología de los cristales de circón en imágenes de catodoluminiscencia para determinar el origen magmático o metamórfico de los circones analizados. Cuando un grano de circón muestra un patrón de zonación oscilatoria o zonación sectorial, sumado a una razón Th/U superior a 0.1-0.2, entonces el origen de este sería magmático. Por el contrario, cuando esta razón de Th/U es menor a 0.1, entonces se estaría hablando de un origen metamórfico para los circones.

En el caso de los 30 circones analizados del enclave, todos presentan valores de Th/U superiores a 0.2 (Figura 48) variando entre 0.33 y 1.08. Lo anterior, sumado a que la mayoría de los cristales (70%) presenta patrones de zonación oscilatoria y sectorial, permite afirmar que el origen de estos es magmático.

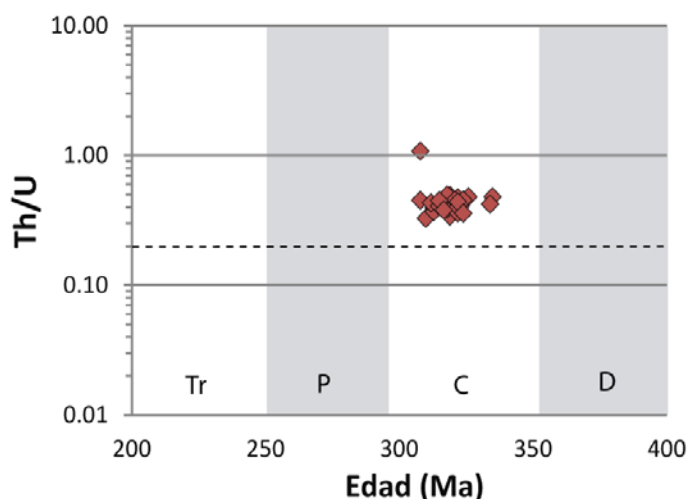


FIGURA 48: DIAGRAMA TH/U VERSUS EDAD (MA) DE LOS 31 CIRCONES ANALIZADOS. TODOS LOS GRANOS TIENEN RAZONES TH/U MAYORES A 0.2. D: DEVÓNICO, C: CARBONÍFERO, P: PÉRMICO, TR: TRIÁSICO. LA LÍNEA PUNTEADA INDICA UNA RAZÓN TH/U = 0.2.

Con respecto a la composición de los granos de circón, el patrón de REE normalizada a condrito (McDonough y Sun 1995) presentada por los cristales es uniforme, con la excepción de 6 granos. El contenido de elementos traza en los circones del enclave es homogéneo, con la excepción de esos pocos granos, y muestra, a su vez, que el origen de los circones sería cortical, provenientes de una roca félsica a intermedia rica en cuarzo y granítica, lo que es consistente con la petrografía de los enclaves. En general, las variaciones composicionales en los cristales de circón pueden atribuirse a reacciones posteriores a la cristalización de la roca caja (Corfu *et al.* 2003). Estas pequeñas variaciones en el contenido de elementos traza en los circones del enclave podrían adjudicarse a las reacciones magmáticas tardías que afectaron a la roca caja (plutón originario de los enclaves) y/o a la interacción entre los enclaves y el dique al momento de la intrusión de este último.

En general, las características morfológicas presentadas por los circones del enclave, sumadas al contenido de elementos traza de estos, indicaría que los granos de circón cristalizaron a partir de un mismo fundido magmático, cuyo protolito sería probablemente ígneo, formando una roca cortical, félsica y granítica. Lo anterior es consistente con la petrografía presentada por

los enclaves, y con reacciones posteriores que afectarían, tanto la morfología de los granos como la composición de estos, evidenciado en las texturas de recristalización y patrones de zonación típicos de reacciones magmáticas tardías, y en las pequeñas variaciones composicionales presentes en los cristales.

### VI.3 PETROGRAFÍA DE LA MUESTRA DE ENCLAVE

Petrográficamente, los enclaves corresponden a monzogranitos a sienogranitos con microclina y ausencia de un mineral máfico primario fresco. La mineralogía primaria del enclave, compuesta por 35% cuarzo, 30% plagioclasa, 35% feldespato potásico (ortoclasa y microclina) y <1% de máficos primarios y opacos, indicaría la cristalización de un fundido bastante evolucionado y muy félsico. La presencia de dos feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico) indicaría condiciones de cristalización, primeramente, subsolvus o más hidratadas y que luego de una prolongada cristalización, evidenciada en el tamaño de grano, habría sufrido un repentino descenso en la temperatura y un consecuente sobreenfriamiento. Lo anterior habría permitido el desarrollo de texturas de intercrecimiento en el borde de granos, como la textura granofírica, y textura de desmezcla, como pertitas en la ortoclasa. La presencia de microclina, textura de intercrecimiento secundaria, como mirmequítica y desarrollo de feldespatos secundarios y arcillas subhedrales a euhedrales alrededor de feldespatos primarios, indicarían reacciones magmáticas tardías de menor temperatura. En particular, los feldespatos secundarios y arcillas alterando a feldespatos primarios y la textura mirmequítica, sugerirían una interacción entre fluidos ricos en Na-Ca con los granos de feldespatos, particularmente ortoclasa. De lo anterior, se descarta nuevamente que las texturas del enclave, particularmente las coronas de arcilla alrededor de los feldespatos, sean producto del contacto con el dique y el enclave y se sugiere que estas, más bien, responden a procesos magmáticos tardíos típicos del enfriamiento del plutón.

Rocas intrusivas alrededor de la zona de estudio están representadas por la Superunidad Mincha (Rivano y Sepúlveda 1991), que corresponden intrusivos de composición bimodal representativas del arco magmático del Jurásico Inferior-Jurásico Superior. Obviando las componentes más básicas de esta Superunidad (Unidad Puerto Oscuro y Unidad Cavilón), se compararon las litologías y texturas de las rocas más félsicas (Unidad Millahue y Unidad Tranquilla) con las del enclave. Litológicamente, la Unidad Millahue es similar a los enclaves, ya que corresponden a sienogranitos a monzogranitos, sin embargo, el índice de color (IC) de esta unidad es mayor, con minerales máficos primarios frescos, ausencia de microclina, de texturas de intercrecimientos (como granofírica) y de texturas tardimagmáticas (como mirmequítica), además de un tamaño de grano (2 - 4 mm) mucho menor al del enclave (8 - 10 mm). La segunda unidad félsica, la Unidad Tranquilla, es también litológicamente similar a los enclaves, ya que corresponden a sienogranitos - monzogranitos. Así mismo, presentan textura granofírica, sin embargo, contiene minerales máficos frescos, que corresponden a biotita y piroxeno, ausencia de microclina y texturas tardimagmáticas, un índice de color mayor y un tamaño de grano menor. De lo anterior, se descarta un origen petrogenético común entre los intrusivos félsicos de la Superunidad Mincha y los enclaves, y, por lo tanto, la posible proveniencia de los enclaves desde estos intrusivos. De esta manera, se propone que el plutón del cual provienen los enclaves, se encuentra en subsuperficie, emplazado en unidades preexistentes y cubierto por unidades mesozoicas y el Complejo Metamórfico.

## VI.4 GEOQUÍMICA DE LA MUESTRA DE ENCLAVE

Debido al grado de alteración del enclave, un análisis geoquímico en roca total podría no ser representativo de la química primaria de este. Más aún, dado el tamaño de grano del enclave, la selección de una muestra de roca, que corresponde a solo 5 gr. de ésta, también podría no representar la química total de la roca, por lo que los resultados obtenidos a través de este análisis deben ser tomados con precaución.

El valor de LOI (loss in ignition), que se refiere a la cantidad de H<sub>2</sub>O y otros volátiles presentes en la muestra relacionados a alteración, humedad, etc., es un buen indicador de la calidad del análisis. Valores inferiores a 1-2 wt.% son aceptables, mostrando resultados más consistentes con la química real de la roca. En el caso de la muestra de enclave, el valor de LOI es 1.1 (wt.%), por lo que, en base a esto, los resultados entregados por el análisis serían aceptables.

En general, la química de elementos mayores de la muestra de enclave estudiada es consistente con las características petrográficas presentadas por la roca. Sin embargo, existen algunas excepciones, como la signatura peraluminosa del enclave y el diagrama normativo An-Ab-Or, que presentan ciertas diferencias con lo esperado.

El índice de saturación de aluminio, definido como la razón molecular entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (Figura 23), indica que la muestra de enclave estaría sobresaturada en aluminio, es decir  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O) > 1$ . Según Best y Christiansen (2001) las rocas peraluminosas acomodan el exceso de aluminio en micas, principalmente muscovita y biotita rica en aluminio, y minerales accesorios como cordierita, aluminosilicatos, corindón, turmalina, topacio y granate. Aquella mineralogía es inconsistente con la petrografía del enclave. Los mismos autores propusieron que esta inconsistencia podría explicarse a través de procesos de movilización y transferencia de Na-K con respecto a Al, que es un elemento menos móvil.

El diagrama normativo An-Ab-Or permite clasificar la muestra de enclave en el límite entre una monzonita cuarcífera y un granito. Sin embargo, la petrografía del enclave, que muestra un alto contenido de cuarzo (35% en QAP) y de sílice (72.05 wt.%), es incompatible con la química de una monzonita cuarcífera (<20% de cuarzo en QAP). Más aún, el contenido de máficos en una monzonita varía entre 5% y 45%, lo que no es consistente nuevamente con la petrografía del enclave. Según el diagrama normativo Ab-An-Or (Figura 25), una monzonita cuarcífera está enriquecida en Ca y Al con respecto a un granito. Lo anterior permite sugerir que la muestra de enclave presentaría un enriquecimiento de Ca y Al con respecto a la química de un granito sin alteración secundaria o meteorización. Adicionalmente, variaciones en el contenido de Na y/o K también podrían explicar esta inconsistencia entre la petrografía observada y la entregada por el diagrama Ab-An-Or. La petrografía secundaria del enclave muestra que éste está fuertemente alterado por arcillas, feldespatos secundarios y epidota, principalmente. Además, la roca muestra texturas tardimagmáticas, como la textura mirmequítica. Esta textura y la presencia de feldespatos secundarios fueron atribuidas anteriormente a una interacción entre un fluido magmático rico en Ca-Na con los cristales de feldespato, particularmente ortoclasa, posterior a la cristalización del plutón, mientras este se estaba enfriando. Esto podría haber contribuido al aumento en el contenido de Ca y de Na, y la disminución de K, en la muestra de enclave. El reemplazo de minerales máficos primarios por epidota, que también contiene Ca, podría haber contribuido, de igual manera, a su enriquecimiento en el enclave. Así mismo, la presencia de

arcillas y de feldespatos secundarios, producto de la alteración tardimagmática descrita anteriormente y de la meteorización, podría explicar, a su vez, un aumento de K en el enclave, y secundariamente, un enriquecimiento en Ca y Na. Sin embargo, la variación en el contenido de Na y K en el enclave producto de procesos posteriores a su cristalización posiblemente habría ocurrido en proporciones similares y no significativas, ya que el contenido de estos en la muestra no difiere de la composición esperada para un típico granito, según los resultados obtenidos en el diagrama TAS (Figura 22), ni de la petrografía mostrada por el enclave, compuesta, en la misma proporción, por cristales de plagioclasa y de feldespato potásico (microclina y ortoclasa). Lo anterior también podría sugerir que el contenido de Al presentado por la muestra podría no ser representativo de la composición primaria de la roca y que el carácter peraluminoso presentado por el enclave podría estar dado, más bien, por la alteración secundaria.

Al contrario de los elementos mayores, que pueden ser comparados fácilmente con la petrografía, el contenido de elementos traza podría ser mostrado por la petrografía o no, por lo que evaluar los resultados del contenido de estos en el enclave a través de la petrografía de la roca no sería concluyente. Algunos elementos traza, como MREE, HREE o HFSE (Nb, Ta, Ti), se comportan idealmente como elementos conservativos ante la presencia de un fluido o reacciones secundarias que puedan afectar la mineralogía primaria de la roca (Pearce y Peate 1995). En contraste, elementos móviles como los del grupo LILE (Rb, Sr, Ba) y Th, U y Pb, varían fuertemente su contenido ante eventos sobreimpuestos de alteración o meteorización (Pearce y Peate 1995). Tomando en cuenta la petrografía primaria y secundaria de la roca, el contenido de REE en el enclave estaría dado principalmente por los feldespatos y los granos de circón, puesto que los máficos primarios se encontrarían totalmente reemplazados por epidota, y porque estos tampoco superan el 1% total de volumen de roca. Asumiendo que el circón es inmune ante procesos secundarios que alteren la composición primaria de la roca, y que las REE se comportan como elementos conservativos, entonces la alteración sufrida por la roca, que afectaría principalmente a los granos de feldespatos, no debería cambiar el contenido primario de estos elementos. De la misma manera, asumiendo que los HFSE son conservativos, refractarios e inmóviles, el contenido de estos reflejaría la composición primaria del magma que ha cristalizado. Por el contrario, los elementos LIL y el Pb, U y Th, altamente móviles e incompatibles, se incorporan o sustraen rápidamente ante la exposición de fluidos secundarios o meteorización, como es el caso del enclave estudiado, que presenta una alteración tardimagmática intensa.

Los resultados obtenidos para la muestra de enclave en el diagrama de REE normalizado a Condrito y en el de multielementos normalizado a E-MORB (Figura 26 y Figura 28) muestran una pendiente relativamente somera entre la LREE y la HREE, con una pequeña anomalía de Eu y con un patrón levemente cóncavo entre las MREE y HREE, y un enriquecimiento en elementos LIL, Pb, U, Th, y anomalías negativas de Nb, Ti y Sr. Lo anterior sugiere que la roca se habría formado en un ambiente de subducción, con un magmatismo de arco asociado y con fraccionamiento de piroxeno y plagioclasa durante su cristalización. Lo anterior es consistente con el ambiente tectónico de formación de los granitoides del Carbonífero tardío-Pérmico temprano en el margen occidental de Gondwana (Mpodozis y Kay 1992; Parada *et al.* 1999; Lucassen *et al.* 2004, Ramírez 2010).

La pronunciada anomalía negativa de P que presenta la muestra de enclave (Figura 28), y que no es una característica mostrada en general por magmas típicos de subducción, podría sugerir el fraccionamiento de fases accesorias particulares durante la cristalización del magma.

Minerales como apatito, monacita y xenotime incorporan P a su estructura, como elemento principal. Los dos últimos, además, incorporan también REE. Esto es concordante con la petrografía del enclave, en la que estos minerales están ausentes, a pesar de que el apatito es un mineral accesorio común en rocas graníticas.

Una signatura característica de arcos magmáticos, según Pearce y Peate (1995), es el enriquecimiento relativo de Cs sobre Rb y K. Sin embargo, la muestra de enclave presenta un enriquecimiento de Rb y K por sobre Cs. Tomando en cuenta el comportamiento geoquímico de estos elementos (todos tipo LIL), el contenido de estos podría variar fácilmente ante eventos sobreimpuestos de alteración y meteorización, como es el caso del enclave. Posiblemente, procesos secundarios aumentaron el contenido de Rb y K por sobre el contenido de Cs. No obstante, globalmente el contenido de LILE sigue siendo mayor, mostrando una anomalía positiva en estos elementos, con respecto al E-MORB, lo que también es consistente con un enriquecimiento de estos en un fluido proveniente de la deshidratación del slab.

Dentro del diagrama de discriminación de granitos de Whalen *et al.* (1987) se puede observar que la muestra de enclave cae en el campo de granitos tipo I o S. Tomando en cuenta la morfología de los granos de circón, que presentan una cantidad pequeña de núcleos heredados, sumado a que la característica peraluminosa en la muestra de enclave es posiblemente secundaria, entonces se puede descartar un protolito sedimentario. El contenido de Zr y de Ce de la muestra de enclave, según Whalen *et al.* (1987), son típicos de rocas graníticas tipo A (Figura 31). Los mismos autores muestran que los granitos félsicos tipo I o S muy fraccionados presentan características geoquímicas, como una razón Ga/Al y contenidos de algunos elementos mayores y traza, que se traslapan con los valores típicos de granitos tipo A. Como en este estudio solo se analiza una muestra de enclave y no una suite magmática completa, no es posible asegurar si el origen de estas rocas es a partir de un prolongado fraccionamiento de cristales o no, aunque sí es lo más probable. De lo anterior, se deduce que la muestra de enclave proviene de un protolito ígneo.

En cuanto a los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984), solo en el diagrama de Rb versus Y+Nb (Figura 32.a), la muestra de enclave presenta una composición entre Granitos de arco volcánico y Granitos de intraplaca. En el diagrama Nb versus Y (Figura 32.b), la muestra se clasifica como Granito de arco volcánico o Granito Syn-colisional. En éste, se observa que el contenido de Y es cercano al límite entre Granitos de Arco + Granitos Syn-colisionales y Granitos de Ridge Oceánico, es decir, su valor es bastante elevado, por lo que la pequeña desviación en el diagrama de Rb vs Y+Nb podría atribuirse al alto contenido de Y en el enclave. El enriquecimiento en Rb y K, discutido anteriormente, también podría haber generado una variación en este diagrama (Figura 32.a), sin embargo, el aumento en el contenido de Rb parece ser de segundo orden, al intentar explicar esta pequeña desviación en los resultados, que más bien parece responder a una variación en el contenido del Nb e Y. No obstante, el comportamiento geoquímico de estos elementos es inmóvil por lo que procesos posteriores de alteración no deberían variar significativamente el contenido primario de estos.

## VI.5 GEOCRONOLOGÍA Y PETROGÉNESIS DE LOS MAGMAS DEL PALEOZOICO TARDÍO

Los resultados geocronológicos que entregaron los 30 circones de la muestra de enclave indican una edad Pensilvánico de cristalización del plutón, igual a  $318.6 \pm 2$  Ma, con un rango entre los 305 a los 335 Ma (Figura 49.a). Lo anterior se correlaciona bastante bien con el rango

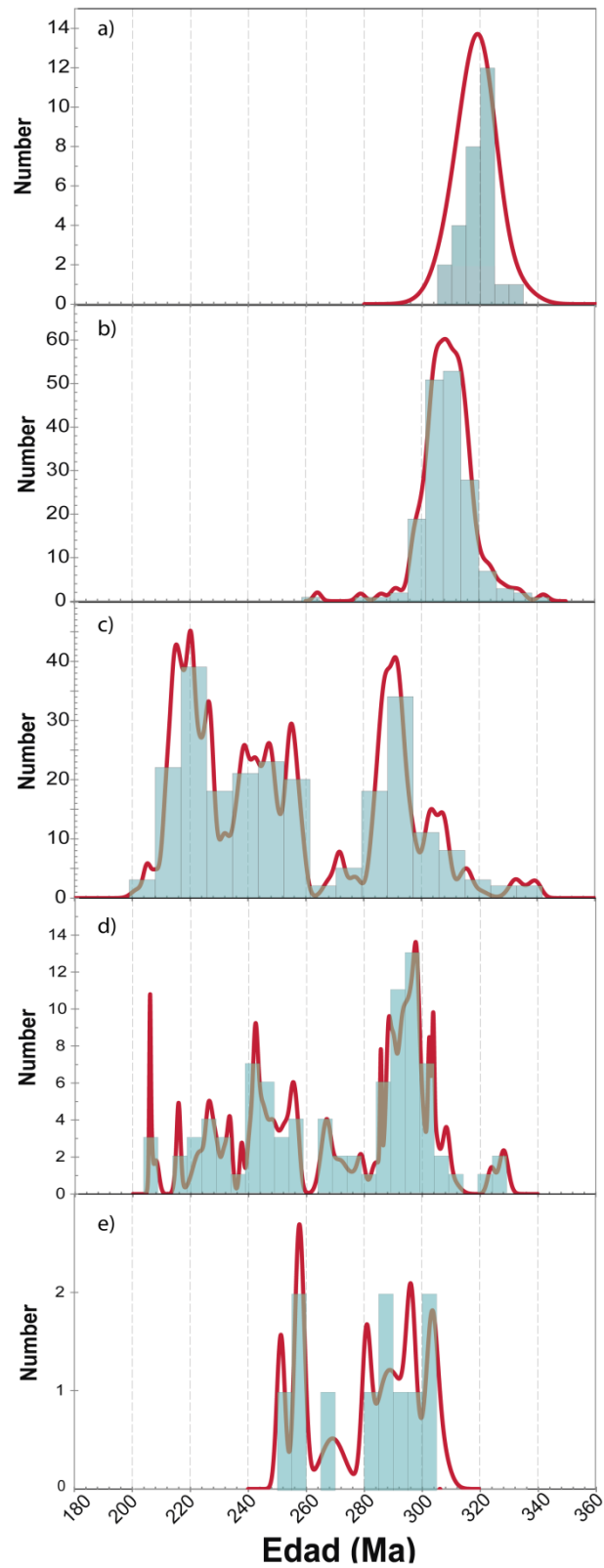
de edades del Batolito Costero obtenidas por Deckart *et al.* (2014) y con las edades más antiguas del Batolito Elqui-Limarí, obtenidas por Hervé *et al.* (2014) y por Maksaev *et al.* (2014) (Figura 3 y Figura 49). Esto, sumado a la ubicación y características petrográficas y geoquímicas de la muestra, permiten sugerir la existencia de una prolongación en subsuperficie del Batolito Costero, por lo menos hasta los 31°S. Si se toman en cuenta además, los datos presentados por Creixell *et al.* (2014) de un análisis geocronológico en circones de un domo riolítico perteneciente a los Estratos Llano de Chocolate, ubicado en el sector costero entre los 28°30' y 29°30'S, cuya edad de cristalización es Pensilvánico, de  $303.8 \pm 2.7$  Ma, entonces el arco magmático del Carbonífero tardío en la costa al sur de 33°S, representado por el Batolito Costero, podría continuar incluso hasta estas latitudes.

Hervé *et al.* (2014) mediante dataciones U-Pb en circones pertenecientes a intrusivos del Batolito Elqui-Limarí en la Cordillera Frontal, entre los 28° y 31°S, reconocieron cuatro pulsos magmáticos discretos ocurridos durante el (1) Misisípico Superior (330 – 326 Ma), (2) Pensilvánico-Cisuraliense (301 – 284 Ma), (3) Lopingiense- Triásico Medio (264 – 242 Ma) y (4) Triásico Superior (225 – 215 Ma) (Figura 49.c). Estos mismos cuatro pulsos magmáticos han sido reconocidos mediante estudios geocronológicos en la Cordillera Este de Perú por Miskovic *et al.* (2009), en la Alta Cordillera entre 20° y 31°S por Maksaev *et al.* (2014) (Figura 49.d) y en circones heredados en lavas y plutones cenozoicos de la Alta Cordillera a los 34°S, por Muñoz *et al.* (2015) (Figura 49.e). A diferencia de lo anterior, el plutonismo en la costa de Chile está constituido por solo un gran pulso magmático, documentado en los enclaves graníticos de este estudio entre los 335 y los 305 Ma y por Deckart *et al.* (2014) en el Batolito Costero, entre los 320 y 300 Ma (Figura 59). Lo anterior permite sugerir que el magmatismo en la costa durante el Pensilvánico habría sido independiente del magmatismo en la Alta Cordillera, durante los primeros dos pulsos plutónicos en ésta.

Comparando el contenido de elementos mayores de la muestra de enclave con la de los batolitos del Paleozoico tardío (Figura 50-53), se puede notar que la composición de estos es consistente con la química presentada por el Batolito Costero (Parada *et al.* 1999; Lucassen *et al.* 2004, Ramírez 2010) y por el Batolito Elqui-Limarí, según el estudio en la Superunidad Elqui (SUE) y Superunidad Ingaguás (SUI) de Mpodozis y Kay (1992).

El diagrama TAS muestra que las rocas del Paleozoico tardío habrían cristalizado a partir de magmas de composiciones variadas, entre 45% a más de 75% de SiO<sub>2</sub>, gabroícos a graníticos, incluso superando los límites del diagrama TAS propuesto por Cox *et al.* (1979), dado el alto contenido de sílice en algunas de ellas (Figura 50). Las rocas básicas-ultrabásicas (gabros) existen solo en el Batolito Costero y constituyen una minoría en la amplia gama composicional de éste, que está formado principalmente por rocas intermedias a ácidas. De éstas, dos corresponden a los enclaves paleozoicos estudiados por Parada *et al.* (1999), los que además son alcalinos. Según el autor, estos representarían pulsos discretos del manto litosférico en un magmatismo dominado por una fuente similar a la de la corteza continental. El único gabro en el Batolito Costero (Lucassen *et al.* 2004) está representado por la muestra 00-143, ubicada en ~39°30'S en la Cordillera Principal, donde el Batolito Costero ya se ha descontinuado hacia el sur por la costa y migra hacia el E ubicándose en la Cordillera Principal.





**FIGURA 49: HISTOGRAMA DE PROBABILIDAD DE EDADES U-Pb EN CIRCÓN A) LA MUESTRA DE ENCLAVE; B) BATOLITO COSTERO, SEGÚN DECKART *ET AL.* (2014); C) BATOLITO ELQUI-LIMARÍ, SEGÚN HERVÉ *ET AL.* (2014); D) INTRUSIVOS DEL PALEOZOICO TARDÍO-TRIÁSICO SUPERIOR DE LA ALTA CORDILLERA (20°-31°S) SEGÚN MAKSAEV *ET AL.* (2014); E) CIRCONES HEREDADOS EN LAVAS Y PLUTONES CENOZOICOS DE LA ALTA CORDILLERA (34°S) SEGÚN MUÑOZ *ET AL.* (2015)**

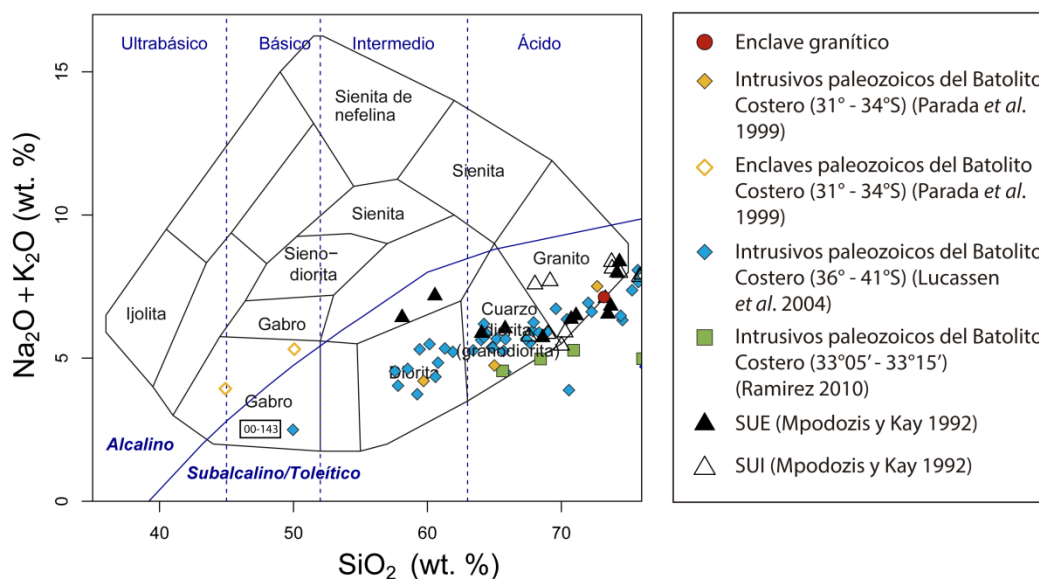
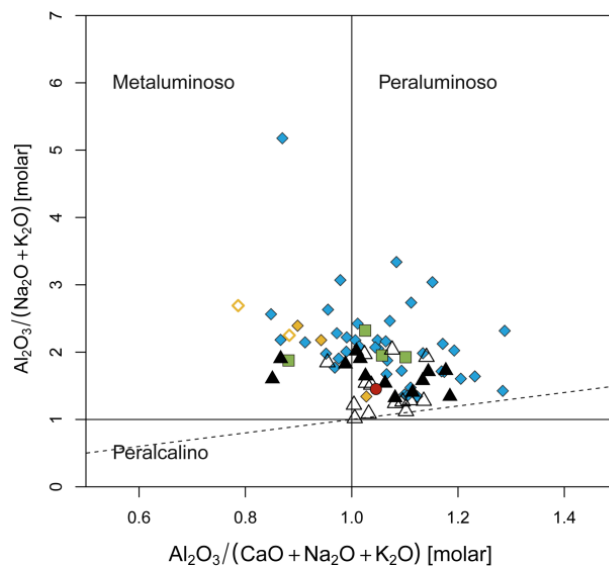


FIGURA 50: CLASIFICACIÓN DE ROCAS INTRUSIVAS SEGÚN EL CONTENIDO DE ÁLCALIS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) VERSUS EL CONTENIDO DE SÍLICE ( $\text{SiO}_2$ ) EN EL DIAGRAMA TAS, SEGÚN COX *ET AL.* (1979), PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE GRANÍTICO, BATOLITO COSTERO (PARADA *ET AL.* 1999; LUCASSEN *ET AL.* 2004; RAMÍREZ 2010) Y DE LA SUPERUNIDAD ELQUI (SUE) E INGAGUÁS (SUI; MPODOZIS Y KAY 1992).

Según el índice de saturación de aluminio (Figura 51), representado en el diagrama  $A/\text{CNK} - A/\text{NK}$  ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  [molar] versus  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  [molar] (Shand 1943), la muestra de enclave granítico junto con la mayoría de las rocas del Batolito Costero (Parada *et al.* 1999; Lucassen *et al.* 2004; Ramírez 2010) y del Batolito Elqui-Limarí (Mpodozis y Kay 1992) clasifican como peraluminosas (Figura 51). No obstante, una porción importante de intrusivos es clasificada como metaluminosas. Las rocas metaluminosas acomodan la deficiencia de Al en minerales como hornblenda, biotita pobre en Al y titanita. Las rocas peraluminosas, sobresaturadas en Al ( $A/\text{CNK} > 1$ ), acomodan el exceso de Al en micas, principalmente muscovita y biotita rica en Al, y minerales accesorios como aluminosilicatos, corindón, turmalina, topacio y granate (Best y Christiansen 2001). Dado que dentro de los objetivos de este estudio no está incluido el estudio petrográfico detallado de muestras representativas de intrusivos del Batolito Costero y del Batolito Elqui-Limarí, una comparación entre la mineralogía sugerida Best y Christiansen (2001) y la presentada por ambos batolitos solo puede ser desarrollada en base a bibliografía. Según Parada *et al.* (1999), Lucassen *et al.* (2004) y Ramírez (2010), la petrografía del Batolito Costero no es consistente con la mineralogía esperada para rocas peraluminosas, sino más bien con rocas metaluminosas, ya que la mayoría de los intrusivos presenta una litología tonalítica a granítica, con hornblenda y biotita como máficos principales. Por otra parte, Mpodozis y Kay (1992), que agrupan el Batolito Elqui-Limarí en la Superunidad Elqui (SUE) y la Superunidad Ingaguás (SUI), muestran que sólo las unidades Cochiguáz y El Volcán, pertenecientes a la primera, tienen una relación directa entre el índice de aluminio y la petrografía presentada por estos cuerpos, ya que incluyen en su mineralogía cristales de mica blanca. Es decir, tanto en las rocas peraluminosas del Batolito Costero como en la mayoría de las del Batolito Elqui-Limarí no existe una relación directa entre el contenido de Al y la petrografía desarrollada por los intrusivos. Best y Christiansen (2001) sugieren que este exceso de aluminio es generado por procesos de movilización y transferencia de K y Na, elementos más móviles con respecto al Al, que es un elemento menos móvil. Sin embargo,

Lucassen *et al.* (2004) proponen que este exceso de Al estaría dado por el aporte de sedimentos provenientes de una corteza continental hacia la zona de subducción.



**FIGURA 51: DIAGRAMA A/CNK - A/NK;  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  [MOLAR] VERSUS  $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$  [MOLAR], SEGÚN SHAND (1943, PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE GRANÍTICO, DEL BATOLITO COSTERO (PARADA *ET AL.* 1999; LUCASSEN *ET AL.* 2004; RAMÍREZ 2010) Y DEL BATOLITO ELQUI-LIMARÍ (SUPERUNIDAD ELQUI (SUE) E INGAGUÁS (SUI), SEGÚN MPODOZIS Y KAY 1992). LA SIMBOLOGÍA UTILIZADA ES LA MISMA QUE LA UTILIZADA EN LA FIGURA 50.**

El diagrama AFM, de Irvine y Baragar (1971), permite distinguir entre rocas subalcalinas (calcoalcalinas) y toleíticas, definidas anteriormente por el diagrama TAS (Figura 52.a). En este, los intrusivos del Batolito Costero, estudiados por Parada *et al.* (1999), Lucassen *et al.* (2004) y Ramírez (2010), y los intrusivos del Batolito Elqui-Limarí (Mpodozis y Kay 1992), muestran una signatura calcoalcalina (Figura 52.a). La muestra de enclave presenta un rango de composición definido por ambos batolitos. Solo una muestra de intrusivo del Batolito Costero, estudiada por Lucassen *et al.* (2004) se aleja de esta tendencia, mostrando una signatura toleítica. Esta muestra (00-143) corresponde al único gabro estudiado por los mismos autores, en la Cordillera Principal, a los 39°30'S.

En el diagrama de subdivisión de rocas calcoalcalinas, a partir del contenido de  $K_2O$  vs el contenido de sílice (Figura 52.b; Peccerillo y Taylor 1976), las rocas del Batolito Costero y las del Batolito Elqui-Limarí, se clasifican, en similar proporción, dentro de la serie calcoalcalina con K moderado y la serie calcoalcalina rica en K. Sin embargo, las muestras del Batolito Costero tienden a mostrar, preferentemente, una signatura calcoalcalina con K moderado, a diferencia de las rocas del Batolito Elqui-Limarí, las que en su mayoría están enriquecidas en K.

Comparando la clasificación de los tipos de granitos, según White y Chappel (1983) del Batolito Costero, del Batolito Elqui-Limarí y de la muestra de enclave (Figura 53.a) se puede observar que los intrusivos del Paleozoico tardío, exceptuando la SUI y algunos intrusivos de la SUE, son clasificados como granitos tipo I y S. De la misma manera, en el diagrama de discriminación de granitos, propuesto por Sylvester (1989), todos los intrusivos del Batolito Costero y de la SUE, del Batolito Elqui-Limarí, presentan afinidades con granitos calcoalcalinos y granitos fuertemente peraluminosos (Figura 53.b). Sólo algunos intrusivos de la SUI presentan afinidades alcalinas, aunque en el campo de granitos calcoalcalinos fuertemente diferenciados. Lo anterior es consistente con la afinidad a granitos tipo I presentada por la muestra de enclaves

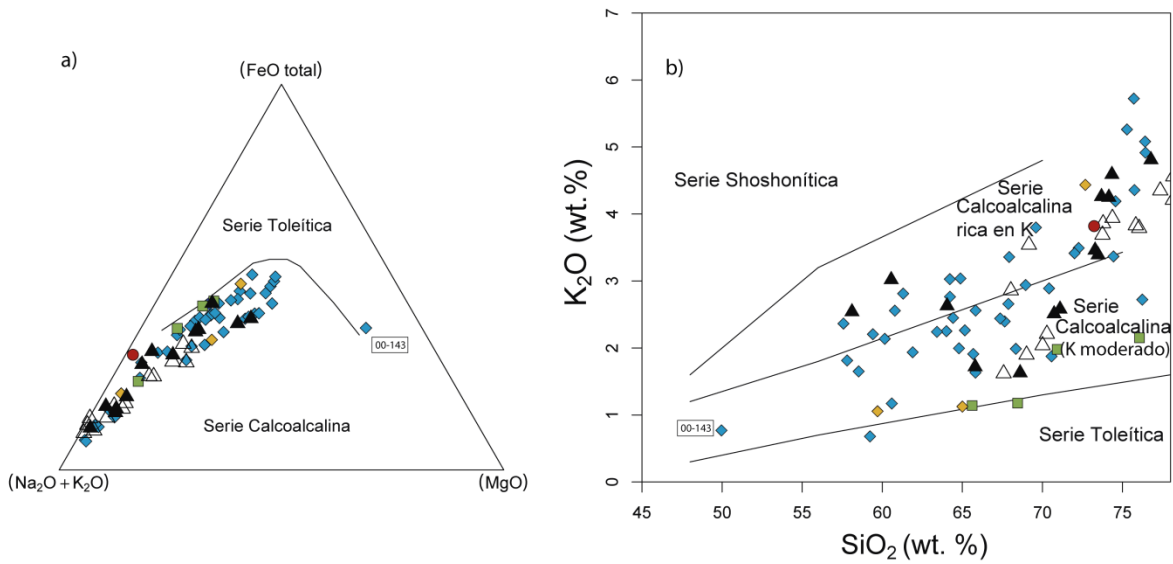


FIGURA 52: A) DIAGRAMA AFM SEGÚN IRVINE Y BARAGAR, 1971, Y B) SUBDIVISIÓN DE LAS ROCAS CALCOALCALINAS (SUBALCALINAS) EN EL DIAGRAMA K<sub>2</sub>O VERSUS SiO<sub>2</sub>, SEGÚN PECCERILLO Y TAYLOR (1976), PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE GRANÍTICO, DEL BATOLITO COSTERO (PARADA ET AL. 1999; LUCASSEN ET AL. 2004; RAMÍREZ 2010) Y DEL BATOLITO ELQUI-LIMARÍ (SUPERUNIDAD ELQUI (SUE) E INGAGUÁS (SUI), SEGÚN MPODOZIS Y KAY (1992). LA SIMBOLOGÍA UTILIZADA ES LA MISMA QUE LA UTILIZADA EN FIGURA 50.

En resumen, las rocas del Paleozoico tardío, muestran, en su conjunto, composiciones intermedias a ácidas, con rocas básicas/ultrabásicas como excepciones, un índice de saturación de Al metaluminoso a peraluminoso, una signatura calcoalcalina, con K moderado a alto y un protolito ígneo y sedimentario. Lo anterior, es consistente con el contenido de elementos mayores presentado por la muestra de enclave, similar a la composición química de los intrusivos de este periodo. A partir de esto se podría sugerir que los enclaves y el magmatismo desarrollado durante este periodo tendrían una génesis en común, tomando en cuenta, además, que las edad de cristalización del enclave se relaciona bastante bien con la del Batolito Costero, obtenida por Deckart *et al.* (2014).

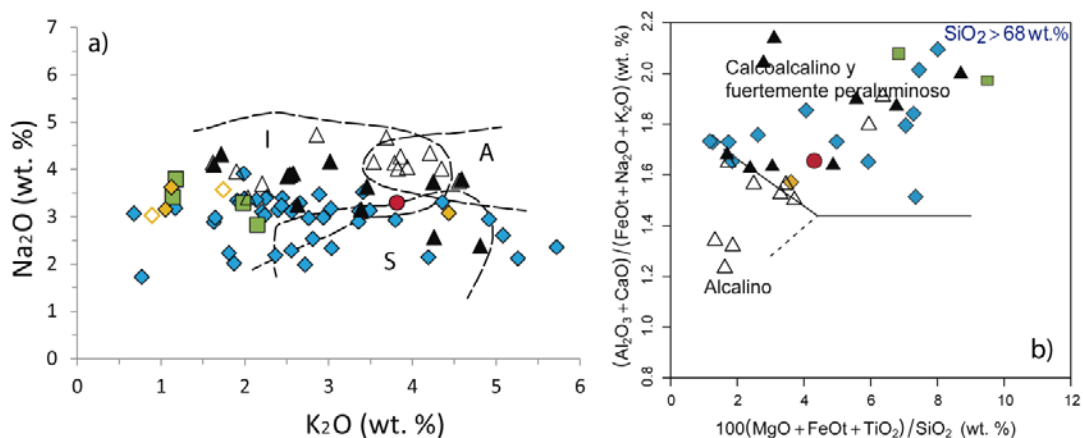


FIGURA 53: DIAGRAMA Na<sub>2</sub>O vs K<sub>2</sub>O. LOS CAMPOS PARA GRANITOS A, I Y S, SEGÚN WHITE Y CHAPPELL (1983) PARA EL LACHLAN FOLD BELT DE AUSTRALIA, Y B) DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN DE GRANITOS DE SYLVESTER (1989). LA MAYORÍA DE LAS MUESTRAS CAE EN EL CAMPO "CALCOALCALINO Y FUERTEMENTE PERALUMINOSO". SOLO LAS MUESTRAS DE LA SUI (MPODOZIS Y KAY 1992) CAEN EN EL CAMPO ALCALINO (GRANITOS TIPO A), EN LA ZONA DE TRASLAPE CON LOS "GRANITOS CALCOALCALINOS ALTAMENTE EVOLUCIONADOS". LA SIMBOLOGÍA ES LA MISMA UTILIZADA EN LA FIGURA 50.

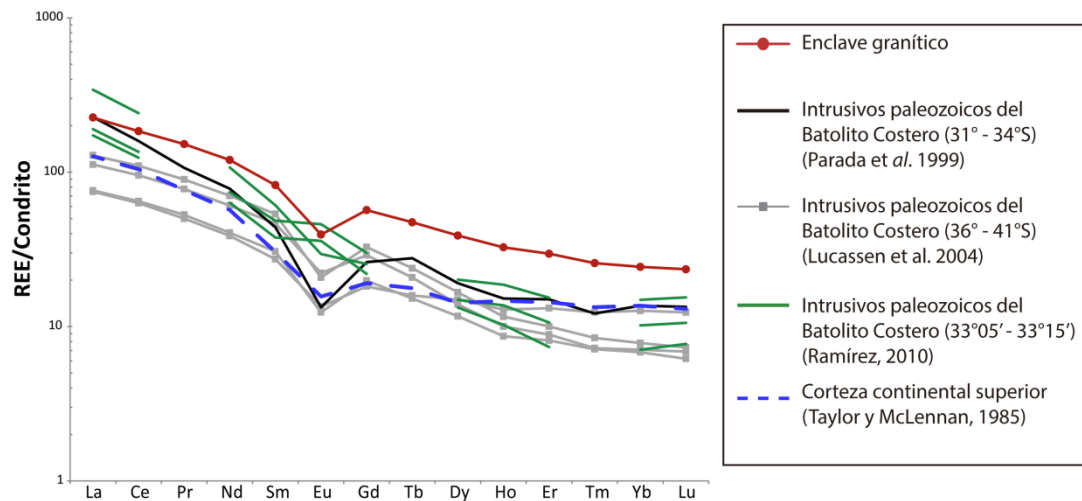
Desde la Figura 54 a la Figura 57, se muestran los patrones de REE normalizado a Condrito y de multielementos normalizado al MORB normal o N-MORB, para el enclave granítico de este estudio y para los intrusivos más evolucionados (>68% SiO<sub>2</sub>) del Batolito Costero (Parada *et al.* 1999; Lucassen *et al.* 2004; Ramírez 2010) y del Batolito Elqui-Limarí (Mpodozis y Kay 1992). Además, se ha graficado el patrón de REE y de multielementos para la corteza continental superior como referencia (Taylor y McLennan 1985). Dado el carácter evolucionado de los intrusivos estudiados, es posible que las características de la fuente magmática estén camufladas por procesos corticales posteriores, durante la cristalización del plutón o asimilación cortical, y no se vean reflejadas en la química de elementos traza. Por lo anterior, es difícil interpretar los patrones de multielementos y de REE como un reflejo de la fuente. Más bien, indicarían procesos corticales durante la evolución del magma.

En el primero (Figura 54), donde se muestra el patrón de tierras raras (REE), normalizado a Condrito (McDonough y Sun 1995) del Batolito Costero y del enclave granítico, es posible observar que el contenido de REE es mayor en la muestra enclave que en las demás muestras evolucionadas del Batolito Costero. Comparando los datos obtenidos en este estudio con los de Lucassen *et al.* (2004), se puede notar una clara correlación entre la muestra de enclave y los intrusivos estudiados por los autores, en cuanto a la pendiente levemente negativa entre las tierras raras livianas (LREE) y las pesadas (HREE), la anomalía negativa de Eu y el patrón cóncavo entre las tierras raras medias (MREE) y pesadas (HREE). Sin embargo, el contenido de HREE en los intrusivos estudiados por los autores es ligeramente menor al de la muestra de enclave, presentando una pendiente levemente más inclinada. Además, presentan un patrón más cóncavo entre MREE y HREE que el mostrado por el enclave estudiado. Según Lucassen *et al.* (2004), este patrón de REE indicaría que la influencia del fraccionamiento de granate fue nula o despreciable y que la cristalización habría ocurrido en profundidades más someras, donde el piroxeno, plagioclasa y hornblenda serían las fases minerales estables.

Comparando el patrón de REE de la muestra de enclave con la muestra más evolucionada del Complejo Plutónico de Santo Domingo (parte del Batolito Costero; Parada *et al.* 1999) (Figura 54), es posible notar mayores diferencias entre ambos. El intrusivo estudiado por Parada *et al.* (1999) muestra un contenido de REE, desde Ce a Lu, mucho menor que el del enclave, mostrando un patrón de REE más cóncavo, desde LREE a HREE. Además, presenta una anomalía negativa de Eu mucho más pronunciada. A pesar de lo anterior, la razón  $(LREE/HREE)_N$  es similar a la de la muestra de enclave. Parada *et al.* (1999) sugieren que este patrón cóncavo es consistente la presencia de anfíbola en equilibrio con el magma.

Considerando los resultados obtenidos por Ramírez (2010) para los intrusivos más evolucionados del Batolito Costero en la zona de Quintay, se puede observar que no existe una relación evidente entre estos y la muestra de enclave aquí estudiada (Figura 54). El primer plutón presenta una anomalía negativa de Eu muy somera, con una mayor pendiente entre LREE y HREE y un patrón cóncavo entre estas (mayor  $(LREE/HREE)_N$  de todos los intrusivos evolucionados del Batolito Costero). Según la autora, este patrón podría indicar la presencia de granate en equilibrio durante la evolución del magma. Los siguientes dos intrusivos presentan anomalías positivas de Eu, con un contenido menor de REE, una pendiente cóncava y ligeramente inclinada. A pesar de lo anterior, la razón  $(LREE/HREE)_N$  es similar a la de la muestra de enclave. Ramírez (2010) sugiere que este patrón estaría dado por el fraccionamiento de hornblenda y la nula o poca influencia de granate. En base a lo anterior, la autora propone que

la evolución del magma habría estado controlada por el fraccionamiento de hornblenda, principalmente.



**FIGURA 54: DIAGRAMA MULTIELEMENTO DE REE/CONDrito, SEGÚN McDONOUGH Y SUN (1995), PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE GRANÍTICO Y LOS INTRUSIVOS MÁS EVOLUCIONADOS (>68% DE SiO<sub>2</sub>) DEL BATOLITO COSTERO (PARADA ET AL. 1999; LUCASSEN ET AL. 2004; RAMÍREZ 2010). COMO REFERENCIA, SE MUESTRA EL PATRÓN DE REE NORMALIZADO A CONDrito DE LA CORTEZA CONTINENTAL SUPERIOR (TAYLOR Y McLENNAN 1985)**

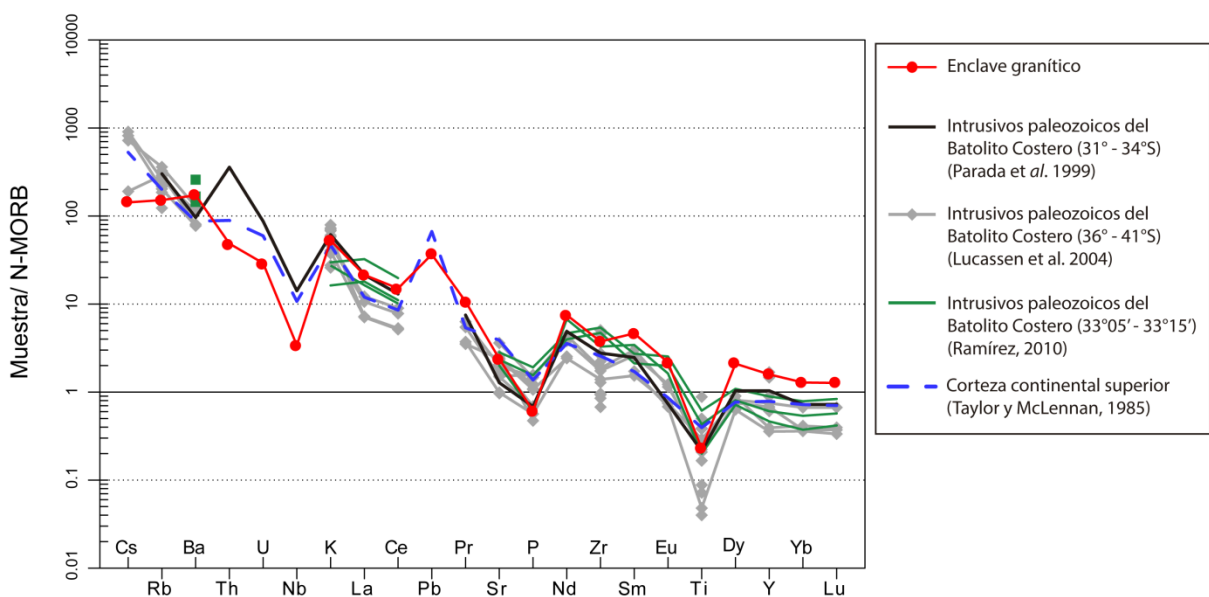
En general, el patrón de REE del Batolito Costero, según el estudio de Parada *et al.* (1999), Lucassen *et al.* (2004) y Ramírez (2010), para los intrusivos más evolucionados de la suite muestra que la cristalización y evolución de los magmas habrían estado controladas por el fraccionamiento de hornblenda, piroxeno y plagioclasa, con escasas evidencias de granate. El patrón de REE de la muestra de enclave presenta una pendiente similar a la de los intrusivos estudiados por los autores (~LREE/HREE), sin embargo, el mayor contenido de MREE en éste genera una pendiente más plana y menos cóncava con respecto a la de los intrusivos del batolito. Este patrón se interpreta como el fraccionamiento de piroxeno y de plagioclasa, principalmente. El mayor contenido en REE que presenta la muestra de enclave con respecto al resto de los intrusivos podría responder al grado de evolución de ésta, dado que correspondería a la muestra más fraccionada de la suite. La similitud en la pendiente de REE (~LREE/HREE) de la muestra de enclave paralela a varias de las mostradas por los intrusivos presentados para éste batolito mostraría que la evolución del magma sería similar.

En la Figura 55, se muestra el patrón de multielementos normalizado al MORB normal o N-MORB para la muestra de enclave y para los intrusivos más evolucionados (>68% SiO<sub>2</sub>) del Batolito Costero (Parada *et al.* 1999; Lucassen *et al.* 2004; Ramírez 2010). En éste se puede observar que todas las unidades están enriquecidas en elementos LIL (Cs, Rb, Ba, K), en U y Th y empobrecidas en elementos de grupo de Ti, como Nb y Ti, y en Sr y P. Estas anomalías, positivas y negativas, además de ser consistentes con las mostradas por el enclave, son típicas de un magmatismo de subducción, como se mencionó anteriormente para la muestra de enclave estudiada.

La anomalía positiva en elementos tipo LIL (Cs, Rb, Ba, K) y en Th y U, son consistentes con el enriquecimiento de estos a partir de un fluido proveniente de la deshidratación del slab subducido, dada sus características móviles y altamente no conservativas (Pearce y Peate 1995). Sin embargo, dada esta misma característica móvil, no es posible considerar la concentración de

estos elementos como primaria, ya que podría haber variado considerablemente durante eventos secundarios posteriores a la cristalización, por lo que no serán mayormente considerados. La anomalía negativa de Nb es consistente con el comportamiento inmóvil de éste, ya que a partir de la deshidratación del slab, el Nb tenderían a permanecer en éste sin migrar a través del fluido generado a partir de esta deshidratación a la cuña mantélica y, por lo tanto, el contenido de Nb en los magmas del Batolito Costero estaría dado solo por la fuente. En magmas calcoalcalinos, la cristalización temprana de magnetita e ilmenita es típica. Dado lo anterior, la anomalía negativa de Ti se atribuye a la incorporación de éste durante la cristalización temprana de estas fases. La anomalía negativa de Sr es consistente con el fraccionamiento de feldespatos, en particular, plagioclasa que es consistente con la anomalía de Eu presentada por estos plutones en el diagrama de REE normalizado a Condrito. Nuevamente, estas anomalías positivas y negativas son consistentes con aquellas mostradas por el enclave estudiado, sin embargo, el contenido de elementos traza en la muestra de enclave es superior a la presentada por las unidades del Batolito Costero, exceptuando la anomalía en P, que en la muestra de enclave es bastante pronunciada y que se ha atribuido al fraccionamiento de fases accesorias particulares ricas en P, como apatito, monacita y xenotimo durante la cristalización.

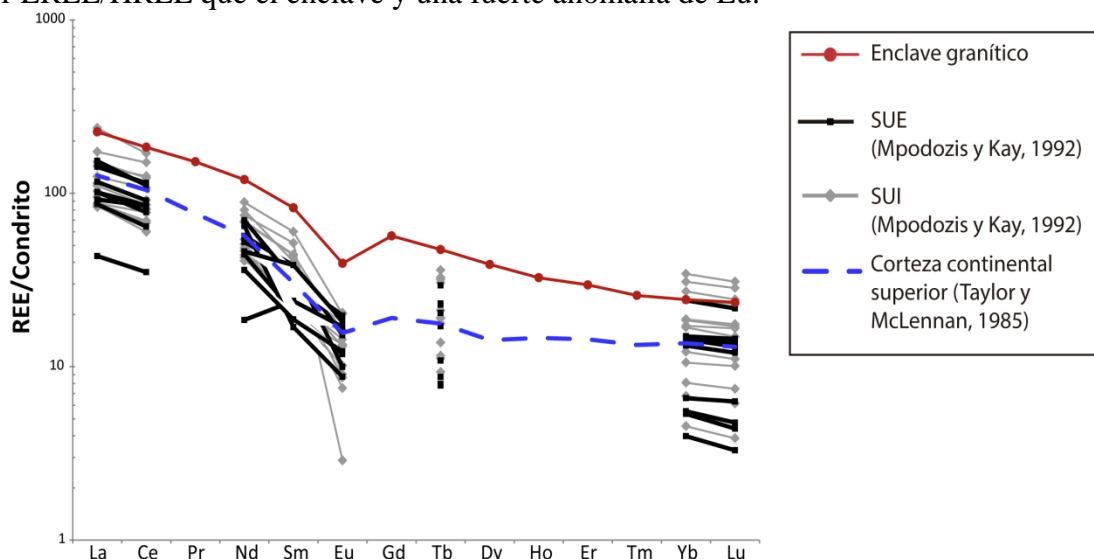
En general, tanto las rocas del Batolito Costero como la muestra de enclave muestran una signatura típica de magmas de subducción, desarrollados en una corteza en equilibrio con hornblenda, piroxeno y plagioclasa. La variación en la concentración de elementos traza podría ser atribuido a la cristalización de distintas fases minerales, al fraccionamiento de fases accesorias o a procesos de alteración posteriores a la cristalización.



**FIGURA 55: DIAGRAMA DE MULTIELEMENTOS NORMALIZADO AL MORB ENRIQUECIDO O E-MORB SEGÚN SUN Y McDONOUGH (1989), PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE GRANÍTICO Y DEL BATOLITO COSTERO (PARADA ET AL. 1999; LUCASSEN ET AL. 2004; RAMÍREZ 2010).**

Comparando el patrón de REE normalizado a condrito de la muestra de enclave con el de los intrusivos más antiguos y evolucionados ( $\text{SiO}_2 > 68\%$ ) del Batolito Elqui-Limarí (Superunidad Elqui, SUE, según Mpodozis y Kay 1992) (Figura 56), se puede notar que nuevamente el contenido de REE en la muestra de enclave es mayor. El patrón de REE de la SUE muestra al menos 2 morfologías. La primera y la más notoria es la ligera pendiente entre LREE y HREE y

la anomalía negativa de Eu, y leve concavidad desde LREE a HREE, características que son similares al patrón de la muestra de enclave. Según los autores, este patrón sugeriría el fraccionamiento de plagioclasa, piroxeno y hornblenda durante la cristalización del magma. Un segundo patrón de REE muestra una fuerte pendiente entre LREE y HREE, con una ausencia de anomalía de Eu negativa. Este patrón comparte características con uno típico con fraccionamiento de granate. Los intrusivos de la Superunidad Ingaguás (SUI), son en su mayoría evolucionados y también muestran al menos dos morfologías. La primera muestra un patrón más inclinado que el de la muestra de enclave, con una razón LREE/HREE mayor y anomalía negativa de Eu mucho más somera, que según Mpodozi y Kay (1992) indicaría la presencia de granate durante el fraccionamiento del magma. El segundo grupo presenta un patrón de REE relativamente plano, menor LREE/HREE que el enclave y una fuerte anomalía de Eu.



**FIGURA 56: DIAGRAMA MULTIELEMENTO REE/CONDRILO, SEGÚN MCDONOUGH Y SUN (1995), PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE GRANÍTICO Y LOS INTRUSIVOS MÁS EVOLUCIONADOS (>68% DE SiO<sub>2</sub>) DEL BATOLITO ELQUI-LIMARÍ (SUPERUNIDAD ELQUI (SUE) E INGAGUÁS (SUI), SEGÚN MPODOZIS Y KAY 1992).**

En la Figura 57, se compara la concentración de elementos traza normalizado al MORB normal o N-MORB, de la muestra de enclave con la de los intrusivos más evolucionados (>68% SiO<sub>2</sub>) del Batolito Elqui-Limarí, SUE y SUI según el estudio de Mpodozis y Kay (1992).

Todos los intrusivos de la SUE y de la SUI muestran un enriquecimiento en elementos tipo LIL, anomalías positivas en Th y U y negativas en Sr, P y elementos del grupo del Ti, como Nb y Ti. Nuevamente, estas anomalías son consistentes con aquellas presentadas por el enclave y por magmas generados en zonas típicas de subducción (ver discusión anterior). Sin embargo, algunos intrusivos de la SUI muestran anomalías negativas de Sr y Eu mucho más pronunciadas que la SUE y que la muestra de enclave, además de un patrón de REE mucho más plano.

Según los autores, estos se habrían formado a partir del fraccionamiento de feldespatos, particularmente plagioclasa. Según lo anterior, Mpodozis y Kay (1992) plantean que los intrusivos del Batolito Elqui-Limarí, en la Cordillera Frontal, se habrían desarrollado, en un principio, en una corteza con fraccionamiento de hornblenda, piroxeno y plagioclasa y sin influencia de granate durante su cristalización. Posteriormente, el magmatismo habría evolucionado en equilibrio con granate. Éste se habría desarrollado syntectónicamente a la Fase San Rafael (Llambías y Sato 1990; Kleiman y Japas 2009; Tomlinson *et al.* 2012; Mpodozis y



Kay 1990, 1992), que habría sido responsable de este engrosamiento cortical. Finalmente, debido al cese de la subducción, gracias a la disminución o casi nula deriva continental, desde el Pérmico tardío al Jurásico Inferior (Vilas y Valencio 1978), se habría desarrollado la SUI, de edad triásica principalmente. El colapso orogénico posterior a este cese de la subducción habría permitido el ascenso de magmas astenosféricos a la base de la corteza, que gradualmente se habría adelgazado. El patrón de REE de la SUI (Figura 56) evidencia este adelgazamiento cortical, mostrando un patrón plano con una fuerte anomalía negativa en Eu y Sr, que demuestra un fraccionamiento de plagioclasa en la fuente y, por lo tanto, una corteza adelgazada.

Las diferencias en el patrón multielementos entre la SUI y la SUE y la muestra de enclave son esperables, ya que ésta superunidad (SUI) se habría desarrollado en un contexto geotectónico totalmente distinto a la de la SUE y la de los enclaves: en un margen continental pasivo, sin el desarrollo de un arco magmático, en una corteza mucho más delgada y cuyo magmatismo estaría dado por el colapso orogénico y posterior extensión que permitiría el ascenso de magmas astenosféricos hacia la corteza (Mpodozis y Kay 1992).

Nuevamente, la variación entre los contenidos de elementos traza entre la SUE y la muestra de enclave estaría la cristalización de distintas fases, el fraccionamiento de fases accesorias particulares o procesos posteriores de alteración.

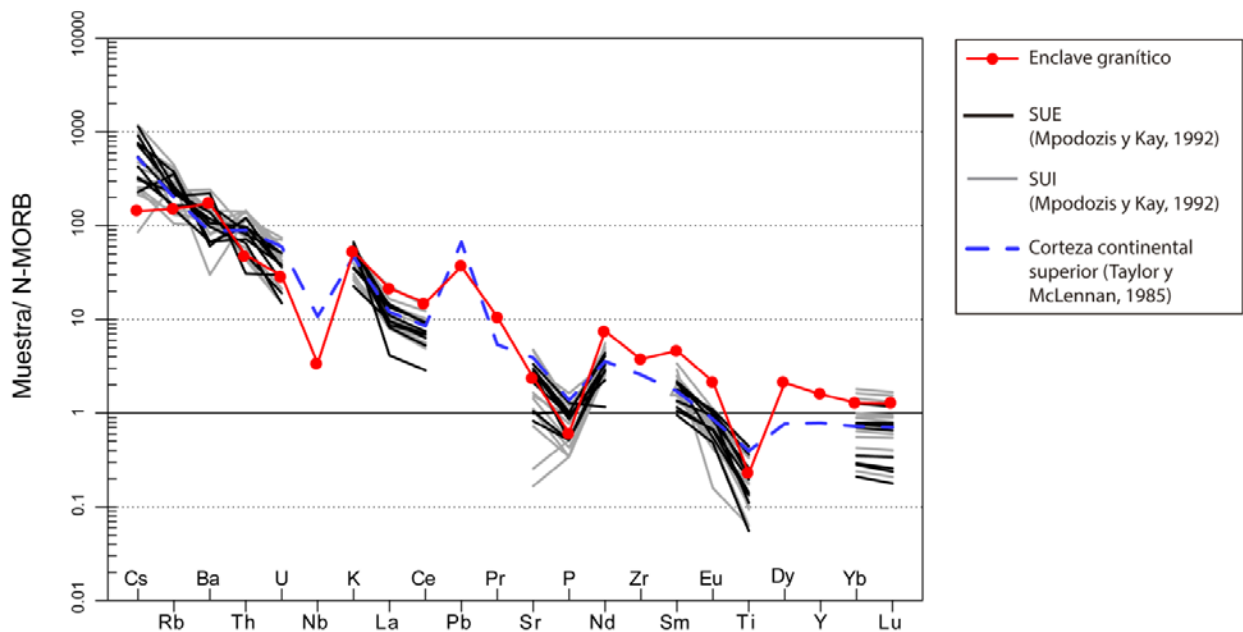


FIGURA 57: DIAGRAMA DE MULTIELEMENTOS NORMALIZADO AL MORB ENRIQUECIDO O E-MORB, SEGÚN SUN Y McDONOUGH (1989) PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE GRANÍTICO Y DEL BATOLITO ELQUI-LIMARÍ (SUPERUNIDAD ELQUI (SUE) E INGAGUÁS (SUI), SEGÚN MPODOZIS Y KAY 1992).

En resumen, la geoquímica de elementos traza indica que la muestra de enclave se habría desarrollado en un margen de subducción similar al del Batolito Costero y de la SUE en el Batolito Elqui-Limarí, con el fraccionamiento de piroxeno, plagioclasa y hornblenda durante la cristalización del magma. Si bien no se puede hablar de una misma fuente, dado el grado de diferenciación de los intrusivos, si es posible decir que la evolución de estos fue similar. Por otra parte, las variaciones en el contenido de elementos traza entre los batolitos y la muestra de

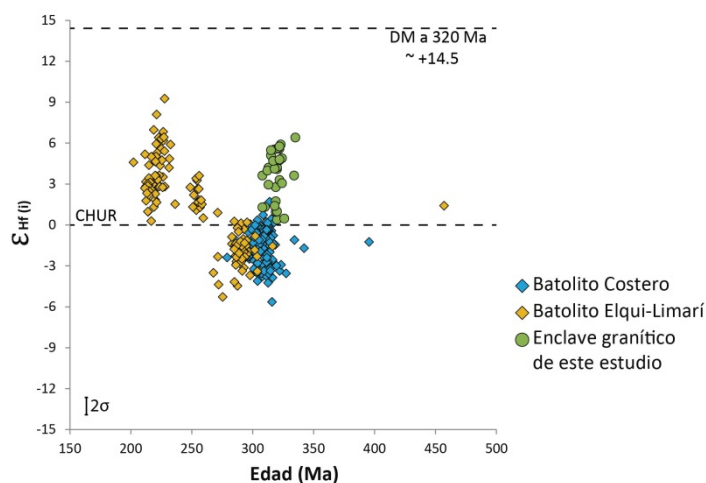
enclave pueden ser atribuidas al fraccionamiento de distintas fases accesorias y/o la cristalización de distintas fases minerales o bien, a procesos secundarios particulares para cada plutón. Adicionalmente, el mayor contenido de elementos traza en la muestra de enclave se atribuye al grado de evolución de ésta, que al parecer, es la más fraccionada de la suite, y no a diferencias particulares en la fuente.

Las similitudes geoquímicas entre la muestra de enclave y el Batolito Costero, sumado a la ubicación de los primeros y a su edad de cristalización apoyan la hipótesis de que estos corresponderían a la prolongación hacia el norte del Batolito. Estas mismas similitudes son también compartidas con la SUE del Batolito Elqui-Limarí. De esta manera, se podría hipotetizar acerca de un origen en común entre ambos batolitos, desarrollando así un mega sistema magmático desde la costa hasta la Cordillera Frontal, como lo proponen Godoy y Navarro (2012), o bien que estas franjas batolíticas representar dos sistemas magmáticos independientes y paralelos, durante el Pensilvánico, cuya geoquímica relativamente común estaría dada por una fuente un basamento, y/o procesos magmáticos corticales similares.

El análisis isotópico de circones posibilita estudiar la fuente del magma del cual el circón cristalizó. Lo anterior permite corroborar si existe una relación genética entre magmas distintos, para el caso de este estudio: entre el Batolito Costero y los enclaves graníticos analizados en este trabajo.

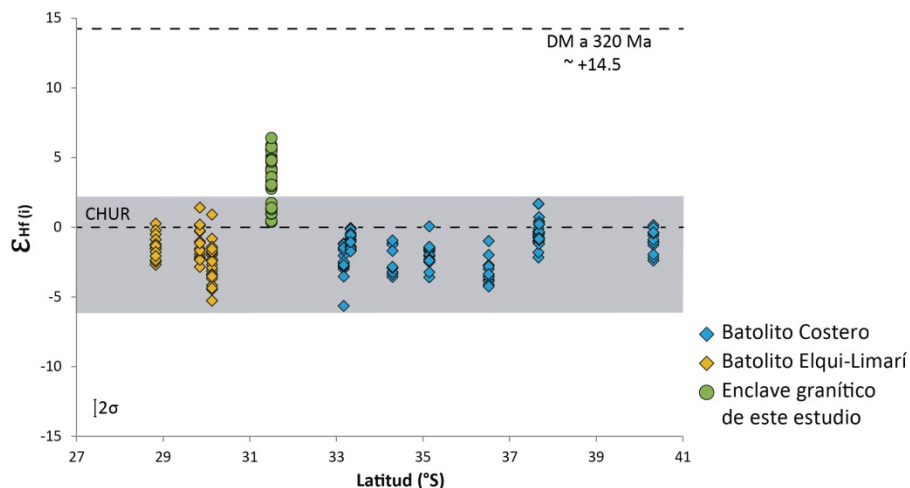
A diferencia de los circones de la muestra de enclave, que tienen solo valores  $\epsilon_{\text{Hf}}(i) > 0$ , los circones del Batolito Costero presentan mayoritariamente valores  $\epsilon_{\text{Hf}}(i)$  negativos, con una minoría de granos mostrando valores positivos (Figura 58). Esto también se aplica para los circones más antiguos estudiados del Batolito Elqui-Limarí, que en su mayoría muestran valores  $\epsilon_{\text{Hf}}(i) < 0$  y con solo una pequeña población de cristales con  $\epsilon_{\text{Hf}}(i) > 0$ . Ambos batolitos muestran valores  $\epsilon_{\text{Hf}}(i)$  entre +2 y -6 (Deckart *et al.* 2014; Hervé *et al.* 2014). No obstante, cabe señalar que el método ocupado para obtener las concentraciones isotópicas de Lu-Hf en la muestra de enclave (LA-ICP MS) es distinto al ocupado por Deckart *et al.* (2014) y Hervé *et al.* (2014) en los intrusivos estudiados del Batolito Costero y del Batolito Elqui-Limarí (SHRIMP). Dado lo anterior, estos resultados deben ser tomados con cautela.

Observando la Figura 58, se puede notar que desde los ~350 hasta los ~265 Ma, durante ~85 Ma, la principal fuente del magmatismo correspondió a una corteza antigua y reciclada y con pequeñas adiciones de material juvenil ( $\epsilon_{\text{Hf}}(i) > 0$ ). Lo anterior ha sido apoyado por diversos estudios, donde se propone que la génesis del Batolito Costero estaría dada, principalmente, por una fuente magmática cortical, con reciclaje de corteza continental anteriormente generada, sin adición de material juvenil importante (Parada *et al.* 1999; Lucassen *et al.* 2004; Ramírez 2010; Deckart *et al.* 2014). La afinidad que presentan los patrones de elementos traza de la corteza continental superior y el de la muestra de enclave (Figura 54-57) sugiere que si habría existido aporte cortical durante la evolución del magma del enclave, sin embargo, la isotopía de Hf de éste ( $\epsilon_{\text{Hf}}(i) > 0$ ) mostraría que la fuente principal del magma estaría dominada por adiciones juveniles y que el reciclaje y/o asimilación cortical sería comparativamente menor (Figura 58). Lo anterior es además consistente con la morfología de los granos de circón del enclave, que muestran sólo una pequeña población de circones con núcleos heredados, sugiriendo también que la asimilación de corteza en su génesis fue reducida.



**FIGURA 58: RAZÓN INICIAL DE  $\epsilon_{Hf}$  EN LOS GRANOS DE CIRCÓN DEL ENCLAVE CON RESPECTO A LA EDAD DE CRISTALIZACIÓN DE ESTOS (MA). COMO COMPARACIÓN, SE GRAFICARON LOS VALORES DE LA RAZÓN DE  $\epsilon_{Hf}$  OBTENIDAS POR DECKART *ET AL.* (2014) Y HERVÉ *ET AL.* (2014) EN EL BATOLITO COSTERO Y ELQUI-LIMARÍ, RESPECTIVAMENTE. COMO REFERENCIA, SE MUESTRAN LOS VALORES DEL RESERVORIO CONDÍTICO (BLICHERT-TOFT Y ALBARÈDE 1997) Y DEL MANTO DEPRIMIDO (DM) A LOS 320 MA (VERVOOT Y BLITCHET-TOFT 1999). EL ERROR  $\pm 2\sigma$  ESTÁ INDICADO.**

La Figura 59 muestra la razón inicial  $\epsilon_{Hf}$  de los batolitos Costero y Elqui-Limarí y la muestra de enclave, con respecto a la latitud de las muestras. Dentro de los valores mostrados para el Batolito Elqui-Limarí, solo se incluyen aquellos con edades hasta  $\sim 265$  Ma. El rango de valores iniciales  $\epsilon_{Hf}$  presentados por el Batolito Elqui-Limarí y el Batolito Costero ( $\epsilon_{Hf}(i)$  entre +2 y -6), como se mencionó anteriormente, es mayoritariamente negativo. Sin embargo, existe una pequeña población de granos con valores positivos, similares a los menores presentados por el enclave granítico, ubicados a los  $\sim 38^\circ\text{S}$  en el Batolito Costero, en la costa, y a los  $\sim 31^\circ\text{S}$  en el Batolito Elqui-Limarí, en la Cordillera Frontal. A pesar de lo anterior, la muestra de enclave sigue constituyendo una heterogeneidad dentro del magmatismo durante el Misisípico Superior-Cisuraliense.



**FIGURA 59: RAZÓN INICIAL DE  $\epsilon_{Hf}$  EN LOS GRANOS DE CIRCÓN DEL ENCLAVE, DEL BATOLITO COSTERO (DECKART *ET AL.* 2014) Y DEL BATOLITO ELQUI-LIMARÍ (HERVÉ *ET AL.* 2014) CON RESPECTO A LA LATITUD. COMO REFERENCIA, SE MUESTRAN LOS VALORES DEL RESERVORIO CONDÍTICO (BLICHERT-TOFT Y ALBARÈDE 1997) Y DEL MANTO DEPRIMIDO (DM) A LOS 320 MA (VERVOOT Y BLITCHET-TOFT 1999). EL ERROR  $\pm 2\sigma$  ESTÁ INDICADO.**

La edad modelo ( $t_{DMW}$ ) calculada para los enclaves graníticos (Figura 60) es más joven que las obtenidas por Deckart *et al.* (2014) para el Batolito Costero, que solo se limitan al Mesoproterozoico ( $t_{DMW}= 1.6 - 1.14$  Ga), a diferencia de lo obtenido por este estudio (Mesoproterozoico superior - Neoproterozoico inferior;  $t_{DMW}= 1.22 - 0.85$  Ga).

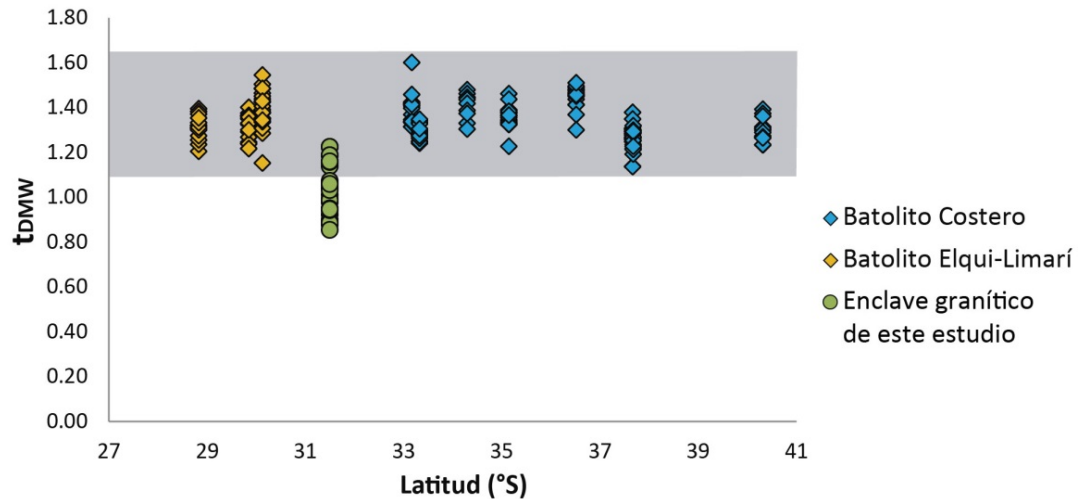


FIGURA 60: EDADES MODELO DE LU-Hf ( $T_{DMz}$ ) EN LOS GRANOS DE CIRCÓN DEL ENCLAVE, DEL BATOLITO COSTERO (DECKART *ET AL.* 2014) Y DEL BATOLITO ELQUI-LIMARÍ (HERVÉ *ET AL.* 2014) CON RESPECTO A LA LATITUD.

Similarmente, las edades modelo ( $t_{DMW}$ ) calculadas por Hervé *et al.* (2014) en las rocas más antiguas del Batolito Elqui-Limarí, muestran también edades más antiguas y comparables a las del Batolito Costero. Nuevamente, las edades modelo ( $t_{DMW}$ ) más similares a las de los enclaves graníticos, presentadas por el Batolito Costero y por el Batolito Elqui-Limarí están ubicadas a los  $\sim 38^\circ\text{S}$ , en el Batolito Costero, en la costa, y a los  $\sim 31^\circ\text{S}$ , en el Batolito Elqui-Limarí, en la Cordillera Frontal.

Parada *et al.* (1999), mediante el análisis isotópico de Sm/Nd y  $\epsilon_{Nd}$  en roca total para muestras provenientes del Complejo Plutónico de Santo Domingo ( $32^\circ 30' - 34^\circ\text{S}$ ), de edad Pensilvánico, define una edad modelo entre el Mesoproterozoico medio y Neoproterozoico temprano ( $t_{DMW} = 1.5 - 0.9$  Ga), que se correlaciona bastante bien con lo obtenido en este estudio. Por último, Lucassen *et al.* (2004) mediante el análisis isotópico de Sm/Nd y  $\epsilon_{Nd}$  en roca total, en intrusivos del Paleozoico tardío entre los  $36 - 41^\circ\text{S}$ , obtienen edades modelo entre el Paleoproterozoico medio y el Mesoproterozoico tardío ( $t_{DMW} = 2.1 - 1.2$  Ga), edades mucho más antiguas que las encontradas en este estudio y en los mencionados anteriormente. De lo anterior, es posible observar una cierta relación espacial entre la latitud de los intrusivos del Paleozoico tardío y su edad modelo: hacia el norte, la edad modelo se va haciendo cada vez más joven. Sin embargo, se debe considerar que los métodos isotópicos utilizados en ambos estudios difieren del utilizado en los anteriores y de los de Deckart *et al.* (2014) y Hervé *et al.* (2014), por lo que comparar las edades modelo obtenidas por los otros autores con las obtenidas para la muestra de enclave granítico podría ser inconsistente y no tener un significado petrogenético confiable.

De lo anterior, se puede notar que durante el Pensilvánico el magmatismo habría estado dominado por adiciones de corteza antigua, con un aporte juvenil comparativamente menor. En este contexto, la fuente de la muestra de enclave parece ser la más primitiva de toda la suite. De

esta manera, aproximadamente en la ubicación de los enclaves debió haber existido un conducto desde la astenósfera a la litósfera que haya favorecido el aporte juvenil desde el manto, por sobre el aporte y retrabajo cortical. Probablemente este conducto corresponda a una estructura o debilidad cortical en profundidad, posiblemente en la litósfera inferior, ubicada en las cercanías de los enclaves graníticos. Sin embargo, evidencias de estructuras de gran escala que se hayan desarrollado durante el Paleozoico tardío son solo hipotéticas, relacionadas a procesos tectónicos posteriores que se asumen controlados por debilidades corticales heredadas desde esta época. Uno de estos procesos o situaciones tectónicas es la que ocurre durante el Pérmico tardío-Jurásico Inferior temprano, correspondiente al Ciclo Pre-Andino, iniciado luego de la amalgamación final Supercontinente Gondwana y concluido con el desmembramiento de éste (Charrier *et al.* 2007). Durante este ciclo, la subducción a lo largo del margen habría cesado o, por lo menos, disminuido. En este contexto geodinámico, se habrían desarrollado cuencas extensionales con orientación NNW-SSE, en dos etapas distintas, entre el Pérmico tardío-Anisiense tardío y Noriense-Sinemuriense (Charrier *et al.* 2007). La geometría de estas cuencas y su distribución habrían estado controladas por estructuras o debilidades corticales heredadas, posiblemente desarrolladas durante los distintos sucesos acrecionarios anteriores.

Tomando en cuenta la ubicación de las muestras del Batolito Costero (Deckart *et al.* 2014) y del Batolito Elqui-Limarí (Hervé *et al.* 2014), se puede observar que los valores de  $\epsilon_{\text{HF}}(i) > 0$  se ubican en los límites de continuidad en superficie de estos (Figura 58 y Figura 59). Es decir, a los 38°S, donde existen valores iniciales de  $\epsilon_{\text{HF}}$  positivos, el Batolito Costero pierde continuidad en la costa y migra hacia el E, ubicándose en la Cordillera Principal. Asimismo, los valores iniciales de  $\epsilon_{\text{HF}}$  para el Batolito Elqui-Limarí son mayores para la zona donde éste comienza a perder continuidad en superficie hacia el sur, en la Cordillera Frontal. Esta fragmentación en ambos batolitos, asociada a valores positivos de  $\epsilon_{\text{HF}}(i)$ , que indican, además, una mayor adición de material juvenil en un ambiente magmático donde existiría preferentemente fusión en la corteza, sugieren que en estas zonas o alrededor de estas, también podrían existir debilidades corticales que permitirían el ascenso de magmas juveniles provenientes del manto.

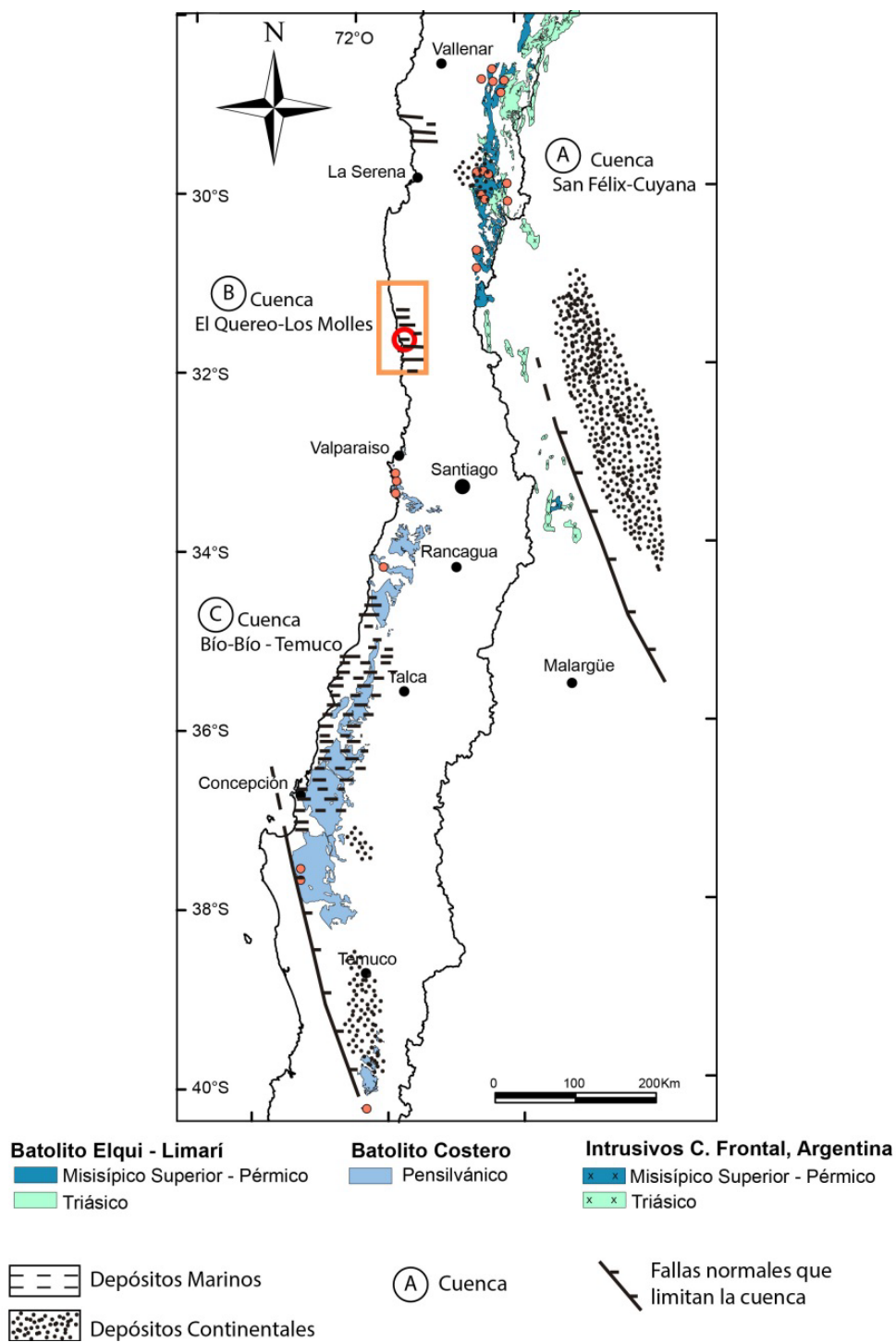
Considerando la distribución de las cuencas triásicas extensionales del Ciclo Pre-Andino, se puede observar, en la Figura 61, que la ubicación de algunas de estas, como la Cuenca de San Félix y su homóloga hacia el SSE, la Cuenca Cuyana, la Cuenca El Quereo-Los Molles y la Cuenca Bío Bío-Temuco coinciden con la ubicación del límite sur del Batolito Elqui-Limarí, la ubicación de los enclaves graníticos de este estudio, y con el límite sur, en la costa, del Batolito Costero, respectivamente. Es decir, las muestras más primitivas, con  $\epsilon_{\text{HF}}(i) > 0$  en ambos batolitos y el enclave se ubicarían en la cercanía de los bordes de las estas cuencas extensionales triásicas. Las debilidades corticales mencionadas podrían haber existido desde el desarrollo del magmatismo en el margen occidental de Gondwana y ser las responsables del magmatismo juvenil en el Batolito Elqui-Limarí y el Batolito Costero, en sus límites sur, en la Cordillera Frontal y en la Cordillera de la Costa, respectivamente, y en los enclaves graníticos, permitiendo el ascenso de pulsos astenosféricos, a través de ellas, hacia la litósfera, en zonas donde el magmatismo estaría controlado, más bien, por fusión de corteza continental antigua.

Evidencias de magmatismo juvenil durante el Misisípico Superior-Pensilvánico son escasas, ya que, como se ha mencionado anteriormente, la mayor parte de éste habría estado controlada por la fusión de una corteza continental antigua, sin adición de material astenosférico, sino más bien reciclaje cortical. Sin embargo, Parada *et al.* (1999), mediante el estudio geoquímico e isotópico de intrusivos tonalíticos y granodioríticos con y sin enclaves máficos,

pertenecientes al Complejo Plutónico de Santo Domingo de edad Carbonífero tardío, sugieren que el Batolito Costero se habría desarrollado a partir de una fuente litosférica, con pulsos astenosféricos menores representados por los enclaves máficos de edad carbonífera en algunos intrusivos. Los autores sugieren que estos enclaves máficos provendrían, principalmente, de magmas derivados del manto, no obstante, algunas de las características isotópicas y geoquímicas primarias de estos no estarían totalmente preservadas, gracias a la interacción entre los enclaves y los granitoides que los hospedan. Considerando las edades modelo de  $\epsilon_{Nd}$  Mesoproterozoico temprano-medio (1.5-1.38 Ga) obtenidas por Parada *et al.* (1999) para estos enclaves máficos, se puede notar que la edad modelo de  $\epsilon_{Hf}$  entre Mesoproterozoico tardío y el Neoproterozoico temprano ( $t_{DMW}=1.22-0.85$  Ga) obtenidas para el enclave granítico es mucho más joven. Lo anterior muestra que si bien ambos magmas estarían dominados por una fuente juvenil, esta sería distinta y mucho más joven para los enclaves graníticos.

Por otra parte, estudios isotópicos en circones detríticos de los complejos acrecionarios y sedimentarios de la costa (Willner *et al.* 2008; Bahlburg *et al.* 2009; Hervé *et al.* 2013) muestran una pequeña población de circones, de edad Misisípico-Pensilvánico, con signatura isotópica juvenil (Figura 62). Aunque no es posible conocer la proveniencia exacta de estos circones, los granos muestran que durante el Carbonífero habrían existido adiciones menores de material juvenil a la corteza. Particularmente, el estudio de Willner *et al.* (2008), realizado en la zona de estudio de los enclaves graníticos, muestran que existirían clastos de leucogranitos y riolitas en la Formación Huentelauquén, con edades y signaturas isotópicas similares a las de la muestra de enclave aquí estudiada, es decir del Misisípico Superior-Pensilvánico y con signatura isotópica juvenil (Figura 62). Dado que la mayoría de los intrusivos de esta edad presentan una fuente cortical, lo anterior permite hipotetizar que estos clastos provendrían directamente de la fuente de los enclaves y que, por lo tanto, ésta habría estado exhumada durante la deposición de esta unidad. Consecuentemente, el intrusivo del cual provienen los enclaves habría estado en superficie alguna vez en su historia y, por procesos tectónicos posteriores, éste se habría ocultado en subsuperficie. Sin embargo, no se descarta que estos clastos pudieran también provenir de unidades volcánicas contemporáneas asociadas al magmatismo de la Cordillera Frontal.

Finalmente, considerando las características petrográficas, geoquímicas y geocronológicas y la ubicación geográfica de la muestra de enclave (31°30'S), se propone, entonces, que sí existe una continuación hacia el norte del Batolito Costero bajo la cobertura mesocenozoica, prolongando así el magmatismo del Pensilvánico hasta por lo menos esta latitud. Dentro de este contexto, el magma de los enclaves representa una heterogeneidad dentro del magmatismo costero del Pensilvánico, que se constituye como un arco magmático cuya fuente principal sería una corteza reciclada y antigua, con un aporte juvenil menor. El magma de los enclaves, cuya fuente sería principalmente juvenil, con aporte cortical menor, probablemente habría ascendido desde la astenósfera a la litósfera a través de estructuras o debilidades corticales profundas. En este estudio se propone que estas estructuras estarían directamente relacionadas con la distribución y geometría de las cuencas triásicas, sin embargo, la falta de evidencias de la ubicación y extensión de estas cuencas no permite ser concluyente con respecto a este tema.



**FIGURA 61: MAPA REGIONAL 1:6.000.000 DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS INTRUSIVOS DEL PALEOZOICO TARDÍO-TRIÁSICO, ENTRE LOS 28°S Y 40°S, SEGÚN SEGEMAR (1997), SERNAGEOMIN (2007), DECKART ET AL. (2014) Y MAKSAEV ET AL. (2014) Y LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ALGUNOS DEPÓSITOS PRE-ANDINOS EN CHILE (CHARRIER ET AL. 2007) Y EN ARGENTINA (RICCARDI E IGLESIA LLANOS 1999; SPALLETTI 2001; STIPANICIC 2001). EL RECUADRO NARANJO DELIMITA EL ÁREA DEL MAPA PRESENTADO EN LA FIGURA 2. EL CÍRCULO ROJO ENCIERRA LA ZONA DE ESTUDIO DONDE SE ENCUENTRAN LOS ENCLAVES GRANÍTICOS. LOS CÍRCULOS ANARANJADOS PEQUEÑOS INDICAN LA UBICACIÓN APROXIMADA DE LAS MUESTRAS DE DECKART ET AL. (2014) EN EL BATOLITO COSTERO Y HERVÉ ET AL. (2014) EN EL BATOLITO ELQUI-LIMARÍ.**

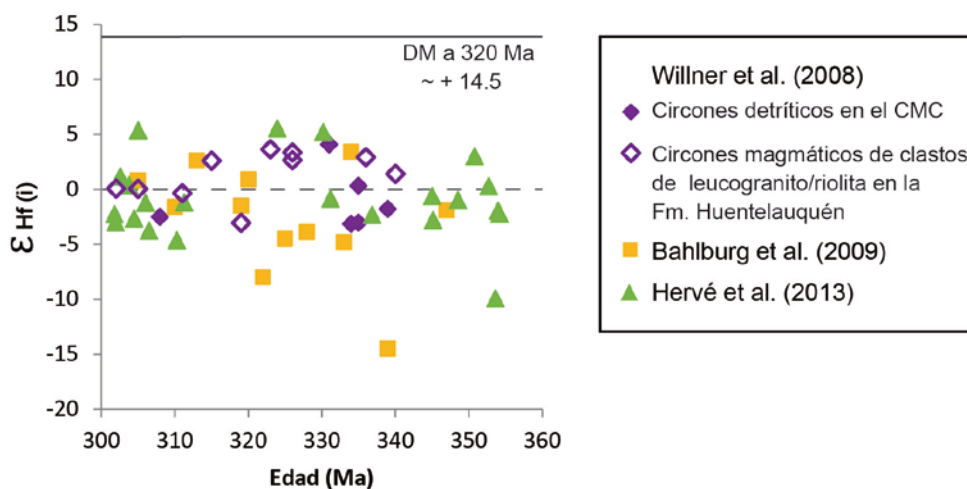


FIGURA 62:  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  VS EDAD (MA) DE CIRCONES DETRÍTICOS EN COMPLEJOS METAMÓRFICOS Y SEDIMENTARIOS EN LA COSTA, SEGÚN WILLNER *ET AL.* (2008), BAHLBURG *ET AL.* (2009) Y HERVÉ *ET AL.* (2012). LA LÍNEA PUNTEADA INDICA LA CURVA DE EVOLUCIÓN DEL CHUR (BLITCHERT-TOFT Y ALBARÈDE 1997) Y LA LÍNEA CONTINUA INDICA LA CURVA DE EVOLUCIÓN DEL MANTO DEPRIMIDO A LOS 320 MA (DM; GRIFFIN *ET AL.* 2000).

## VI.6 CONFIGURACIÓN TECTONO-MAGMÁTICA EN EL GONDWANA OCCIDENTAL DURANTE EL PALEOZOICO TARDÍO Y MODELO TECTÓNICO PROPUESTO

### VI.6.1 MAGMATISMO EN EL MISISÍPICO SUPERIOR-PENSILVÁNICO: CONFIGURACIÓN DEL ARCO MAGMÁTICO EN EL GONDWANA OCCIDENTAL

Según los resultados e interpretaciones obtenidas durante este estudio, los enclaves graníticos podrían representar una prolongación hacia el norte del Batolito Costero, bajo la cobertura meso-cenozoica y el basamento metamórfico. Si, adicionalmente, se toman en cuenta los datos geocronológicos obtenidos por Creixell *et al.* (2012) mediante U-Pb en circones de un domo riolítico perteneciente a los Estratos Llanos de Chocolate a los 29°30'S, con una edad Pensilvánico, de  $303.8 \pm 2.7$  (Ma), se podría hipotetizar que la prolongación de este arco magmático del Pensilvánico se prolongaría incluso hasta esa latitud.

Dataciones U-Pb en circones heredados en lavas y plutones cenozoicos de la Cordillera Principal al sur de los 33°S, realizadas por Muñoz *et al.* (2015), muestran edades Pensilvánico-Cisuraliense inferior similares a las del Batolito Elqui-Limarí, en la Cordillera Frontal. De lo anterior se podría interpretar la existencia de un basamento ígneo paleozoico bajo la cobertura estratificada meso-cenozoica. Esto sugeriría que los componentes pensilvánicos-cisuralienses del Batolito Elqui-Limarí se continuarían hacia el sur, en subsuperficie, hasta por lo menos esa latitud. Adicionalmente, la presencia de un clasto granítico de edad Misisípico ( $333.1 \pm 6.0$  Ma) en la Formación Río Damas, ubicada en la Precordillera a los 34°S (Rossel *et al.* 2014), podría también sugerir esta prolongación hacia el sur y en subsuperficie de las componentes misisípicas del Batolito Elqui-Limarí, correspondientes al primer grupo definido por Hervé *et al.* (2014). No obstante, más al este, en las Sierras Pampeanas occidentales, también es posible encontrar intrusivos con edades Misisípico (322-357 Ma; Dahlquist *et al.* 2013), afines a granitos tipo A y post-orogénicos, que se habrían desarrollado en un ambiente extensional de intraplaca y ausencia de actividad compresiva (Dahlquist *et al.* 2010). Dado lo anterior, es difícil asegurar que el clasto



granítico Misisípico en la Formación Río Damas pueda corresponder efectivamente a la prolongación hacia el sur del Batolito Elqui-Limarí y que no correspondan a los granitoides post-orogénicos de las Sierras Pampeanas.

Lo anterior revelaría que, durante el Misisípico Superior al Pensilvánico, habría existido actividad magmática, tanto en la costa, representada por el Batolito Costero, como en la Cordillera Frontal-Principal, representado por los primeros dos pulsos del Batolito Elqui-Limarí y sus prolongaciones hacia el norte y hacia el sur. Lo anterior permite pensar que durante este período existirían dos franjas magmáticas activas paralelas e independientes, o bien que existiría un gran arco magmático que se extendería desde la costa hacia la Cordillera Frontal, sugiriendo que gran parte del volumen del arco magmático del Paleozoico tardío se encontraría actualmente en subsuperficie, tal como lo sugirieron Godoy y Navarro (2014).

Una de las razones que permite pensar que ambos batolitos no pertenecerían a un mismo sistema magmático es la distribución del magmatismo en ambos sectores. En la costa, se manifiesta de manera continua durante unos ~20 Ma, como solo un prolongado pulso magmático, a diferencia de lo que sucede en la Cordillera Frontal, donde existen 4 pulsos magmáticos discretos (Hervé *et al.* 2014). Estos 4 pulsos también han sido reconocidos por otros autores al norte del Batolito Elqui-Limarí, como por ejemplo en la Sierra Limón Verde (~22°40'S; Morandé 2014), al sur de Perú, en la Cordillera del Este (Miskovic *et al.* 2009), en la Alta Cordillera entre 21° y 30°S (Maksaev *et al.* 2014) y en los circones heredados en lavas y plutones cenozoicos de la Cordillera Principal (34°S; Muñoz *et al.* 2015) (Figura 49). En el caso de ser solo un gran arco magmático, se esperaría encontrar los mismos cuatro pulsos en ambos batolitos, o por lo menos presentar una distribución de edades similar durante el Carbonífero, sin embargo estos pulsos están ausentes en el de la costa, que solo muestra solo un pulso plutónico constante por 20 Ma.

Otra hipótesis con respecto a la distribución actual del magmatismo del Paleozoico tardío es que ambos batolitos hayan constituido solo una franja magmática durante esta época y que, por procesos extensivos a gran escala durante el Jurásico-Cretácico, esta haya sido fragmentada aflorando en dos zonas distintas: en la costa y en la Alta Cordillera (e.g. Rebolledo y Charrier 1994; Parada *et al.* 1999). Si el Batolito Costero se prolonga en la costa hasta, por lo menos, la región donde se encuentran los enclaves graníticos (31°30'S) y el Batolito Elqui-Limarí se prolonga, hacia el sur, en la Alta Cordillera hasta, por lo menos, 34°S, que es la ubicación donde aparecen los circones heredados de edad Pensilvánico-Cisuraliense en lavas y plutones cenozoicos, entonces debería existir una zona de falla regional con orientación ~NNW y movimiento sinistral, separando ambas franjas magmáticas. Si esta hipótesis es correcta, entonces el magmatismo en el Misisípico Superior-Cisuraliense se habría desarrollado como una sola gran franja magmática cuyo plutonismo habría ocurrido en un solo pulso prolongado y no como pulsos magmáticos discretos, como se puede notar en la figura 49, en el caso de que se juntaran ambos histogramas de edades U-Pb de cristalización. De ser así, la extensión mesozoica habría fragmentado el arco magmático de manera que en la costa aparecieran solo las componentes del Pensilvánico y en la Alta Cordillera componentes correspondientes a los 4 pulsos magmáticos definidos por Hervé *et al.* (2014), con una disminución importante en la actividad plutónica durante el Pensilvánico. Lo anterior parece ser poco probable, dado que los procesos tectónicos no son selectivos. Si ambas franjas constituyesen en un principio un solo arco magmático que posteriormente se hubiese separado por procesos tectónicos extensivos regionales durante el Mesozoico, entonces se esperaría encontrar, por lo menos, una distribución similar en

las edades de ambos batolitos, y sin embargo, en este caso, solo se observa solo un prolongado aporte magmático durante el Pensilvánico en la costa, mientras que en la Alta Cordillera el plutonismo se habría manifestado en pulsos discretos, con una disminución en la actividad durante el Pensilvánico. De acuerdo con lo anterior, es difícil pensar que solo las componentes pensilvánicas hayan sido separadas de la franja magmática del Paleozoico tardío, sin mostrar evidencias de otras edades en el sector costero.

Contrario a lo que se sugiere en este estudio, Creixell *et al.* (2016), en base a dataciones U-Pb realizadas en circones de un domo riolítico ( $303.8 \pm 2.7$  Ma), una dacita ( $318.8 \pm 2.5$  Ma) y una toba (máxima edad de depositación:  $291.4 \pm 0.8$  Ma), presentes en los Estratos Llano del Chocolate, en el sector costero cercano a los  $\sim 29^\circ\text{S}$ , proponen que este volcanismo correspondería, más bien, a magmatismo de antearco. Éste se habría desarrollado gracias a las condiciones de alto gradiente geotermal ( $700^\circ\text{C}/0.9$  GPa, Navarro 2013) durante la reanudación de la subducción en la costa, en el Misisípico Superior, generando pequeños volúmenes de magmas ácidos a partir de la fusión de rocas pelíticas en el canal de subducción. Según los autores, esta hipótesis podría explicar también la presencia de los enclaves graníticos de este estudio y los clastos riolíticos/leucograníticos en la Formación Huentelauquén, sugiriendo que estos serían parte de este magmatismo en el antearco. Si esta suposición es correcta, entonces la génesis de los enclaves graníticos estaría dominada por la fusión de sedimentos, mostrando afinidades a un protolito sedimentario, con características peraluminosas, minerales ricos en aluminio, gran cantidad de circones heredados y una isotopía de Lu-Hf dominada por una fuente cortical. Sin embargo, las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas en la muestra permiten descartar cualquier afinidad a una génesis sedimentaria, por el contrario, muestran que los enclaves se habrían generado a partir de un magma juvenil, con un aporte sedimentario menor. Asimismo, el estudio en circones de los clastos riolíticos/leucograníticos de la Formación Huentelauquén, realizado por Willner *et al.* (2008), muestra que la mayoría de éstos también habría cristalizado a partir de un magma mayoritariamente juvenil, que es incluso comparable con el del enclave granítico, descartando nuevamente la hipótesis propuesta por Creixell *et al.* (2016), por lo menos en estas rocas.

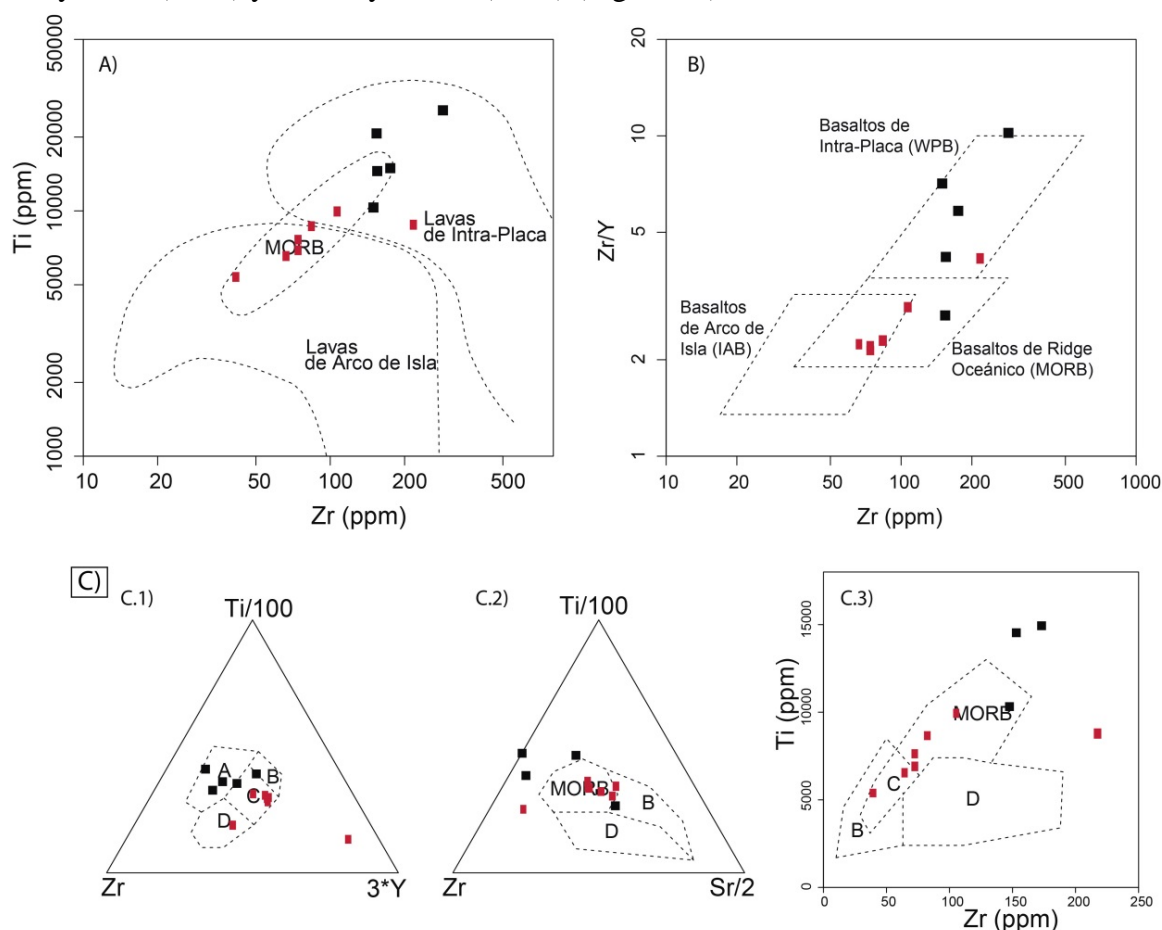
Considerando lo anterior, se propone que durante el Misisípico Superior-Pensilvánico, habrían existido dos franjas magmáticas independientes: una en la costa y otra en la Alta Cordillera. El plutonismo en ambas franjas probablemente se habría constituido en dos zonas tipo MASH independientes entre sí y emplazadas en la litósfera, donde la asimilación y el reciclaje de corteza antigua habría sido la fuente principal de este magmatismo, con adiciones juveniles menores. En este contexto, los enclaves graníticos, o el magma que originó estos enclaves, representarían una anomalía dominada por aportes juveniles y menor retrabajo cortical, que se toma como parte de la heterogeneidad inherente en un arco magmático.

#### VI.6.2 METAMORFITAS DE LA ALTA CORDILLERA Y DE LA COSTA: CONFIGURACIÓN DEL PRISMA DE ACRECIÓN Y ARCO MAGMÁTICO DEL PALEOZOICO TARDÍO EN EL BORDE OCCIDENTAL DE GONDWANA

A lo largo de Alta Cordillera Andina, distribuidos esporádicamente al oeste de los plutones del Misisípico Superior-Cisuraliense, existen afloramientos de rocas metamórficas pelíticas y básicas, en facies de esquisto verde y anfibolita (Figura 66), como el Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma ( $19^\circ 30'\text{S}$ ), Complejo Metamórfico Limón Verde ( $22^\circ 30'$ -

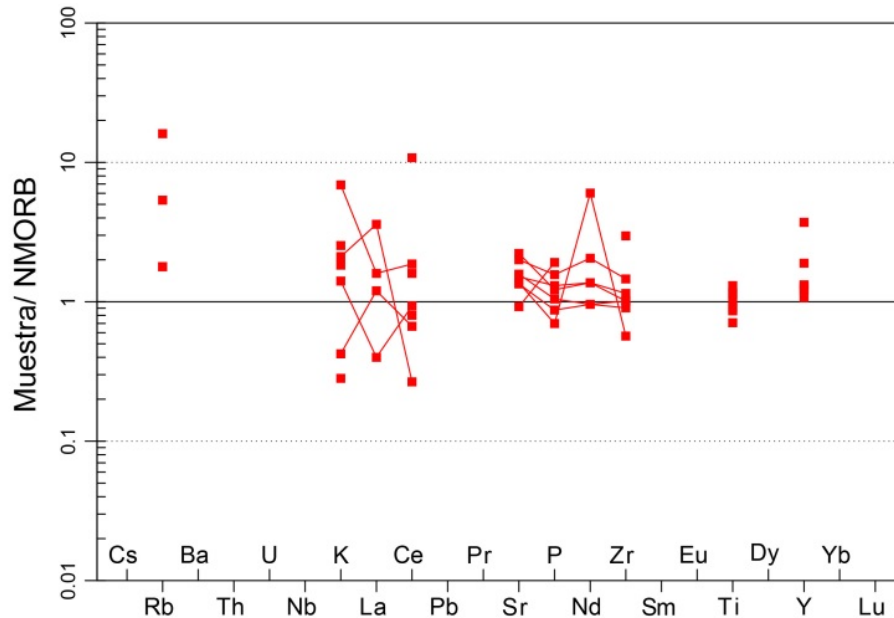
22°50'S), Esquistos del Jardín (26°23'S), Complejo Metamórfico de la Quebrada del Carrizo (25°55'S) y el Complejo Metamórfico El Tránsito (28°40' – 28°50'S) (Ribba *et al.* 1988; Álvarez *et al.* 2011; Morandé 2014; Arancibia 2014; Álvarez 2015; Maksaev *et al.* 2015; Mellado 2015). Estudios recientes en las unidades metapelíticas de estos complejos han determinado edades de máxima deposición U-Pb en circones detríticos que van desde el Carbonífero al Pérmico temprano (Tabla 2; Bahlburg *et al.* 2009; Arancibia 2014; Morandé 2014; Álvarez 2015; Maksaev *et al.* 2015; Mellado 2015). Estos mismos autores, en base a estudios petrográficos, estructurales y termobarométricos, han interpretado las asociaciones mineralógicas, texturales y estructurales como rocas pertenecientes a un sistema de acreción, es decir, estos complejos metamórficos representarían un paleoprisma de acreción del Paleozoico tardío.

Particularmente, en las zonas de la Sierra Limón Verde y El Tránsito, estudios geoquímicos en roca total en las metabasitas en facies anfibolita de los complejos metamórficos de ambas zonas (Ribba *et al.* 1988; Lucassen *et al.* 1999; Soto 2013) muestran que éstas rocas tendrían protolito basáltico afin a basaltos de intraplaca (WPB) y a basaltos de ridge oceánico (MORB), respectivamente, según los diagramas de discriminación tectónica de Pearce (1982), Pearce y Cann (1973) y Pearce y Norris (1979) (Figura 63).



**FIGURA 63: DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN PARA BASALTOS PARA LAS METABASITAS DEL COMPLEJO METAMÓRFICO LIMÓN VERDE (NEGRO) Y DEL COMPLEJO METAMÓRFICO EL TRÁNSITO (ROJO). A) PEARCE (1982); B) PEARCE Y NORRIS (1979); C) PEARCE Y CANN (1979). A: BASALTOS DE INTRA-PLACA (WPB), B: TOLEÍTAS DE ARCO DE ISLA (IAT), C: BASALTOS DE RIDGE DE FONDO OCEÁNICO (MORB), BASALTOS DE ARCO CONTINENTAL (CAB), TOLEÍTAS DE ARCO DE ISLA (IAT), D: BASALTOS DE ARCO CONTINENTAL (CAB).**

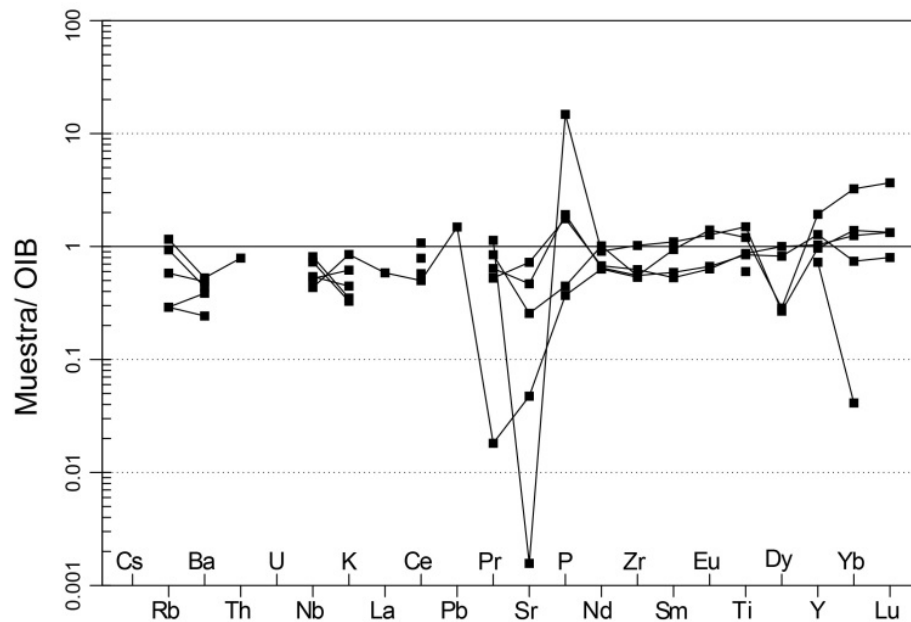
Las metabasitas Complejo Metamórfico El Tránsito muestran, casi en su totalidad, afinidad a los basaltos de ridge oceánico (MORB), lo que se puede corroborar al comparar la geoquímica de éstas con la del MORB normal o N-MORB, que corresponde a la composición del manto superior en zonas de ridge oceánico (Figura 64). En este diagrama, se puede notar que, en general, las rocas muestran un patrón plano, cercano a 1, y que las anomalías positivas y negativas la constituyen elementos tipo LILE, principalmente. Probablemente estas anomalías estén dadas por procesos metasomáticos durante el metamorfismo y de alteración posteriores.



**FIGURA 64: DIAGRAMA DE MULTIELEMENTOS NORMALIZADO AL MORB NORMAL O N-MORB PARA LAS METABASITAS DEL COMPLEJO METAMÓRFICO EL TRÁNSITO.**

Con respecto a la geoquímica de las anfibolitas del Complejo Metamórfico Limón Verde, los diagramas discriminantes no son concluyentes por sí solos, ya que existe una fuerte dispersión en los datos (Figura 63). La mayoría de las muestras es afín a basaltos de intraplaca (WPB), pero también existen algunas afines a basaltos de ridge oceánico (MORB), toleítas de arco de isla (IAT) o simplemente divergen de los campos de clasificación en los diagramas (Figura 63). Considerando lo anterior, sumado a que la mayoría de las muestras son afines a ambientes de intraplaca, se compararon las composiciones de estas rocas con respecto a OIB (Ocean Island Basalt), que representa la composición del manto en ambientes oceánicos de intraplaca (Figura 65). En el diagrama de multielementos normalizado a OIB, se puede notar una fuerte afinidad entre las rocas anfibolíticas y los basaltos de isla oceánica, mostrando valores cercanos a 1 y variaciones en el contenido de LILE y otros elementos, probablemente debido al posterior metamorfismo y alteración sufrido por estas rocas.

Considerando la química de roca total de las metabasitas en los complejos metamórficos Limón Verde y El Tránsito, se puede proponer, entonces, un protolito con afinidades a basaltos de fondo oceánico para estas rocas, de tipo N-MORB y OIB.



**FIGURA 65: DIAGRAMA DE MULTIELEMENTOS NORMALIZADO A OIB (OCEAN ISLAND BASALT) PARA LAS METABASITAS DEL COMPLEJO METAMÓRFICO LIMÓN VERDE.**

A lo largo de la costa, casi en todo el margen de Chile, se han encontrado asociaciones de metapelitas, metabasitas y metacherts, con edades de máxima deposición y condiciones de metamorfismo similares, como el Complejo Metamórfico del Huasco, el Complejo Metamórfico Punta de Choros, el Complejo Metamórfico del Choapa y la Serie Occidental que, a su vez, también han sido interpretados como complejos acrecionarios pertenecientes a un mismo sistema (Richter *et al.* 2007; Willner *et al.* 2008; Álvarez *et al.* 2011; Hervé *et al.* 2013; Navarro 2013; García-Sansegundo *et al.* 2014; Álvarez 2015) (Figura 66; Tabla 3). Estudios geoquímicos en roca total en las metabasitas del Complejo Metamórfico del Choapa y en la Serie Occidental han mostrado que estas rocas tendrían protolitos afines al N-MORB, E-MORB transicional y OIB (Godoy 1979, 1984; Rebolledo 1987; Hervé 1988; García 1991; Kato y Godoy 1995; Willner 2005; Hyppolito *et al.* 2014), es decir, a basaltos de fondo oceánico.

Álvarez (2015), postula que ambas franjas metamórficas, con edades de máxima deposición y características de metamorfismo equivalentes, corresponderían a solo un gran prisma de acreción desarrollado durante el Paleozoico tardío, que se extendería desde la costa hasta la Alta Cordillera Andina. Sin embargo, no descarta que ambos cinturones metamórficos sean independientes entre sí y correspondan a dos prismas de acreción distintos, cada uno asociado a su propia zona de subducción, producto de la acreción del Terreno X desde el W con el margen occidental de Gondwana. De ser así y tomando en cuenta la distribución del magmatismo del Paleozoico tardío, con dos franjas magmáticas paralelas en la Cordillera de la Costa y en la Cordillera Frontal y la distribución de los complejos metamórficos bordeando por el oeste cada franja magmática, se podría sugerir que cada cinturón metamórfico, en la costa y en la Alta Cordillera, estaría asociado a cada arco magmático. Es decir, para este periodo existirían dos prismas de acreción y dos cinturones magmáticos independientes, cada uno asociados a una zona de subducción particular. En otras palabras, durante el Misisípico Superior-Pensilvánico, habría existido una doble subducción con vergencia al este, probablemente desarrollada gracias a la acreción de algún terreno proveniente del oeste y acercándose al margen

occidental de Gondwana. Este terreno alóctono o para-alóctono posiblemente corresponda al hasta ahora hipotético Terreno X de Mpodozis y Kay (1992). En este estudio, dado que ahora se conocerían sus límites y en gran medida su prolongación, se lo propone denominar Terreno Atacama o Domeyko, por su distribución (Figura 66). La franja magmática del este, representada por el Batolito Elqui-Limarí y sus extensiones norte y sur, se habría emplazado en el basamento del borde occidental de Chileña, correspondiente al borde más occidental de Gondwana. La franja metamórfica representada por los complejos de la Alta Cordillera correspondería al prisma de acreción asociado a esta subducción hacia el oriente bajo el borde posterior de Chileña. De ser así, los complejos metamórficos de la Alta Cordillera representarían la sutura de la colisión del Terreno Atacama o Domeyko, ex Terreno X, contra Chileña. En la costa, el magmatismo habría intruído al basamento del Terreno Atacama o Domeyko y la franja metamórfica que aflora en la costa correspondería al prisma de acreción asociado a este proceso de subducción en el borde occidental o posterior de este terreno. Si esta hipótesis es correcta, la proveniencia y edad de sedimentos en ambos prismas de acreción debería ser distinta. En el prisma de acreción de la Alta Cordillera se encontrarían componentes provenientes desde zonas ubicadas en el interior de Gondwana, y en los complejos acrecionarios de la costa, componentes provenientes principalmente del basamento del Terreno de Atacama o Domeyko, ya que este terreno representaría una barrera topográfica para los sedimentos provenientes desde el margen occidental de Gondwana hacia el W. De lo anterior, se esperaría que la edad de las componentes sedimentarias en ambos prismas sea distinta, ya que estas dependerían, principalmente, de la edad del basamento de cada terreno.

**TABLA 2: LITOLOGÍA Y EDAD DE MÁXIMA DEPOSICIÓN (MA) DE LOS COMPLEJOS METAMÓRFICOS DE LA ALTA CORDILLERA, AL NORTE DE 32°S**

| <b>Complejo Metamórfico</b>        | <b>Litología</b>  | <b>Edad de máxima deposición (Ma)</b> | <b>Referencias</b>                              |
|------------------------------------|---|---------------------------------------|---|
| <b>Quebrada Aroma (CMQA)</b>       | Metareniscas y metalutitas de origen turbidítico, filitas y esquistos cuarzo-micáceos, y marginales milonitas | 326                                   | Mellado (2015)                                  |
| <b>Limón Verde (CMLV)</b>          | Esquistos micáceos de granate y anfibolitas   | 300*                                  | Morandé (2014); *Soto (2013)                    |
| <b>Quebrada del Carrizo (CMQC)</b> | Esquistos verdes de probable protolito volcánico básico   | 291*                                  | Arancibia (2014); *Maksaev <i>et al.</i> (2015) |
| <b>El Jardín (EJ)</b>              | Esquistos pelíticos con cuarzo-micáceos albita y clorita  | 314*                                  | Arancibia (2014); *Maksaev <i>et al.</i> (2015) |
| <b>El Tránsito (CMT)</b>           | Metabasitas, esquistos cuarzo-micáceos, esquistos nodulares de albita, cuarcitas y mármoles                   | 380; 254*                             | *Bahlburg <i>et al.</i> (2009); Álvarez (2011)  |

**TABLA 3: LITOLOGÍA Y EDAD DE MÁXIMA DEPOSICIÓN (MA) DE LOS COMPLEJOS METAMÓRFICOS DE LA ALTA CORDILLERA, AL SUR DE 32°S**

| <b>Complejo Metamórfico</b>   | <b>Litología</b>   | <b>Edad de máxima deposición (Ma)</b> | <b>Referencias</b>  |
|-------------------------------|--|---------------------------------------|---|
| <b>Huasco (CMH)</b>           | Meta-areniscas, filitas, cuarcitas y esquistos, con intercalaciones lenticulares de mármol, metachert y metabasaltos con algunas | 342 (Ma); *294 (Ma)                   | * Bahlburg <i>et al.</i> (2009); Álvarez <i>et al.</i> (2011) |
| <b>Punta de Choros (CMPC)</b> | Esquistos micáceos, esquistos verdes y anfibolitas   | 334 (Ma)                              | Navarro (2011)  |
| <b>Choapa (CMC)</b>           | Filitas, esquistos cuarzo-micáceos, gneises de grano fino, anfibolitas y, más escasamente, mármol                                | 340 (Ma); *308 (Ma)                   | *Willner <i>et al.</i> (2008); Álvarez <i>et al.</i> (2011)   |
| <b>Serie Occidental (SW)</b>  | Esquistos pelíticos, metacherts, metabasitas, con estructuras pillow lavas y serpentinitas                                       | 330(Ma); *344 (Ma)                    | *Willner <i>et al.</i> (2008); Hervé <i>et al.</i> (2013)     |

Tomando en cuenta los estudios de proveniencia de circones realizados por diversos autores para ambas franjas acrecionarias (Ribba *et al.* 1988; Richter *et al.* 2007; Willner *et al.* 2008; Bahlburg *et al.* 2009; Álvarez *et al.* 2011; Hervé *et al.* 2013; Navarro 2013; Morandé 2014; Arancibia 2014; Álvarez 2015; Makshev *et al.* 2015; Mellado 2015), es posible observar que la distribución de edades de ambos complejos acrecionarios es bastante similar, sugiriendo que el aporte de sedimentos en ambas zonas tendría una proveniencia común y mostrando, a su vez, que la edad de ambos basamentos, el de Chileña y el del Terreno Atacama o Domeyko, sería, por lo menos, similar. Si lo anterior es correcto, entonces se podría proponer que el Terreno Atacama o Domeyko habría sido alguna vez parte de Gondwana, posiblemente parte de Chileña

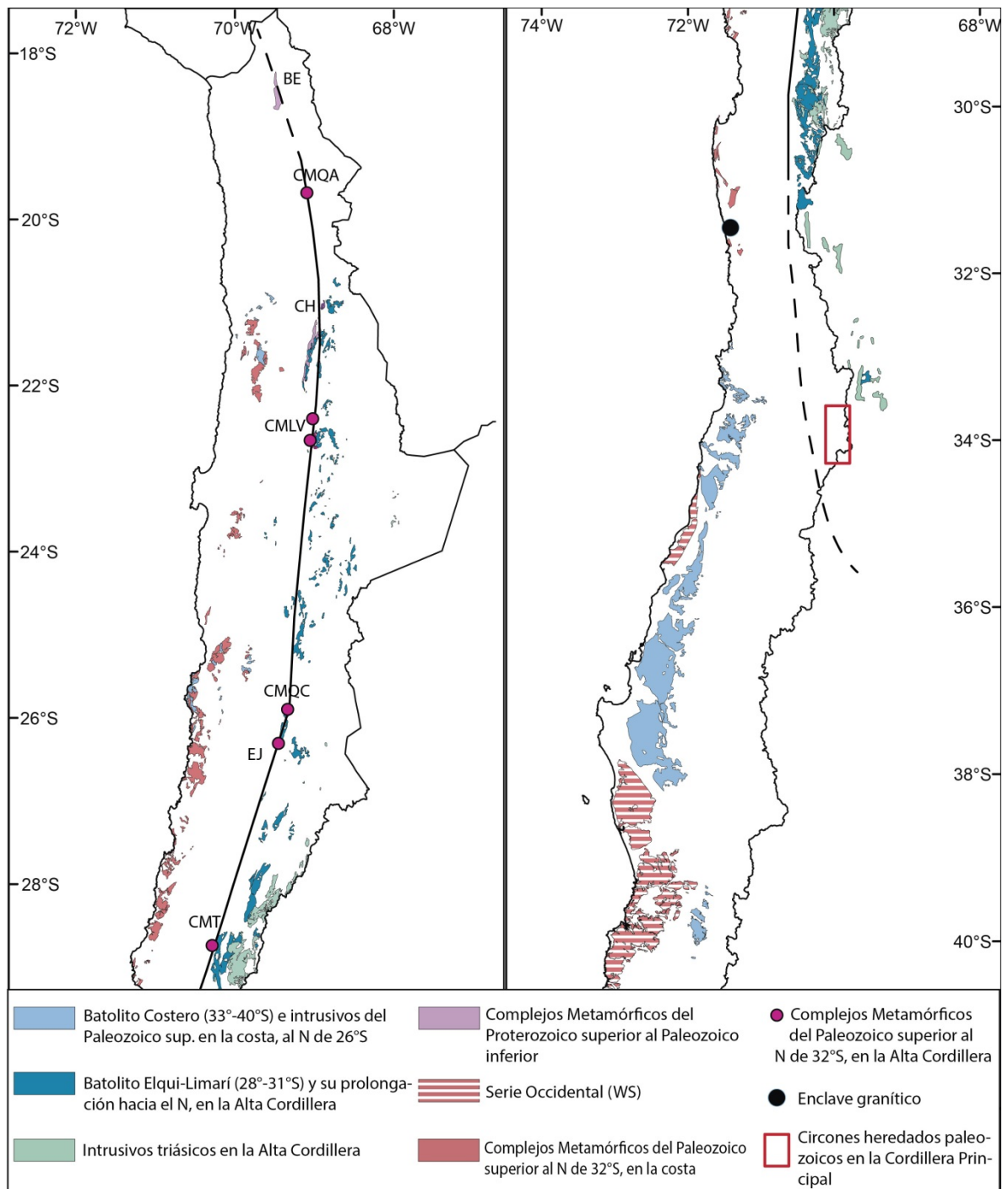
### **VI.6.3 CONFIGURACIÓN Y EVOLUCIÓN TECTONO-MAGMÁTICA DURANTE EL PALEOZOICO TARDÍO EN GONDWANA OCCIDENTAL**

Durante el Devónico, en el norte y centro de Chile, el magmatismo y el metamorfismo habrían cesado y se habría desarrollado un ambiente de margen pasivo en el borde posterior de Chileña (Bahlburg y Hervé 1997; Hervé *et al.* 2013; Hervé *et al.* 2016), terreno que habría acrecionado al margen occidental de Gondwana durante el Devónico Superior (Ramos 1994). Con posterioridad a la acreción de Chileña al continente, en el Devónico Superior – Misisípico Inferior se habría generado una extensión en este terreno que habría permitido la separación de su porción más occidental del continente, gracias a la generación de corteza oceánica, es decir, de una cuenca marginal. Esta cuenca habría dividido el terreno de Chileña en dos: una parte oriental, que se mantuvo amalgamada a Gondwana y una parte occidental separada del anterior por esta cuenca oceánica, o sea, el Terreno Atacama o Domeyko (Figura 67.a). Evidencias de esta cuenca oceánica pueden ser encontradas en las metabasitas con afinidades de fondo oceánico presentes en algunos complejos acrecionarios de la Alta Cordillera. La reanudación de la

subducción en el Misisípico, hacia el E, bajo el margen occidental del Terreno de Atacama o Domeyko habría provocado el cierre de la cuenca oceánica, generando una zona de subducción adicional, también hacia el E, bajo el margen occidental de Chilenia (y por ende, de Gondwana) (Figura 67.b y c).

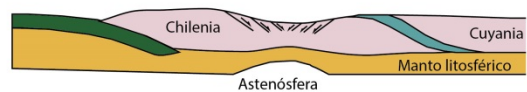
A principios del Cisuraliense, la actividad magmática en la costa habría cesado. Por el contrario, en la Cordillera Frontal la actividad magmática asociada a un margen de subducción habría continuado hasta el Cisuraliense tardío, edad coincidente con la fase orogénica de San Rafael (Llambías y Sato 1990; Kleiman y Japas 2009; Tomlinson *et al.* 2012; Mpodozis y Kay 1990. 1992), gatillada, posiblemente, por la colisión del Terreno Atacama o Domeyko desde el oeste. Con posterioridad a esta fase, la deriva continental habría cesado o por lo menos disminuido y en consecuencia también la subducción a lo largo del margen. Producto de lo anterior, el orógeno habría colapsado, generando extensión en el margen. Lo anterior, sumado al supuesto colapso de la corteza oceánica subducida y estática, habrían permitido el ascenso de grandes volúmenes de magmas astenósfericos en la base de la corteza, paulatinamente más delgada. Este magmatismo estaría representado por los intrusivos postorogénicos del evento denominado por Mpodozis y Kay (1992) como Superunidad Ingaguás, equivalente a la actividad magmática que Hervé *et al.* (2014) incluyen en su grupo 3 y 4 (Figura 67).





**FIGURA 66: MAPA REGIONAL 1:5.500.000 DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS INTRUSIVOS Y COMPLEJOS METAMÓRFICOS DEL PALEOZOICO TARDÍO, DE LOS COMPLEJOS METAMÓRFICOS DEL PROTEROZOICO TARDÍO AL PALEOZOICO TEMPRANO Y DE LA UBICACIÓN DE LOS ENCLAVES GRANÍTICOS DE ESTE ESTUDIO (SEGEMAR 1997; SERNAGEOMIN 2007; HERVÉ ET AL. 2007; DECKART ET AL. 2014; MAKSAEV ET AL. 2014, ARANCIBIA 2014; MORANDÉ 2014; ÁLVAREZ 2015; MAKSAEV ET AL. 2015; MELLADO 2015; MUÑOZ ET AL. 2015). BE: COMPLEJO METAMÓRFICO DE BELÉN; CMQA: COMPLEJO METATUBIDÍTICO DE QUEBRADA AROMA; CH: QUEBRADA CHOJA Y SIERRA DE MORENO; CMLV: COMPLEJO METAMÓRFICO LIMÓN VERDE; CMQC: COMPLEJO METAMÓRFICO DE LA QUEBRADA DEL CARRIZO; EJ: ESQUISTOS EL JARDÍN; CMT: COMPLEJO METAMÓRFICO EL TRÁNSITO. LA LÍNEA NEGRA CONTÍNUA MARCA LA SUTURA PROPUESTA EN ESTE ESTUDIO Y LA SEGMENTADA, SU POSIBLE CONTINUACIÓN.**

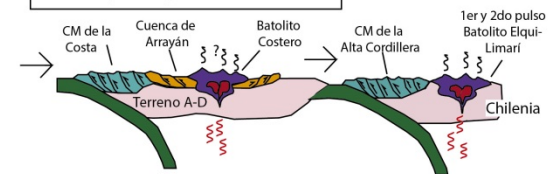
A. Devónico Superior - Misisípico Inferior



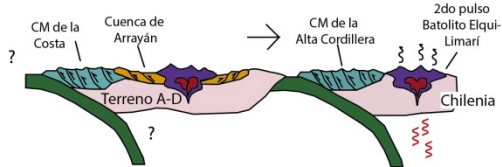
B. Misisípico



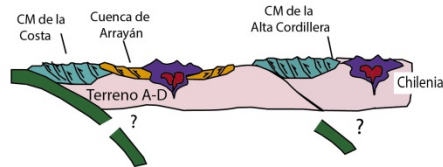
C. Misisípico Superior - Pensilvánico



D. Cisuraliense temprano

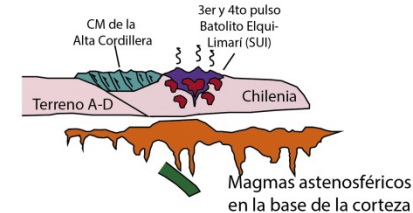


E. Cisuraliense tardío



Fase San Rafael

F. Lopingiense - Triásico Superior



**FIGURA 67: MODELO W-E DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA DURANTE EL PALEOZOICO TARDÍO, EN EL MARGEN DE GONDWANA OCCIDENTAL. A) DEVÓNICO SUPERIOR-MISISÍPICO INFERIOR: ACRECIÓN DE CHILENIA AL MARGEN OCCIDENTAL DE GONDWANA (CUYANIA) Y LA CONSECUENTE OROGENIA CHÁNICA. CESE DE LA SUBDUCCIÓN EN EL MARGEN OCCIDENTAL DE CHILENIA. INICIO DEL QUIEBRE DE CHILENIA POR ASCENSO DE MAGMAS ASTENOSFÉRICOS. B) MISISÍPICO: APERTURA DE UNA CUENCA OCEÁNICA ENTRE CHILENIA, HACIA EL E, Y UN TROZO DE ESTE TERRENO, EL HIPOTÉTICO TERRENO X, DENOMINADO TERRENO DE ATACAMA EN ESTE ESTUDIO, HACIA EL W. C) MISISÍPICO SUPERIOR-PENSILVÁNICO: REANUDACIÓN DE LA SUBDUCCIÓN, HACIA EL E, BAJO EL TERRENO ATACAMA O DOMEYKO, CON EL DESARROLLO CONSECUENTE DE UNA ZONA DE SUBDUCCIÓN HACIA EL E. ACRECIÓN DEL TERRENO ATACAMA, DESDE EL W, HACIA EL MARGEN OCCIDENTAL DE CHILENIA, CONSTITUYENDO UN SISTEMA DE DOBLE SUBDUCCIÓN, CONSTRUYENDO UN ARCO MAGMÁTICO HACIA EL E, EN EL BASAMENTO DE CHILENIA (INTRUSIVOS PALEOZOICOS DE LA ALTA CORDILLERA, POR EJEMPLO, EL BATOLITO ELQUI-LIMARÍ) Y UN COMPLEJO ACREACIONARIO ASOCIADO (COMPLEJOS METAMÓRFICOS DE LA ALTA CORDILLERA), Y, ADEMÁS, UN ARCO MAGMÁTICO EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL TERRENO ATACAMA, CONSTITUIDO POR EL BATOLITO COSTERO Y SU PROLONGACIÓN HACIA EL N, JUNTO CON LOS COMPLEJOS ACREACIONARIOS DE LA COSTA. D) CISURALIANO: CESE DE MAGMATISMO EN LA CORDILLERA DE LA COSTA. CONTINÚA EL MAGMATISMO EN EL ARCO DE LA ALTA CORDILLERA (2DO. PULSO MAGMÁTICO DE HERVÉ ET AL. 2014). E) CISURALIANO TARDÍO: OROGENIA DE SAN RAFAEL, GATILLADA POR LA COLISIÓN DEL TERRENO ATACAMA HACIA EL MARGEN OCCIDENTAL DE CHILENIA. F) LOPINGIANO-TRIÁSICO SUPERIOR: CESE DE LA SUBDUCCIÓN Y MAGMATISMO DE ARCO. LA COMBINACIÓN DEL COLAPSO DEL SLAB, DELAMINACIÓN Y COLAPSO OROGÉNICO, PERMITE EL ASCENSO DE MAGMAS ASTENOSFÉRICOS EN LA BASE DE LA CORTEZA. COMO RESULTADO SE FUNDEN GRANDES CANTIDADES DE CORTEZA CONTINENTAL Y EXTENSIÓN EN TODO EL MARGEN.**

# **CAPÍTULO VII**

## **CONCLUSIONES**

- El dique máfico, ubicado en el sector costero de Huentelauquén (coordenadas UTM 255.741 E y 6.509.032 N) corresponde a una cuarzo-diorita porfírica de hornblenda y clinopiroxeno, con espesor de 8 m., rumbo casi E-W y un manteo que varía de subvertical a subhorizontal (30°-35°NW). Las relaciones de contacto entre el Complejo Metamórfico del Choapa y el dique máfico que contiene a los enclaves muestran que el flujo magmático dentro del dique estaría controlado por una zona de falla E-W previamente desarrollada en el dique. Este flujo provendría desde el este, sin embargo, no se descarta una componente vertical. Lo anterior indica que el protolito de los enclaves se encontraría en subsuperficie, algo más al E de su afloramiento actual.
- Los enclaves corresponden a monzogranitos-sienogranitos hololeucocráticos (IC<1%), de grano grueso (~1 cm), con texturas de intercrecimiento, como granofírica y mirmequítica, microclina y sin minerales máficos primarios frescos. Presentan reemplazo y alteración de feldespatos primarios por feldespatos secundarios y arcillas euhedrales a subhedrales. Las texturas anteriores son interpretadas como texturas magmáticas tardías, que involucra la acción de un fluido rico en Na-Ca, durante el enfriamiento del plutón. Se descarta alguna reacción metamórfica de contacto, debido a la interacción entre el dique y el enclave, producto de la falta de minerales metamórficos de alta temperatura y la ausencia de cambios texturales primarios del enclave.
- No existen intrusivos petrográficamente similares alrededor de la zona de estudio. Intrusivos jurásicos félsicos de la Superunidad Mincha se distinguen de los enclaves graníticos por su menor tamaño de grano, mayor contenido de máficos los que, además, aún se encuentran frescos, ausencia de microclina y de texturas magmáticas tardías. De lo anterior, se deduce que los enclaves graníticos provendrían de un plutón actualmente en subsuperficie, perteneciente a otro sistema magmático, distinto al de los intrusivos jurásicos circundantes.
- Geoquímicamente, los enclaves corresponden a granitos tipo I o S, peraluminosos, calcoalcalinos, con alto K, desarrollados en una corteza con fraccionamiento de piroxeno y plagioclasa, en un margen típico de subducción con desarrollo de un arco volcánico. A pesar del grado de alteración de los enclaves, las características anteriores son consistentes con la petrografía presentada por las muestras estudiadas.
- La catodoluminiscencia en circones de la muestra de un enclave estudiada muestra zonaciones oscilatoria y sectorial, típicas de circones magmáticos, además de zonaciones características de procesos tardimagmáticos. La geoquímica de elementos traza apoya la génesis magmática de estos circones, sin presentar evidencia de circones metamórficos. Lo anterior permite afirmar que los resultados geocronológicos e isotópicos de los circones del enclaves corresponden a características ígneas primarias.
- Los resultados geocronológicos de U-Pb en circones de la muestra de enclave estudiada, indican que estos habrían cristalizado entre 305 y 335 Ma (Misisípico Superior al Pensilvánico), con un peak unimodal en los  $318.6 \pm 2$  (Ma), edad que se interpreta como la edad de cristalización.
- La isotopía de Hf de los mismos circones datados entrega valores  $\epsilon_{\text{Hf}(i)} > 0$ . entre 0 y 7, y edades modelo  $t_{\text{DMW}}$  entre el Meosproterozoico tardío al Neoproterozoico temprano

( $t_{DMW}=1.22-0.85$  Ga), indicando una cristalización a partir de un magma más juvenil, con aportes provenientes principalmente de la astenósfera. No se descarta un aporte cortical a los magmas generados, sin embargo, dado que la cantidad de circones heredados presentes en la muestra es bastante limitada, se sugiere que la asimilación de sedimentos o de corteza habría sido escasa.

- Los resultados petrológicos, geoquímicos y geocronológicos del enclave son consistentes con las características presentadas por el Batolito Costero y por los intrusivos pertenecientes a los dos grupos más antiguos del Batolito Elqui-Limarí, confirmando la prolongación bajo la cobertura meso-cenozoica, del Batolito Costero hacia el norte, por lo menos hasta los  $31^{\circ}30'S$ , eventualmente. Sin embargo, el magmatismo en ambos batolitos presenta en su mayoría una fuente isotópica cortical, antigua y reciclada, con un  $\epsilon_{Hf}(i) < 0$ . mostrando, excepcionalmente valores positivos. En este contexto, los enclaves presentan una anomalía en la fuente magmática de la región, que se toma como parte de la heterogeneidad inherente en un arco magmático. Se propone que, durante el Paleozoico tardío, habría existido magmatismo en la costa y en la Alta Cordillera que se habrían desarrollado en una zona de tipo MASH, independientes entre sí, emplazadas en la litósfera y cuya fuente habría sido principalmente una corteza continental antigua con pulsos astenosféricos menores. El ascenso de magmas juveniles, como el de la muestra de enclave, habría estado controlado por debilidades o estructuras corticales profundas. En este estudio se propone que estas mismas debilidades corticales controlarían posteriormente la paleogeografía y geometría de las cuencas desarrolladas en el próximo ciclo tectónico, el ciclo Pre-Andino.
- Finalmente, se propone un modelo de evolución para el margen occidental de Gondwana durante el Misisípico Superior-Pensilvánico de doble subducción hacia el E, gracias a la acreción del Terreno X, que en este estudio se denomina Terreno Atacama o Domeyko, al margen occidental de Chileña desde el oeste. Esta doble subducción desarrollaría dos arcos magmáticos y dos complejos acrecionarios: (1) en la costa, representado por el Batolito Costero y su prolongación hacia el norte y los complejos metamórficos de la costa, como la Serie W, Complejo Metamórfico del Choapa, de Punta de Choros y del Huasco; y (2) en la Alta Cordillera, representado por el Batolito Elqui-Limarí y sus prolongaciones hacia el norte y hacia el sur, junto con los complejos metamórficos en la Alta Cordillera, como el Complejo Metamórfico Limón Verde, Quebrada del Carrizo y El Tránsito. La colisión de este terreno, durante el Cisuraliense tardío, sería el responsable de la fase orogénica de San Rafael. Posterior a esto y gracias al cese de la deriva continental y, por ende, de la subducción, habría colapsado el orógeno, generando extensión en todo el margen. Lo anterior, sumado al colapso del *slab*, habría permitido el ascenso de magmas astenosféricos en la base de la corteza, generando un extenso magmatismo post-orogénico en la región.

# **BIBLIOGRAFÍA**

- Aguirre, L., Hervé, F., Godoy, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline. *Kristalinikum*, Prague, 9, p. 7–19.
- Álvarez, J. 2015. Los Complejos Metamórficos paleozoicos de la Cordillera de Vallenar: Implicancias en la evolución tectónica del margen occidental de Gondwana. Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 140 p.
- Álvarez, J., Mpodozis, C., Arriagada, C., Astini, R., Morata, D., Salazar, E., Vervoort, J. D. 2011. Detrital zircons from late Paleozoic accretionary complexes in north-central Chile (28°–32° S): Possible fingerprints of the Chilenia terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), p. 460-476.
- Andersen, T., Griffin, W.L., Pearson, J. 2002. Crustal Evolution in the SW Part of the Baltic Shield: the Hf Isotope Evidence. *Journal of Petrology*, 43(9), p. 1725-1747.
- Anderson, E.M. 1951. *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Brittan*, 2<sup>nd</sup> ed. Edinburgh, Oliver and Boyd, 206 p.
- Arancibia, J. 2014. Geocronología y significado de los Esquistos El Jardín y del Complejo Metamórfico de la Quebrada del Carrizo, Región de Atacama, Chile. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 90 p.
- Bahlburg, H., Breitkreuz, C. 1991. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 4(3), p. 171-188.
- Bahlburg, H., Vervoort, J.D., Du Frane, A.D., Bock, B., Augustsson, C., Reimann, C. 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margins of South America. *Earth Science Reviews*, 97, p. 227-253.
- Bea, F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*, 37(3), p. 521-552.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 143(5), p. 602–622.
- Berg, K., Charrier, R. 1987. Río Choapa transect: a magmatic profile across the Chilean Andes at 31°30'–32° lat S. *En: X Congreso Geológico Argentino, Tucuman, Argentina*, 4, p. 11-14.
- Bernades de Oliveira, M.E., Rösler, O. 1980. Licofitas paleozoicas de Chile. *Bulletin IG-USP*, 11(31-189), p. 43-49.
- Best, M. G., Christiansen, E. H. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, Ltd, p.458.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1), p. 243-258.
- Bouvier, J., Blichert-Toft, J.D., Vervoort, F. 2006. Effects of impacts on Sm–Nd and Lu–Hf internal isochrons of Eucrites. *Meteoritics and Planetary Science Supplement*, 41, 5348 p.

- Brook, M., Pankhurst, R., Shepard, T., Spiro, B. 1986. *Andchron: Andean Geochronology and Metallogenesis*. Final Report to the Overseas Development Administration. British Geological Survey, 137 p.
- Cecioni, G. 1961. El Titónico inferior marino en la Provincia Tarapacá y consideraciones sobre el arqueamiento central de los Andes. Ed. Escuela de Geología, Universidad de Chile, 1(3), p. 19.
- Cecioni, G. 1962. La Formación Arrayán, Devónica, en la Provincia de Coquimbo. Universidad de Chile, Boletín, 34, p. 40-47.
- Cecioni, G., Westermann, G. 1968. The Triassic/Jurassic marine transition of Coastal Central Chile. *Pacific Geology*, 1, p. 41-75.
- Cecioni, G. 1974. Flysch devónico y orogénesis bretónica en Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 42, p. 21-29.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, p. 173-174
- Charrier, R. 1977. Geology of region of Huentelauquén, Coquimbo Province, Chile. En: Ishikawa, T., Aguirre, L. (eds.), *Comparative studies on the Geology of the Circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile*. First Report, Japanese Society for Promotion of Science, Tokyo, p. 81-94.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T., Gibbons, W. (eds), *The Geology of Chile*. Geological Society, London, p. 21–114.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., Sagripanti, L. 2015. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31° and 37°S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), p. 13-61.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B. 2003. Diffusion in zircon. En: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (eds.), *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Zircon*, 53(1), p. 113-143.
- Coloma, F., Salazar, E., Creixell, C. 2012. Nuevos antecedentes acerca de la construcción de los plutones Pérmicos y Permo-Triásicos en el valle del río Tránsito, región de Atacama, Chile. En: XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, p. 324–326.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R., Chappell, B. W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2), p. 189-200.
- Correa-Gomes, L.C., Souza Filho, C.R., Martins, C.J.F.N., Oliveira, E.P. 2001. Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: the role of magma flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases. *Journal of Structural Geology*, 23(9), p. 1415–1428.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., Kinny P. D. 2003. Atlas of zircon textures. En: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Zircon*, 53(1), p. 469-500.



- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London, George Allen & Unwin, xiv+450 p.
- Creixell, C., Oliveros, V., Vásquez, P., Vallejos, D., Valin, X. 2014. Evidences for a Carboniferous to Early Permian forearc section along the Coastal Ranges of North Chile (28°30'-29°30'S). *En: XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Argentina, Simposio* 21-13.
- Creixell, C., Oliveros, V., Vásquez, P., Navarro, J., Vallejos, D., Valin, X., Ducea, M. N. 2016. Geodynamics of Late Carboniferous–Early Permian forearc in north Chile (28°30'–29°30' S). *Journal of the Geological Society*, 173(3).
- Deckart, K., Hervé, F., Fanning, C.M., Ramírez, V., Calderón, M., Godoy, E. 2014. U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of Zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *Andean Geology*, 41(1), p. 49-82.
- Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J., Mckee, E.H. 1986. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B5), p. 4920–4938.
- Díaz-Martínez, E., Mamet, B., Isaacson, P.E., Grader, G.W. 2000. Permian marine sedimentation in northern Chile: new paleontological evidence from the Juan de Morales Formation, and regional paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 13(6), p. 511-525.
- Emparán, C., Pineda, G. 1999. Área Condoriaco – Rivadavia, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, 12, escala 1:100.000. Santiago.
- Emparan, C., Calderón, G. 2014. Geología del Área Ovalle-Peña Blanca, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Espiñeira, D.J. 1989. Geología del Complejo Plutónico Papudo-Quintero: Aspectos Cronológicos y Geoquímicos. Memoria de Título (inédito). Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 146 p.
- Fuenzalida V. H. 1940. Algunos afloramientos paleozoicos de la desembocadura del Choapa. Museo Nacional de la Historia Natural, Boletín del Museo Nacional de Historia Natural, 28, p. 37-64.
- Gana, P. 1991. Magmatismo bimodal del Triásico Superior-Jurásico Inferior, en la Cordillera de la Costa, Provincias del Elqui y Limarí, Chile. *Andean Geology*, 18(1), p. 55-67.
- García, C. 1991. Geología del sector de Quebrada El Teniente, Región de Coquimbo, Chile. Memoria de Título (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- García-Sansegundo, J., Farias, P., Heredia, N., Gallastegui, G., Charrier, R., Rubio-Ordóñez, A., Cuesta, A. 2014a. Structure of the Andean Palaeozoic basement in the Chilean coast at 31°30'S: Geodynamic evolution of a subduction margin. *Journal of Iberian Geology*, 40(2), p. 293-308.

- Glazner, A., Bartley, J., Carl, B. 1999. Oblique opening and noncoaxial emplacement of the Jurassic Independence dike swarm, California. *Journal of Structural Geology*, 21(10), p. 1275-1283.
- Glodny, J., Echtler, H., Collao, S., Ardiles, M., Burón, P., Figueroa, O. 2008. Differential Late Paleozoic active margin evolution in South-Central Chile (37°S–40°S) – the Lanalhue Fault Zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), p. 397–411.
- Goode, J.W., Vervoort, J.D. 2006. Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3), p. 711-731.
- Godoy, E. 1970. El granito de Constitución y su aureola de metamorfismo de contacto. Tesis de Titulación, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 140 pp.
- Godoy, E. 1979. Metabasitas del basamento metamórfico. En: II Congreso Geológico Chileno, Arica, Chile, p. E133-E148.
- Godoy, E. 1984. Reflexiones acerca de transiciones metamórficas en el basamento de Chile central-sur. *Andean Geology*, (23), p. 79–86.
- Godoy, E., Navarro, J. 2014. Sobre la parte oculta del plutonismo Carbonífero-Pérmico al oeste de la Cordillera Principal de Chile Central. En: XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba, p. 22-28
- Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., O'Reilly, S.Y., Van Acherberg, E., Shee, S.R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LA-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1), p. 133–147.
- Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, S.E., O'Reilly, S.Y., Xu, X.S., Zhou, X.M. 2002. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan Igneous Complexes. *Lithos*, 61(3), p. 237–269.
- Groeber, P. 1922. Pérmico y Triásico en la costa de Chile. *Physis*, 5, p. 315-319.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En: Coward, M.P., Ries A.C. (eds), *Collision Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, 19(1), p. 67-81.
- Hervé, F. 1977. Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, Southcentral Chile. En: Ishikawa, T., Aguirre, L. (eds), *Comparative Studies on the Geology of the Circum Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile*. Japan Society for the Promotion of Science, Tokyo, p. 1–51.
- Hervé, F. 1988. Late Palaeozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, 11(3), p. 183–188.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 23(3), p. 1122-1135.

- Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M., Mpodozis, C. 2014. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°–31°S): SHRIMPU–Pb zircon ages and Lu–Hf and O isotope systematics. *Lithos*, 184, p. 436–446.
- Hoskin, P.W.O., and Schaltegger, U. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Zircon*, 53(1), p. 27-62.
- Hutton, D. 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Geological Society of America Special Papers*, 272, p. 377-382.
- Hyppolito, T., Juliani, C., García-Casco, A., Meira, V. T., Bustamante, A., Hervé, F. 2014. The nature of the Palaeozoic oceanic basin at the southwestern margin of Gondwana and implications for the origin of the Chilenia terrane (Pichilemu region, central Chile). *International Geology Review*, 56(9), p. 1097-1121.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), p. 523–548.
- Kato, T. T., 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*, 37(11), p. 992-1006.
- Kay, S., Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*. 15(1), p. 39-57.
- Kleiman, L.E., Japas, M.S. 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*, 473(3), p. 283–299.
- Košler, J., Sylvester, P. J. 2003. Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS. *Reviews in mineralogy and geochemistry, Zircon*, 53(1), p. 243-275.
- Kretz, R. 1983, Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(1-2), p. 277-279.
- Llambías, E.J., Sato, A.M. 1990. El Batolito de Colanguil (29°-31°S): estructuras y marco tectónico, Cordillera Frontal de Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 17(1), p. 89-108.
- Loiselle, M. C., Wones, D. R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *En: Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11(7), p. 468.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R.L., Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to Recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36 – 41°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 17(2), p. 103-119.
- Ludwig, K.R. 2008. Manual for Isoplot 3.7: Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4. rev. August 26, 77 p.
- Maksaev, V., Munizaga, F., Tassinari, C. 2014. Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous

- rocks of the north Chilean Andes between 20° and 31°S. *Andean Geology*, 41(3), p. 447-506.
- Maksaev, V., Arancibia, J., Munizaga, F., Tassinari, C. 2015. Detrital-zircon U-Pb geochronology of the Quebrada del Carrizo Metamorphic Complex and El Jardín Schists and spatially-related granitoids of the Sierra Castillo Batholith. *Andean Geology*, 42(3): p. 285-312.
- McDonough, W.F., Sun, S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3), p. 223-253.
- Mellado, E. 2015. Origen del Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma y sus implicancias tectónicas en la evolución paleozoica del Norte de Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 80 p.
- Méndez-Bedia, I., Charrier, R., Busquets, P., Colombo, F. 2009. Barras litorales carbonatadas en el Paleozoico tardío Andino (Formación Huentelauquén, Norte Chico, Chile). En: XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Actas, p. 1–4.
- Minato, M, Tazawa, J. 1977. Fossils of the Huentelauquén Formation at the locality F, Coquimbo Province, Chile. Ishikawa, T., Aguirre, L. (eds.), *Comparative Studies of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile, First Report*. Japan Society for the Promotion of Science, Tokyo, p. 95–117.
- Miskovic, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Kosler, J., Ulianov, A., Schaltegger, U. 2009. Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Gechemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 121 (9-10), p. 1298 – 1324.
- Morandé, J. 2014. El Basamento pre-Mesozoico de la Sierra Limón Verde: Implicancias para la evolución tectónica del norte de Chile. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 126 p.
- Mpodozis, C., Kay, S.M. 1990. Provincias magmáticas ácidas de los Andes chilenos (28°-31 °S) y evolución tectónica de Gondwana, *Andean Geology*, 17(2), p. 153-180.
- Mpodozis, C., Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin*, 104(8), p. 999–1014.
- Mundaca, P., Padilla, H., Charrier, R. 1979. Geología del área comprendida entre Quebrada Angostura, Cerro Talinai y Punta Claditas, Provincia de Choapa. En: II Congreso Geológico Chileno, Arica, p. A121-A161.
- Muñoz Cristi, J. 1942. Rasgos generales de la construcción geológica de la Cordillera de la Costa; especialmente en la Provincia de Coquimbo. Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología. Imprenta y Litografía Universo, 2, pp. 285-318.
- Muñoz Cristi, J. 1968. Evolución geológica del territorio chileno. *Boletín de la Academia de Ciencias de Chile*, 1, p. 18-26.

- Muñoz Cristi, J. 1973. Geología de Chile, prepaleozoico-paleozoico y mesozoico. Andrés Bello, 209 p.
- Muñoz, M., Charrier, R., Sigoña, P., Fanning, M. 2015. The Paleozoic Basement beneath the Mesozoic Cover of the Andean Principal Cordillera in Central Chile (34°00'-34°3'S): Tracks from Inherited Zircon Crystals. En: XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile, Actas digitales.
- Navarro, J. 2013. Petrotectónica del Complejo Metamórfico Punta de Choros, III-IV Región, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 110 p.
- O'Hara, M.J., Fry, N., Prichard, H.M. 2001. Minor phases as carriers of trace elements in non-modal crystal-liquid separation processes II: illustrations and bearing on behaviour of REE, U, Th and the PGE in igneous processes. *Journal Petrology*, 42(10), p. 1887-1910
- O'Connor, J. T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Professional Paper B*, 525, p. 79-84.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C. 2014. Permian-Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U-Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), p. 1287-1300.
- Pankhurst, R. J., Millar, I. L., Hervé, F. 1996. A Permo-Carboniferous U-Pb age for part of the Guanta Unit of the Elqui-Limarí Batholith at Rio del Tránsito, Northern Chile. *Andean Geology*, 23(1), p. 35-42.
- Parada, M. A., Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Hervé, F., Puig, A., Munizaga, F., Brook, M., Pankhurst, R.J. 1985. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30'S). En: Hervé, F., Munizaga, F. (eds), *Evolución Magmática de los Andes*. Comunicaciones, Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, 35, 185 p.
- Parada, M. A., Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Hervé, F., Puig, A., Munizaga, F., Brook, M., Pankhurst, R.J., Snelling, N. 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30'-32°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(3), p. 249-260.
- Parada, M.A., Levi, B., Nystrom, J.O. 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic plutonism of central Chile (30°-33° S), petrogenetic implications and a tectonic discusión. *Geological Society of America, Special Paper*, 265, p. 99-112.
- Parada, M.A., Nystrom, J.O., Levi, B. 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34 °S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*, 46(3), p. 505-521.
- Parada, M.A., López-Escobar, L., Oliveros, V., Fuentes, F., Morata, D., Calderón, M., Aguirre, L., Fèraud, G., Espinoza, F., Moreno, H., Figueroa, O., Muñoz Bravo, J., Troncoso

- Vásquez, R., Stern, C.R. 2007. Andean Magmatism. En: T. Moreno, W. Gibbons (eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society, London, p. 115-146.
- Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R.S. (ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Chichester, John Wiley & Sons, 8, p. 525-548.
- Pearce, J. A., Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), p. 290–300.
- Pearce, J. A., Norry, M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1), p. 33–47
- Pearce, J.A., Harris, N.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), p. 956–983.
- Pearce J.A., Peate D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 23, p. 251-285.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), p. 63–81.
- Pineda, G., Calderón, M. 2008. *Geología del área Monte Patria-El Maqui, Región de Coquimbo*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Pitcher, W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. En: Hsu, K. (ed), *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, p. 19-40.
- Pupin, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3), p. 207-220.
- Ramos, V. A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic–Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes*, 11, p. 168–174.
- Ramos, V.A. 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30–33°S latitude). En: Reutter, K. J., Scheuber, E., Wigger, P. J. (eds), *Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin*. Springer, Berlin, p. 249–261.
- Ramos, V.A. 1996. Interpretación tectónica: Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. *Dirección Nacional del Servicio Geológico Anales*, 24, p. 447-460.
- Ramos, V. A., Zapata, T., Cristallini, E., Introcaso, A. 2004. The Andean Thrust System-Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening. En: McClay, K.R. (ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. AAPG Memoir 82, p. 30-50.
- Ramos, V. A., Folguera, A. 2009. Andean flat slab subduction through time. In: Murphy, B. (ed.) *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society, London, Special Publications, 327(1), p. 31–54.

- Ramírez, V. 2010. Plutonismo del Carbonífero superior y Jurásico medio en el tramo costero entre Laguna Verde y Tunquén (33°05'-33°15' S), Chile central. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 215 p.
- Rebolledo, S. 1987. Geología y Análisis estructural del basamento metamórfico del área Punta Claditas, Región Coquimbo, Chile. Memoria de Título (inédito), Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, 177 p.
- Rebolledo, S., Charrier, R. 1994. Evolución del basamento paleozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31-32° S). *Andean Geology*, 21(1), p. 55-69.
- Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C., Moscoso, R. 1988. El basamento del Valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los andes chileno-argentinos. *Andean Geology*, 15(2), p. 126-149.
- Richter, P., Ring, U., Willner, A.P., Leiss, B. 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance. *Journal of the Geological Society of London*, 164(1), p. 203-214.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Puig, A. 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32°S latitud sur, Chile. *Andean Geology*, 24, p. 63-74.
- Rivano, S., Sepúlveda, P. 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo, número 69. Carta Geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D. 1991. Hoja Quillota y Portillo, Región de Valparaíso, número 73. Carta Geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M., Calderón, S., Charrier, R., Hoffman, D. 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33°-35,5°S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology*, 41(3), p. 529-557.
- Rubatto, D., Gebauer, D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. *En: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (eds), Cathodoluminescence in Geosciences. Springer, Berlin, p. 373-400.*
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M., Castro, C.E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, p. 48-69.
- Sawka, W.N. 1988. REE and trace element variation in accessory minerals and hornblende from the strongly zoned McMurry Meadows Pluton, California. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 79(2-3), p. 157-168.
- Shand, S.J. 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* 2<sup>nd</sup> ed, New York, John Wiley & Sons, 444 p.

- Shnukov, S.E., Andreev, A.V., Savenok, S.P. 1997. Admixture elements in zircons and apatites: a tool for provenance studies of terrigenous sedimentary rocks. European Union of Geosciences (EUG 9), 23–24 March 1997, Strasbourg, Abstract 65/ 4P16:597.
- Sigoña, P., Charrier, R., Muñoz, M., Tapia, F., Farías, M. 2015. Petrología y geocronología de enclaves graníticos del Paleozoico superior en diques mesozoicos en el sector costero del Norte chico (31°30'S), Chile. En: XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile, Actas digitales.
- Söderlund, U, Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Isachsen, C.E. 2004. The <sup>176</sup>Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions Earth Planet. Science Letters, 219(3), p. 311–324.
- Solari, L.A., Tanner, M. 2001. UPb.age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 28(1), p. 83-91.
- Soto, M. F. 2013. Pressure-Temperature-Time paths of the Limón Verde Metamorphic Complex, Chile. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 132 pp.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds), Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London, London, 42(1), p. 313-345.
- Sundt, L. 1897. Una formación calcárea y fosolífera cerca de la desembocadura del río Choapa. Sociedad Nacional de Minería (Chile). Boletín, 9(4), p.139-141.
- Sylvester, P. J. 1989. Post-collisional alkaline granites. The Journal of Geology, 97, p. 261–280
- Thiele, R., Hervé, F. 1984. Sedimentación y Tectónica de antearco en los terrenos pre-andinos del Norte Chico. Andean Geology, 22, p.61-75.
- Tomlinson, A., Blanco, N., García, M., Baez, L., Alcota, H., Ladino, M., Pérez de Arce, C., Fanning, C.M., Martin, M. 2012. Permian exhumation of metamorphic complexes in the Calama area: evidence for flat-slab subduction in northern Chile during the San Rafael tectonic phase and origin of the Central Andean Gravity High. En: XIII Congreso Geológico de Chile, Antofagasta, Chile, Actas, p. 209-211.
- Vervoort, J. D., Blichert-Toft, J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(3), p. 533-556.
- Vicente, J. C. 1974. Geological cross section of the Andes between Santiago and Mendoza (33° Lat. S.). En: Symposium Andean and Antarctic Problems. International Association of Volcanology and Chemistry of Earth's Interior. Santiago, Chile, p. 1–10.
- Vilas, J. F., Valencio, D. A. 1978. Paleomagnetism of South American and African rocks and the age of the South Atlantic. Revista Brasileira de Geociências, 8(1), p. 3–10.
- Watson, E.B. 1996. Disolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. Geological Society of America Special Papers, 315, p. 43-56.



- Watson, E.B., Cherniak, D.J. 1997. Oxygen diffusion in zircon. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(3), p. 527-544.
- Whalen, J.B. 1985. Geochemistry of an island-arc plutonic suite: the Uasilau-Yau Yau intrusive complex, New Britain, PNG. *Journal of Petrology*, 26(3), p. 603-632.
- Whalen J, B., Currie K. L., Chappell B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), p. 407-419.
- White, A. J. R. 1979. Sources of granite magmas. En: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 11, 539 p.
- White, A.J.R., Chappell, B.W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoirs*, 159, p. 21-34.
- Willner, A. P. 2005. Pressure–temperature evolution of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North–Central Chile (34°–35°30' S). *Journal of Petrology*, 46(9), p. 1805-1833.
- Willner, A.P., Thomson, S.N., Kröner, A., Wartho, J.A., Wijbrans, J., Hervé, F. 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of an Upper Paleozoic paired metamorphic belt in Central Chile (34°–35°30'S). *Journal of Petrology*, 46, p. 1835–1858.
- Willner, A.P., Gerdes, A., Massonne, H.J. 2008. History of cristal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29-36 °S revealed by a U-Pb and Lu-Fm. Huentelauquén isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*, 253(3), p. 114-129.
- Willner, A.P., Massonne, H.-J., Ring, U., Sudo, M., Thomson, S.N. 2012. P-T evolution and timing of a late Palaeozoic fore-arc system and its heterogeneous Mesozoic overprint in north-central Chile (latitudes 31°-32°S). *Geological Magazine*, 149(02), p. 177-207.
- Winkler, H.G.F. 1976. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York, Springer-Verlag, 347 p.

# **ANEXOS**

## ANEXO I: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

En este anexo se presentan las descripciones petrográficas en lámina delgada de los Esquistos grises de Punta Claditas, del dique máfico y de los enclaves estudiados. Estas descripciones fueron realizadas en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y las microfotografías presentadas fueron tomadas en el Laboratorio de Microscopía del Servicio Nacional de Geología y Minería.

Del total de 17 cortes transparentes, 7 corresponden a los enclaves, 6 al dique máfico, 1 al contacto entre ambas litologías y 3 de los esquistos grises.

Este anexo se divide en 3 partes: la primera corresponde a las descripciones de los enclaves, la segunda a las del dique y la última a las de los esquistos grises.

Las abreviaturas utilizadas para denominar los distintos minerales en las microfotografías, tanto en el texto como en los anexos, son las recomendadas por Kretz (1983), excepto las marcadas con \*.

|             |               |              |             |
|-------------|---------------|--------------|-------------|
| <b>Ab</b>   | Albita        | <b>Op</b>    | Opaco       |
| <b>Act</b>  | Actinolita    | <b>Or</b>    | Ortoclasa   |
| <b>Bt</b>   | Biotita       | <b>Pl</b>    | Plagioclasa |
| <b>Chl</b>  | Clorita       | <b>Px*</b>   | Piroxeno    |
| <b>Cpx</b>  | Clinopiroxeno | <b>Qtz</b>   | Cuarzo      |
| <b>Ep</b>   | Epidota       | <b>Rt</b>    | Rutilo      |
| <b>Hbl</b>  | Hornblenda    | <b>Ser*</b>  | Sericita    |
| <b>Jd</b>   | Jadeita       | <b>Sme*</b>  | Esmectita   |
| <b>Lm</b>   | Limonita      | <b>Ttn</b>   | Titanita    |
| <b>Mca*</b> | Mica          | <b>Wmca*</b> | Mica Blanca |
| <b>Mc</b>   | Microclina    | <b>Zrn</b>   | Circón      |

La escala del tamaño de grano considerado en este trabajo es la propuesta por Hibbard (1985):

- Grano muy grueso: >50 mm
- Grano grueso: 5-50 mm
- Grano medio: -5 mm
- Grano fino: <1 mm (reconocibles)
- Grano muy fino: >0.01 a <0.1 mm
- Vidrio: vidrio a <0.01

## PRIMERA PARTE: ENCLAVES GRANÍTICOS

### MUESTRA S 6A:

|                                   |   |  |
|-----------------------------------|---|--|
| <b>Clasificación petrográfica</b> | Sienogranito a monzogranito   |  |
| <b>Textura</b>                    | Fanerítica, de grano grueso. Localmente porfírica, inequigranular, con fenocristales de hasta 1 cm y masa fundamental menor a 0.3 mm. |  |

|                                    |
|------------------------------------|
| <b>Observaciones microscópicas</b> |
|------------------------------------|

#### Fenocristales: 75%

| Mineral     | %  | Descripción general   |
|-------------|----|---|
| Plagioclasa | 22 | (>0.5 cm) subhedral tabular. Los cristales de plagioclasa están fuertemente alterados a arcillas, limonita, oxi-hidróxidos de Fe y, más moderadamente, a clorita-esmectita y epidota. La macla polisintética de algunas plagioclasas está deformada, lo que evidencia deformación intracrystalina.                        |
| Cuarzo      | 26 | (>0.5 cm) anhedral, con evidencias de deformación intracrystalina, como extinción ondulosa, migración de bordes, formación de subgranos y deformación lamelar. Además, presenta bordes de reabsorción y embahiamientos muy sutiles. Algunos granos están cortados por fracturas rellenas con arcilla, clorita y epidota.  |
| Ortoclase   | 15 | (>0.5 cm) anhedral, con textura peritítica. Intensamente alterada a arcillas y feldespatos secundarios, tanto en el centro como en los bordes, desde donde nacen nuevos cristales arcillosos, dándole a los granos de ortoclase un aspecto de plumero. Además, está moderadamente alterada a epidota y clorita-esmectita. |
| Microclina  | 8  | (>0.5 cm) subhedral a anhedral, algunos granos presentan textura peritítica. Tienen alteración moderada a arcillas. En general, los granos están bien conservados   |
| Máficos     | 4  | Totalmente reemplazados por epidota, que además, se ubica en el borde de granos. No existen evidencias que permitan distinguir qué mineral máfico primario es el reemplazado.   |

#### Masa fundamental: 25%

| Mineral     | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia   |
|-------------|----|--|
| Plagioclasa | 15 | Subhedral tabular (<0.3 mm), dispuestos aleatoriamente; alterada moderadamente a arcillas, clorita y epidota.                      |
| Ortoclase   | 2  | Anhedral (<0.3 mm); disgregados, probablemente, de los fenocristales de ortoclase, producto de la interacción con el dique máfico. |
| Cuarzo      | 3  | Anhedrales (<0.3 mm). disgregados, probablemente, de los fenocristales de cuarzo, producto de la interacción con el dique máfico.. |
| Rutilo      | 1  | Subhedrales (<0.3 mm), diseminados; algunos granos tienen bordes de titanita.  |
| Epidota     | 1  | Anhedrales a subhedrales (<0.3 mm), diseminados.   |
| Clorita     | 1  | Subhedrales (<0.3 mm), diseminado.   |
| Actinolita  | 1  | Subhedrales a euhedrales (<0.3 mm), diseminado, con hábito acicular alargado.  |

#### Minerales accesorios

| Mineral | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia |
|---------|----|--|
| Zircón  | tr | Euhedral prismático (<0.1 mm), diseminado.     |

#### Minerales Alteración

| Mineral                 | %  | Características/Modo de ocurrencia  |
|-------------------------|----|---|
| Arcillas                | 60 | Se disponen como agregados criptocristalino en los granos de feldespato o en los bordes de grano de estos, rodeándolos, como agujas largas saliendo de estos cristales. |
| Feldespatos secundarios | 30 | Se disponen en los bordes de grano de los feldespatos, creciendo a expensas de estos  |
| Epidota                 | 10 | Subhedrales a euhedrales, dispuestos aleatoriamente en la masa fundamental y como reemplazo total de fenocristales máficos del enclave en los bordes de grano           |

|                      |    |  |
|----------------------|----|--|
| Oxi-hidróxidos de Fe | tr | Agregado criptocristalino impregnando a los demás minerales            |
| Clorita              | tr | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando principalmente a la plagioclasa. |
| Clorita-esmectita    | tr | Agregado criptocristalino diseminado.                                  |

**Minerales Opacos**

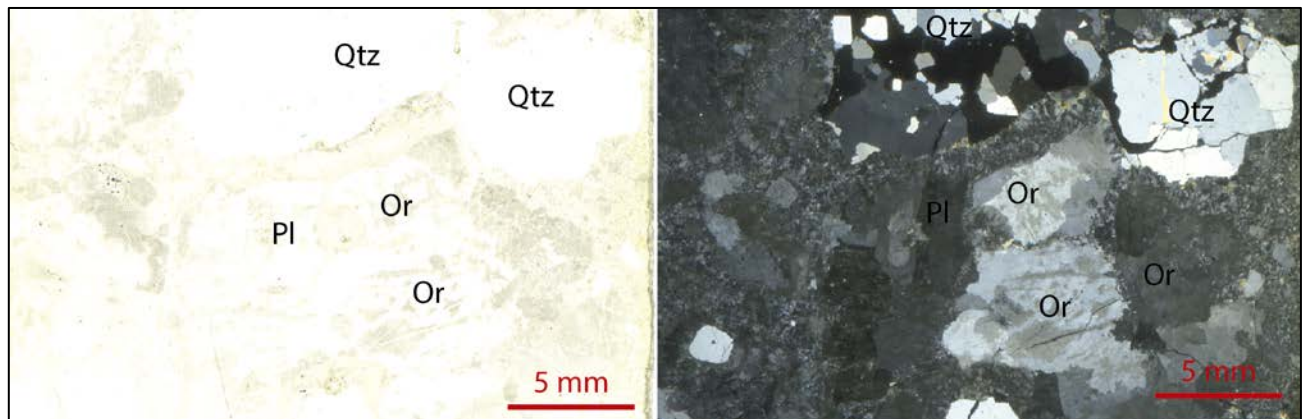
| Mineral        | % | Características/Modo de ocurrencia            |
|----------------|---|---|
| Indeterminados | 3 | Anhedrales y subhedral (<0.5 mm); diseminados |

**Estructuras**

| Vetillas / Agregados | Espesor/Tamaño | Características/Modo de ocurrencia   |
|----------------------|----------------|--|
| Vetillas             | <1 mm          | Discontinuas, polidireccionales y sinuosas, rellenas con esmectita y jarosita. |

**Observaciones megascópicas/ microscópicas**

Roca de color pardo verdoso, con textura fanerítica, de grano grueso. Microscópicamente se observa una textura porfírica, cuyos fenocristales están agrupados presentando textura fanerítica. Se compone de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (microclina y ortoclasa). Macroscópicamente, muestra unas aureolas alrededor de los feldespatos, que aíslan a los granos de cuarzo. Estas aureolas se componen de arcillas y feldespatos secundarios. En estas mismas zonas es posible observar textura mirmequítica y granofírica. Los fenocristales muestran, en general, evidencias de deformación intracristalina, como deformación lamelar, recristalización y formación de subgranos. La masa fundamental muestra un arreglo intergranular compuesto principalmente por plagioclasa, epidota, clorita y óxidos de Fe-Ti, y en menor proporción, por ortoclasa y cuarzo.



**FIGURA I. 1: MICROFOTOGRAFÍA DE LA MUESTRA S 6A A NICOLES PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOLES CRUZADOS (DERECHA). SE PUEDEN OBSERVAR LOS CÚMULOS DE CRISTALES DE QTZ, PL Y OR SEPARADOS POR ZONAS ARGILIZADAS O DE MASA FUNDAMENTAL.**

**MUESTRA S 6B:**

|                             |  |  |
|-----------------------------|--|--|
| Clasificación petrográfica  | Sienogranito a monzogranito  |  |
| Textura                     | Textura porfírica inequigranular, con fenocristales de hasta 1 cm y masa fundamental menor a 0.3 mm y una aglomeración de cristales de cuarzo y feldespatos, que a su vez muestran una textura fanerítica, equigranular, alotromórfica |  |
| Observaciones microscópicas |  |  |

**Fenocristales: 80%**

| Mineral     | %  | Descripción general  |
|-------------|----|--|
| Plagioclasa | 20 | Subhedral tabular (>0.5 cm), con evidencias de deformación intracristalina, ya que muestran una macla polisintética deformada. Los granos están intensamente alterados a arcillas, donde estos minerales se disponen alrededor de las plagioclasas, en fracturas o agujeros. Además, se encuentra alterada, moderadamente, a clorita-esmectita, oxi-hidróxidos de Fe, limonita y epidota.  |
| Cuarzo      | 30 | Anhedral (>0.5 cm), con evidencias de deformación intracristalina como migración de bordes, extinción ondulosa, recristalización, formación de subgranos y deformación lamelar. Además, contiene fracturas polidireccionales, rellenas con epidota, clorita-esmectita, jarosita, cuarzo recristalizado y arcillas. Existe una importante recristalización de cuarzo, formando subgranos en bordes de grano y en la masa fundamental. |
| Ortoclase   | 25 | Anhedral (>0.5 cm), con textura peritética y evidencias de deformación intracristalina, mostrando levemente deformación lamelar, y formación de subgranos. Intensamente alterada a arcillas, dispuesta en forma radial alrededor de los granos, pero también relleno espacios dentro de estos. Más moderadamente, la ortoclase se encuentra alterada a epidota, clorita-esmectita y oxi-hidróxidos de Fe.                            |
| Máficos     | 5  | (<0.5 cm). Los máficos primarios están reemplazados totalmente por epidota.  |

**Masa fundamental: 20%**

| Mineral     | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia   |
|-------------|----|--|
| Plagioclasa | 11 | Subhedral tabular (<0.3 mm); alterada parcialmente a arcillas.   |
| Ortoclase   | 2  | Anhedral (<0.3 mm); disgregados, probablemente, de los fenocristales de ortoclase, producto de la interacción con el dique máfico. |
| Cuarzo      | 3  | Anhedrales (<0.3 mm); disgregados, probablemente, de los fenocristales de cuarzo, producto de la interacción con el dique máfico.  |
| Clorita     | 1  | Subhedral (<0.3 mm) acicular   |
| Actinolita  | 1  | Subhedral (<0.3 mm) acicular alargado  |
| Epidota     | 1  | Anhedrales a subhedrales (<0.3 mm), diseminados.   |
| Rutilo      | 1  | Anhedrales a subhedrales (<0.31 mm), diseminados.  |

**Minerales accesorios**

| Mineral | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia |
|---------|----|--|
| Zircón  | tr | Euhedral prismático (<0.1 mm), diseminado.     |

**Minerales Alteración**

| Mineral                 | %  | Características/Modo de ocurrencia   |
|-------------------------|----|--|
| Arcillas                | 10 | Se encuentra como agregado criptocristalino alterando a toda la roca, o como agujas rodeando a los feldespatos, en el contacto de grano entre estos, o relleno espacios dentro de estos granos |
| Feldespatos secundarios |    | Se disponen alrededor de los feldespatos primarios o entre estos.  |
| Epidota                 | tr | Anhedral (<1 mm) alterando principalmente a la plagioclasa y máficos primarios.  |
| Clorita                 | tr | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando principalmente a la plagioclasa y máficos primarios  |
| Clorita-esmectita       | tr | Agregado criptocristalino diseminado.  |
| Oxi-hidróxidos de Fe    | 5  | Agregado criptocristalino impregnando a los demás minerales.   |

**Minerales Opacos**

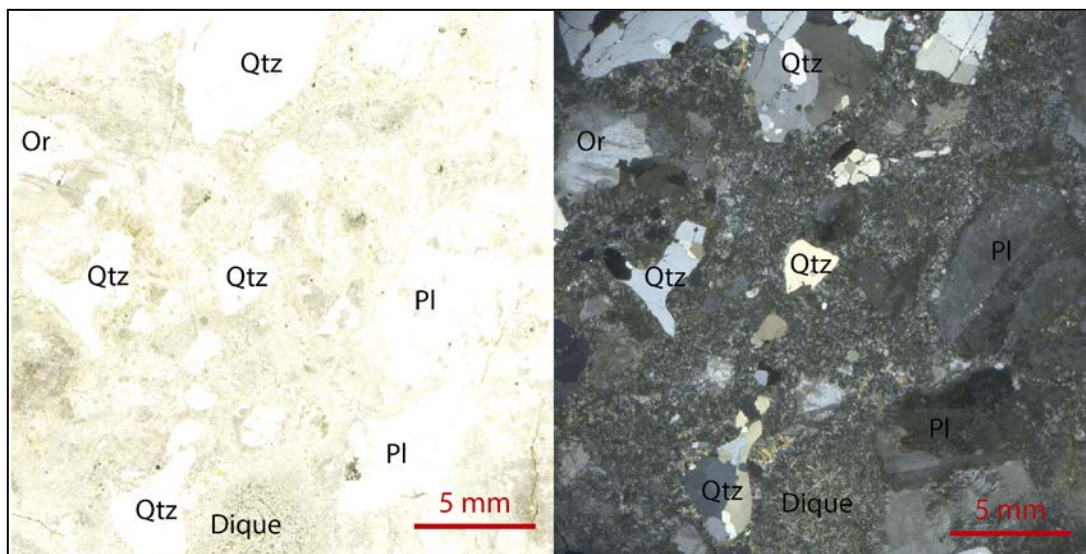
| Mineral        | % | Características/Modo de ocurrencia  |
|----------------|---|-------------------------------------|
| Indeterminados | 8 | Anhedrales y subhedrales (<0.5 mm). |

**Estructuras**

| Vetillas / Agregados | Espesor/Tamaño | Características/Modo de ocurrencia                                 |
|----------------------|----------------|--|
| Vetillas             | <1 mm          | Discontinuas, polidireccionales y sinuosas, rellenas con jarosita. |

**Observaciones megascópicas/ microscópicas**

Roca de color pardo, con textura porfírica, inequigranular y con aglomeración de fenocristales de cuarzo, ortoclasa y plagioclasa, que, a su vez, muestran un textura fanerítica, equigranular, alotromórfica. La razón fenocristales/masa fundamental es 80/20. Los fenocristales primarios se componen de cuarzo, plagioclasa y ortoclasa. Los feldespatos están intensamente alterados a arcillas y feldespatos secundarios que se disponen rodeando los cristales o rellenando espacios dentro de estos. Los máficos están totalmente reemplazados por epidota. Además, existen evidencias de recristalización de cuarzo y deformación intracristalina. Sin embargo, aún es posible observar texturas primarias como granofírica y mirmequítica. La masa fundamental muestra un arreglo intergranular de plagioclasa, epidota, clorita y óxidos de Fe-Ti, además de ortoclasa y cuarzo, en menor proporción.



**FIGURA I. 2: MICROFOTOGRAFÍA DE LA MUESTRA S 6B A NICOLES PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOLES CRUZADOS (DERECHA). SE PUEDE OBSERVAR UNA MAYOR ABUNDANCIA DE MASA FUNDAMENTAL, QUE AISLA AUN MÁS LOS FENOCRISTALES DE QTZ, PL Y OR.**

### MUESTRA S 10

|                                    |   |  |
|------------------------------------|---|--|
| <b>Clasificación petrográfica</b>  | Sienogranito a monzogranito   |  |
| <b>Textura</b>                     | Textura porfírica inequigranular, con fenocristales de hasta 1 cm y masa fundamental menor a 0.3 mm y una aglomeración de fenocristales cristales de cuarzo y feldespatos, que a su vez, muestran una textura fanerítica, equigranular, alotromórfica |  |
| <b>Observaciones microscópicas</b> |   |  |

**Fenocristales: 80%**

| Mineral     | %  | Descripción general  |
|-------------|----|--|
| Plagioclasa | 30 | Subhedral tabular (>1 cm), con evidencias de deformación intracristalina, ya que muestran una macla polisintética deformada. Los granos están intensamente alterados a arcillas, donde estos minerales se disponen alrededor de las plagioclasas, en fracturas o agujeros. Además, se encuentra alterada, moderadamente, a clorita-esmectita, oxi-hidróxidos de Fe, limonita y epidota.  |
| Cuarzo      | 32 | Anhedral (<1 cm), con evidencias de deformación intracristalina como migración de bordes, extinción ondulosa, recristalización, formación de subgranos y deformación lamelar. Además, contiene fracturas polidireccionales, rellenas con arcillas, principalmente, y epidota, clorita-esmectita, jarosita y cuarzo recristalizado. Existe una importante recristalización de cuarzo, formando "caminitos" en bordes de grano y en la masa fundamental. |
| Ortoclasa   | 18 | Anhedral (<1 cm), con textura pertítica y evidencias de deformación intracristalina, mostrando levemente deformación lamelar, y formación de subgranos. Intensamente alterada a arcillas, dispuesta en forma radial alrededor de los granos, pero también rellenoando espacios dentro de estos. Más moderadamente, la ortoclasa se encuentra alterada a epidota,   |



|         |   |   |
|---------|---|---|
|         |   | clorita-esmectita, oxi-hidróxidos de Fe y sericita.                         |
| Máficos | 5 | (<0.5 cm). Los máficos primarios están reemplazados totalmente por epidota. |

**Masa fundamental: 20%**

| Mineral     | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia  |
|-------------|----|---|
| Plagioclasa | 11 | Subhedral tabular (<0.5 mm); alterada parcial o totalmente a arcillas, mostrando un hábito radial y suycio, y en otras, viéndose más limpia y fresca. |
| Ortoclase   | 2  | Anhedral (<1 mm); disgregados, probablemente, de los fenocristales de ortoclase, producto de la interacción con el dique máfico.                      |
| Cuarzo      | 3  | Anhedrales (<0.1 mm). disgregados, probablemente, de los fenocristales de cuarzo, producto de la interacción con el dique máfico.                     |
| Clorita     | 1  | Subhedral (<0.1 mm) acicular  |
| Actinolita  | 1  | Subhedral (<0.1 mm) acicular alargado   |
| Epidota     | 1  | Anhedrales a subhedrales (<0.1 mm), diseminados.  |
| Rutilo      | 1  | Anhedrales a subhedrales (<0.1 mm), diseminados.  |

**Minerales accesorios**

| Mineral | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia |
|---------|----|--|
| Zircón  | tr | Euhedral prismático (<0.1 mm), diseminado.     |

**Minerales Alteración**

| Mineral                 | %  | Características/Modo de ocurrencia   |
|-------------------------|----|--|
| Arcillas                | 10 | Se encuentra como agregado criptocristalino reemplazando a toda la roca, o como agujas rodeando a los feldespatos, en el contacto de grano entre estos, o rellenando espacios dentro de estos granos |
| Feldespatos secundarios |    | Se disponen alrededor de los feldespatos primarios o entre estos.  |
| Epidota                 | tr | Anhedral (<0.1 mm) alterando principalmente a la plagioclasa y máficos primarios.  |
| Clorita                 | tr | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando principalmente a la plagioclasa y máficos primarios.   |
| Clorita-esmectita       | tr | Agregado criptocristalino diseminado.  |
| Oxi-hidróxidos de Fe    | 5  | Agregado criptocristalino impregnando a los demás minerales.   |

**Minerales Opacos**

| Mineral        | % | Características/Modo de ocurrencia  |
|----------------|---|-------------------------------------|
| Indeterminados | 8 | Anhedrales y subhedrales (<0.5 mm). |

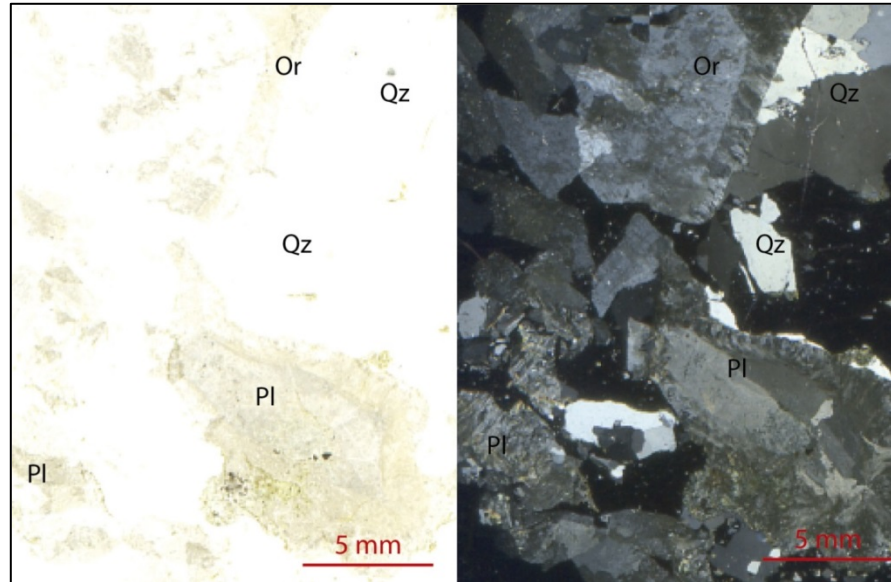
**Estructuras**

| Vetillas / Agregados | Espesor/Tamaño | Características/Modo de ocurrencia                                 |
|----------------------|----------------|--|
| Vetillas             | <1 mm          | Discontinuas, polidireccionales y sinuosas, rellenas con jarosita. |

**Observaciones megascópicas/ microscópicas**

Roca de color pardo, con textura porfírica, inequigranular y con una agrupación de fenocristales de cuarzo, ortoclase y plagioclasa que a su vez, muestran una textura fanerítica, equigranular, alotromórfica. La razón fenocristales/masa fundamental es 80/20. Los fenocristales primarios se componen de cuarzo, plagioclasa y ortoclase. La roca presenta una fuerte argilización, evidenciada en los feldespatos, que están intensamente alterados a arcillas y feldespatos secundarios, que se disponen rodeando los cristales o rellenando espacios dentro de estos. Los máficos están totalmente reemplazados por epidota. Además, existen evidencias de recristalización de cuarzo y ortoclase y deformación intracristalina, tanto en cuarzo

como en feldespatos. Sin embargo, aún es posible observar texturas primarias como granofírica y mirmekítica, especialmente en el borde entre cristales.



**FIGURA I. 3: MICROFOTOGRAFÍA DE LA MUESTRA S 10 A NICOL PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOL CRUZADOS (DERECHA). SI BIEN EL CORTE NO ESTÁ EN MUY BUENAS CONDICIONES (TIENE ESPACIOS RELLENOS CON BÁLSAMO), AÚN SE PUEDE OBSERVAR LA TEXTURA FANERÍTICA ENTRE FENOCRISTALES, EN LA ZONA SUPERIOR, CON UN MAYOR CONTENIDO DE MASA FUNDAMENTAL O ARCILLAS HACIA LA ZONA INFERIOR, AUNQUE ESTE CONTENIDO ES BASTANTE PEQUEÑO.**

**MUESTRA PS 7:**

|                                    |   |  |
|------------------------------------|---|--|
| <b>Clasificación petrográfica</b>  | Sienogranito a monzogranito   |  |
| <b>Textura</b>                     | Textura porfírica inequigranular, con fenocristales cristales de cuarzo y feldespatos agrupados y, que a su vez, muestran una textura fanerítica, equigranular y alotromórfica entre sí. El tamaño de fenocristales varía entre 8-10 mm y el de fenocristales es <1 mm. |  |
| <b>Observaciones microscópicas</b> |   |  |

**Fenocristales: 85%**

| Mineral     | %  | Descripción general  |
|-------------|----|--|
| Plagioclasa | 28 | Subhedral tabular (>1 cm), con evidencias de deformación intracristalina, ya que muestran una macla polisintética deformada, curva y no concordante entre sí. Los granos están intensamente alterados a arcillas, donde estos minerales se disponen alrededor de las plagioclasas, en fracturas o agujeros. Además, se encuentra alterada moderadamente a clorita-esmectita, oxi-hidróxidos de Fe, limonita y epidota.   |
| Cuarzo      | 35 | Anhedral (<1 cm), con evidencias de deformación intracristalina como migración de bordes, extinción ondulosa, recristalización, formación de subgranos y deformación lamelar. Además, contiene fracturas polidireccionales, rellenas con arcillas, principalmente, y epidota, clorita-esmectita, jarosita y cuarzo recristalizado y englobamientos de masa fundamental, principalmente de feldespatos y epidota. Existe una importante recristalización de cuarzo, formando "caminitos" en bordes de grano y en la masa fundamental. |
| Ortoclasa   | 28 | Anhedral (<1 cm), con textura perfitica y evidencias de deformación intracristalina, mostrando levemente deformación lamelar, y formación de subgranos. Intensamente alterada a arcillas, dispuesta en forma radial alrededor de los granos, pero también relleno espacios dentro de estos. Más moderadamente, la ortoclasa se encuentra alterada a epidota, clorita-esmectita, oxi-hidróxidos de Fe y sericita.   |
| Microclina  | 4  | Subhedral a anhedral (<0.8 cm), algunos granos presentan textura perfitica. Tienen alteración moderada a arcillas. En general, los granos están bien conservados   |
| Máficos     | 5  | (<0.5 cm). Los máficos primarios están reemplazados totalmente por epidota.  |

**Masa fundamental: 15%**

| Mineral     | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia  |
|-------------|----|---|
| Plagioclasa | 14 | Subhedral tabular (<0.5 mm); alterada parcial o totalmente a arcillas, mostrando un hábito radial y suycio, y en otras, viéndose más limpia y fresca. |
| Ortoclase   | 2  | Anhedral (<1 mm); disgregados, probablemente, de los fenocristales de ortoclase, producto de la interacción con el dique máfico.                      |
| Cuarzo      | 1  | Anhedrales (<0.1 mm). disgregados, probablemente, de los fenocristales de cuarzo, producto de la interacción con el dique máfico.                     |
| Clorita     | 1  | Subhedral (<0.1 mm) acicular  |
| Actinolita  | 1  | Subhedral (<0.1 mm) acicular alargado   |
| Epidota     | 1  | Anhedrales a subhedrales (<0.1 mm), diseminados.  |
| Rutilo      | 1  | Anhedrales a subhedrales (<0.1 mm), diseminados.  |

**Minerales accesorios**

| Mineral | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia |
|---------|----|--|
| Zircón  | tr | Euhedral prismático (<0.1 mm), diseminado.     |

**Minerales Alteración**

| Mineral                 | %  | Características/Modo de ocurrencia   |
|-------------------------|----|--|
| Arcillas                | 10 | Se encuentra como agregado criptocristalino reemplazando a toda la roca, o como agujas rodeando a los feldespatos, en el contacto de grano entre estos, o rellenando espacios dentro de estos granos |
| Feldespatos secundarios |    | Se disponen alrededor de los feldespatos primarios o entre estos.  |
| Epidota                 | tr | Anhedral (<0.1 mm) alterando principalmente a la plagioclasa y máficos primarios.  |
| Clorita                 | tr | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando principalmente a la plagioclasa y máficos primarios  |
| Clorita-esmectita       | tr | Agregado criptocristalino diseminado.  |
| Oxi-hidróxidos de Fe    | 5  | Agregado criptocristalino impregnando a los demás minerales.   |

**Minerales Opacos**

| Mineral        | % | Características/Modo de ocurrencia  |
|----------------|---|-------------------------------------|
| Indeterminados | 8 | Anhedrales y subhedrales (<0.5 mm). |

**Observaciones megascópicas/ microscópicas**

Roca de color pardo, con textura porfírica, inequigranular y con una agrupación de fenocristales de cuarzo, ortoclase y plagioclasa que, a su vez, muestran un textura fanerítica, equigranular, alotromórfica. La razón fenocristales/masa fundamental es 80/20. Los fenocristales primarios se componen de cuarzo, plagioclasa, ortoclase y microclina. La roca presenta una fuerte argilización, evidenciada en los feldespatos, que están intensamente alterados a arcillas y feldespatos secundarios, que se disponen rodeando los cristales o rellenando espacios dentro de estos. Los máficos están, además, totalmente reemplazados por epidota. También existen evidencias de deformación intracristalina, tanto en el cuarzo como en feldespatos. Sin embargo, aún es posible observar texturas primarias como granofítica y mirmequítica, especialmente en el borde entre cristales. Macroscópicamente, estos bordes de grano aparecen como aureolas alrededor de los feldespatos, aislando a los cristales de cuarzo. Estas aureolas son formadas por el contacto entre arcillas provenientes de distintos granos de feldespatos y por estas texturas de intercrecimiento. La masa fundamental muestra un arreglo intracristalino compuesto por plagioclasa, epidota, clorita-esmectita, actinolita y óxidos de Fe-Ti, principalmente, y en menor proporción, se pueden observar pequeños cristales de feldespatos y cuarzo. Además, existen zonas muy similares a la litología, textura y composición del dique, que se traduce en una zona cercana al contacto entre litologías.

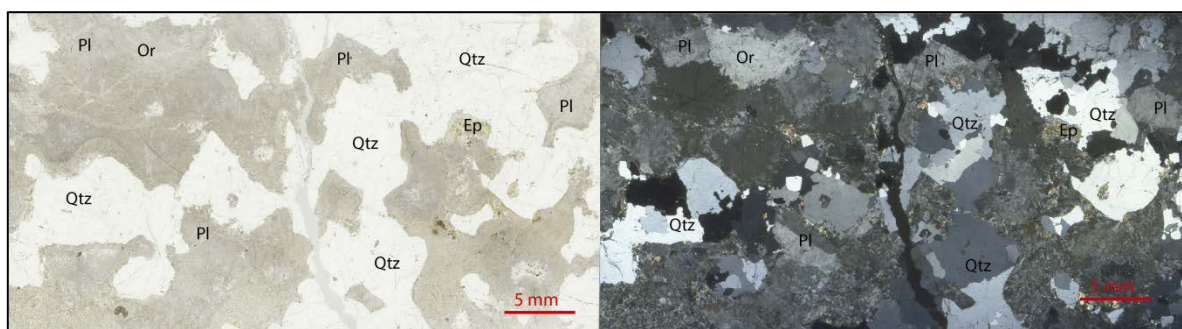


FIGURA I. 4: MICROFOTOGRAFÍA DE LA MUESTRA Ps7 A NICOLÉS PARALELOS (IZQUIERDA) Y CRUZADOS (DERECHA). SE PUEDE OBSERVAR CON CLARIDAD LA TEXTURA FANÉRITICA, QUE EN SU BORDE MÁS INFERIOR PASA A MOSTRAR TEXTURA MÁS PORFÍRICA. ADEMÁS, ES POSIBLE VER CRISTALES DE EPIDOTA EN EL BORDE DE GRANO.

### MUESTRA PS 8:

|  |                        |                 |                |
|--|------------------------|-----------------|----------------|
| <b>Clasificación petrográfica</b>  | Monzogranito porfírico |                 |                |
| <b>Textura</b>   |                        | <b>Fxx:</b> 10% | <b>Mf:</b> 90% |
| Porfírica, inequigranular, de grano grueso a muy fino, cuyos fenocristales se disponen formando glomérulos con textura porfírica, de cuarzo y glomérulos con textura porfírica de feldespatos. |                        |                 |                |
| <b>Observaciones microscópicas</b>   |                        |                 |                |

#### Fenocristales: 90%

| Mineral     | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia   |
|-------------|----|--|
| Plagioclasa | 20 | Euhedral a subhedral tabular (<1 cm). Dispuesta en contacto con ortoclasa, formando entre ellas una textura fanerítica. Con alteración intensa a arcillas y mica blanca, aunque aún es posible ver su macla. Las arcillas se disponen en todo el cristal y/o alrededor de este, dándole un aspecto de plumero.   |
| Ortoclasa   | 30 | Anhedral (<2 cm). Dispuesta en contacto con plagioclasas, formando una textura fanerítica. Algunas conservan textura peritítica. Está moderadamente altera a sericita, epidota y clorita e intensamente a arcillas, que pueden dar un aspecto de plumero a la ortoclasa, ya que se disponen a su alrededor de manera radial.                                   |
| Cuarzo      | 37 | Anhedral (<2 cm). Dispuesto de manera aislada de los otros feldespatos, por la masa fundamental. Forma, junto con otros granos de cuarzo, una masa fanerítica. Algunos presentan formación de subgranos y deformación lamelar leve. Contiene, además, burbujas de masa fundamental en su interior o fracturas rellenas con arcillas y epidota, principalmente. |
| Máficos     | 3  | Subhedral (<0.5 cm). Reemplazo total por epidota y clorita.  |

#### Masa fundamental: 10%

| Mineral           | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia                 |
|-------------------|----|--|
| Plagioclasa       | 62 | Subhedral tabular (<0.3 cm), intensamente alterada a arcillas. |
| Clorita-esmectita | 8  | Subhedral micáceos (<0.1 mm).                                  |
| Epidota           | 5  | Euhedral a subhedral (<1 mm).                                  |
| Actinolita        |    | Subhedral, con hábito acicular, alargado (<1 mm)               |

#### Minerales accesorios

| Mineral | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia |
|---------|----|--|
| Zircón  | Tr | Euhedral prismático (<0.1 mm), disseminado.    |

#### Minerales Alteración (incluye minerales introducidos por hidrotermalismo y supérgenos).

| Mineral    | %  | Características/Modo de ocurrencia   |
|------------|----|--|
| Actinolita | 7  | Anhedral y subhedral prismática, en ocasiones radial (<0.4 mm), pervasiva. |
| Epidota    | tr | Anhedral (<0.1 mm) alterando principalmente a la plagioclasa.              |

|                   |    |  |
|-------------------|----|--|
| Clorita           | tr | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando principalmente a la plagioclasa.                   |
| Clorita-esmectita | tr | Agregado criptocristalino diseminado.  |
| Cuarzo            | 4  | Anhedral (<0.8 mm), relleno de vetillas.   |
| Sericita          | tr | Agregado hojoso alterando a las plagioclasas.  |
| Arcillas          | 10 | Agregado criptocristalino reemplazando a la plagioclasa.                                 |
| Limonitas         | 5  | Agregado criptocristalino impregnando a los demás minerales (principalmente actinolita). |

#### Minerales Opacos

| Mineral        | % | Características/Modo de ocurrencia   |
|----------------|---|--|
| Indeterminados | 8 | Anhedrales y subhedrales (<0.5 mm); diseminados y como relleno de vetillas; descritos en 438-a_CP. |

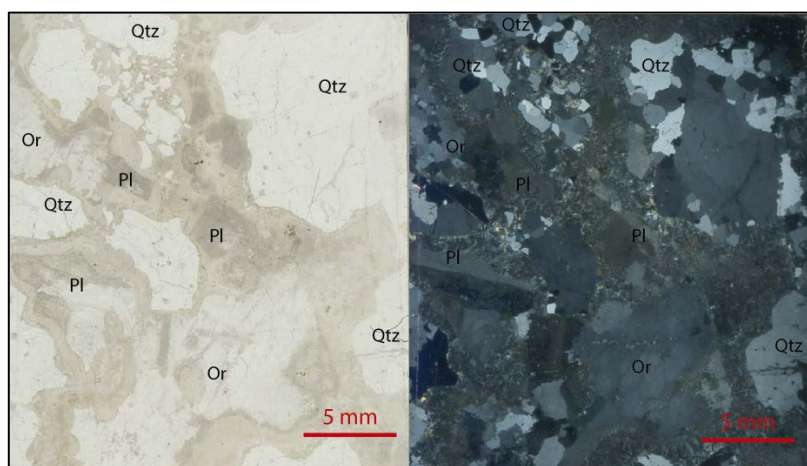
#### Estructuras

| Vetillas / Agregados | Espesor/Tamaño | Características/Modo de ocurrencia  |
|----------------------|----------------|---|
| Vetillas             | 1-1.2 mm       | Ligeramente sinuosas, continuas, de bordes nítidos, sin halo y rellenas de cuarzo con menor proporción de actinolita, minerales opacos, limonitas y ceolitas. |

#### Observaciones megascópicas/ microscópicas

Roca de color verde parduzco, textura porfírica, inequigranular, cuyos fenocristales se disponen en glomérulos, mostrando una textura fanerítica entre ellos. Cada glomérulo se conforma o de cuarzo anhedral, algunos con formación de subgranos y deformación lamelar leve, o de plagioclasa y ortoclasa, ambas con alteración moderada a sericita e intensa a arcillas, que se disponen en pátina o en los bordes de grano, dándoles un aspecto de plumero. La masa fundamental se compone principalmente de plagioclasa, también alterada intensamente a arcillas, epidota, actinolita, clorita-esmectita y limonita. En los bordes de grano, entre feldespatos y cuarzo, se pueden encontrar feldespatos secundarios o arcillas, además de masa fundamental, o texturas de intercrecimiento, como mirmequítica y granofírica. De hecho, es posible observar a muestra de mano una textura gráfica. La roca presenta alteración general a arcillas, clorita-esmectita, epidota, actinolita y oxi-hidróxidos de Fe.

Además, presenta pequeñas vetillas, discontinuas y menores a <0.1 mm de clorita-esmectita. Epidota dispuesta en los bordes de grano



**FIGURA I. 5: MICROFOTOGRAFÍA DE LA MUESTRA PS8 A NICOLAS PARALELOS (IZQUIERDA) Y CRUZADOS (DERECHA), DONDE SE MUESTRAN LOS FENOCRISTALES DE CUARZO (AGRUPADOS ENTRE SÍ) Y LOS DE FELDESPATOS SEPARADOS POR LA MASA FUNDAMENTAL, DÁNDOLE UNA ASPECTO DE AUREOLAS. EN LA PARTE SUPERIOR SE PUEDEN OBSERVAR GRANOS DE TAMAÑO PEQUEÑO INTERCRECIDOS CON UNA MASA AHORA ARGILIZADA, QUE SE INTERPRETA COMO TEXTURA GRÁFICA.**

## SEGUNDA PARTE: DIQUE MÁFICO

### MUESTRA S 5 DIQUE CHICO:

|                                    |   |   |
|------------------------------------|---|---|
| <b>Clasificación petrográfica</b>  | Cuarzo diorita de hornblenda y clinopiroxeno  |   |
| <b>Textura</b>                     | Roca aplítica, levemente porfírica, hipidiomórfica, inequigranular, de grano fino (<2 mm). Presenta además textura poikilitica local, donde los cristales de ortoclasa son los oikocristales, textura ofítica local e intergranular en su masa fundamental. |   |
| <b>Observaciones microscópicas</b> |   |   |
| <b>Fenocristales: &lt;1%</b>       |   |   |
| <b>Mineral</b>                     | <b>%</b>  | <b>Descripción general</b>  |
| Plagioclasa                        | <1  | Euhedral a subhedral tabular (0.5 - 2 mm), moderadamente alterados a arcillas, clorita, clorita-esmectita, oxi-hidróxidos de Fe, limonita y epidota. Localmente, forma textura ofítica. |
| Ortoclasa                          | <<<1  | Anhedral (<1 mm), alterada levemente a arcilla, clorita y epidota. Se dispone como oikocristal, encerrando a cristales máficos reemplazados por clorita y epidota.                      |
| Clinopiroxeno                      | <1  | Subhedral (<0.5 mm). Solo es posible encontrar algunos fenocristales frescos. El resto está reemplazado por completo a epidota. Localmente, forma textura ofítica.                      |
| Hornblenda                         | <1  | Subhedral (<0.5 cm). La hornblenda primaria está completamente reemplazada a clorita y actinolita.  |

### Masa fundamental: >99%

| Mineral     | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia   |
|-------------|----|--|
| Plagioclasa | 53 | Subhedral tabular (<0.5 mm); alterada moderadamente a arcillas, clorita-esmectita, epidota y limonita. |
| Clorita     | 1  | Subhedral (<0.1 mm); acicular, reemplazando completamente a la hornblenda primaria.                    |
| Actinolita  | 1  | Subhedral (<0.1 mm); acicular alargado, reemplazando por completo a hornblenda primaria.               |
| Epidota     | 1  | Euhedral (<0.1 mm); reemplazando completamente a los piroxenos primarios.                              |
| Rutilo      | 1  | Anhedrales a subhedrales (<0.1 mm); diseminados.   |
| Cuarzo      | 7  | Anhedral (<1 mm); rellenando espacios.   |

### Minerales Alteración

| Mineral              | %  | Características/Modo de ocurrencia   |
|----------------------|----|--|
| Arcillas             | 10 | Se encuentra como agregado criptocristalino alterando a toda la roca o alterando particularmente a la plagioclasa. |
| Epidota              | tr | Euhedral (<0.1 mm) reemplazo total de máficos primarios (piroxeno).  |
| Clorita              | tr | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando a plagioclasa y reemplazo total de máficos primarios (hornblenda).           |
| Actinolita           |    | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando a plagioclasa y reemplazo total de máficos primarios (hornblenda).           |
| Clorita-esmectita    | tr | Agregado criptocristalino diseminado, alterando a toda la roca.  |
| Oxi-hidróxidos de Fe | 5  | Agregado criptocristalino impregnando a los demás minerales.   |

### Minerales Opacos

| Mineral        | % | Características/Modo de ocurrencia  |
|----------------|---|---|
| Indeterminados | 7 | Anhedrales y subhedrales (<0.5 mm), dispuestos aleatoriamente en la masa fundamental o formando cúmulos como fenocristales. |

### Observaciones megascópicas/ microscópicas

Roca isotrópica, holocristalina, levemente porfírica, de grano fino (<1 mm). La razón fenocristales/masa

fundamental es <1/99. Los fenocristales son de plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda, opacos y ortoclasa, como oikocristal. La masa fundamental se compone de cristales de plagioclasa, opacos, rutilo, cuarzo relleno de espacios y máficos completamente alterados a clorita, actinolita y epidota, que forman un arreglo intergranular entre ellos. No se observan cristales frescos de hornblenda, ya que estos se encuentran totalmente reemplazados por actinolita y clorita. La mayoría de los clinopiroxenos están reemplazados por epidota, quedando solo algunos relictos de estos. La roca tiene una alteración general a arcillas, clorita-esmectita y epidota.

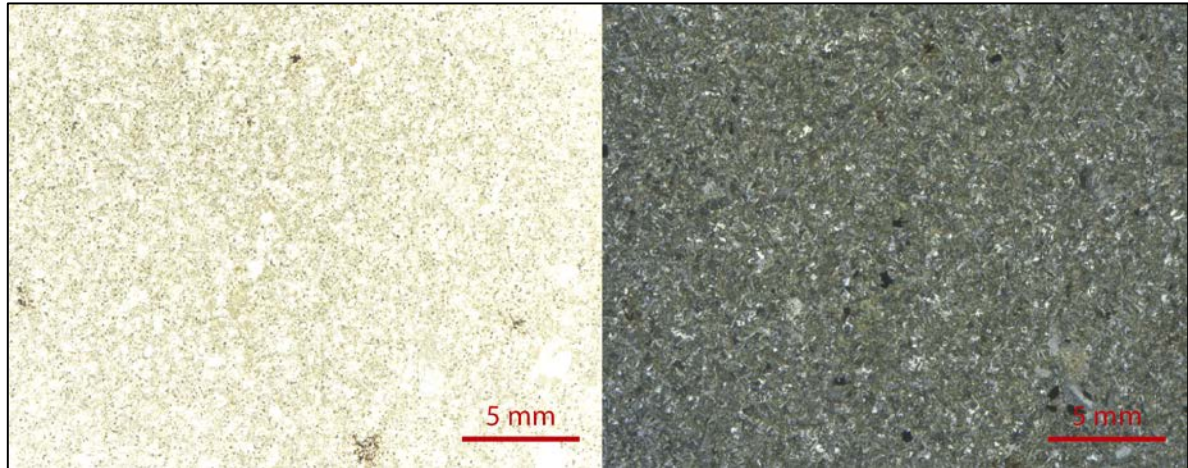


FIGURA I. 6: MICROFOTOGRAFÍA DE LA MUESTRA S 5 A NICOLAS PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOLAS CRUZADOS (DERECHA), DONDE SE OBSERVA LA MASA FUNDAMENTAL INTERGRANULAR Y UNOS POCOS FENOCRISTALES (<1 %) DE PLAGIOCLASA.

### MUESTRA S 11 Y S 12:

|   |                              |
|---|------------------------------|
| <b>Clasificación petrográfica</b>   | Cuarzo diorita de hornblenda |
| <b>Textura</b>  |                              |
| Roca aplítica, levemente porfírica, hipidiomórfica, inequigranular, de grano fino (<2 mm). Presenta además textura poikilítica local, donde los cristales de ortoclasa son los oikocristales, y textura intergranular en su masa fundamental. |                              |
| <b>Observaciones microscópicas</b>  |                              |

#### Fenocristales: <1%

| Mineral     | %     | Descripción general  |
|-------------|-------|--|
| Plagioclasa | <1%   | Euhedral a subhedral tabular (0.5 - 2 mm), moderadamente alterados a arcillas, clorita, clorita-esmectita, oxihidróxidos de Fe, limonita y epidota. Presenta fracturas paralelas al clivaje u oblicuas a este, rellenas con epidota y clorita, principalmente. |
| Ortoclasa   | <<<1% | Anhedral (<1 mm), alterada levemente a arcilla, clorita y epidota. Se dispone como oikocristal, encerrando a cristales máficos reemplazados por clorita y epidota.   |
| Piroxeno    | <1%   | Euhedral a subhedral (<0.5 mm). Reemplazado completamente a epidota.   |
| Hornblenda  | <1%   | Subhedral (<0.5 cm). La hornblenda primaria está completamente reemplazada a clorita y actinolita.   |

#### Masa fundamental: >99%

| Mineral     | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia   |
|-------------|----|--|
| Plagioclasa | 60 | Subhedral tabular (<0.5 mm); alterada moderadamente a arcillas, clorita-esmectita, epidota y limonita. |
| Clorita     | 1  | Subhedral (<0.1 mm) acicular, reemplazando completamente a la hornblenda primaria.                     |

|            |   |   |
|------------|---|---|
| Actinolita | 1 | Subhedral (<0.1 mm) acicular alargado, reemplazando por completo a hornblenda primaria. |
| Epidota    | 1 | Euhedral (<0.1 mm), reemplazando completamente a los piroxenos primarios.               |
| Rutilo     | 1 | Anhedrales a subhedrales (<0.1 mm), diseminados.  |
| Cuarzo     | 7 | Anhedral (<1 mm), rellenando espacios.  |

#### Minerales Alteración

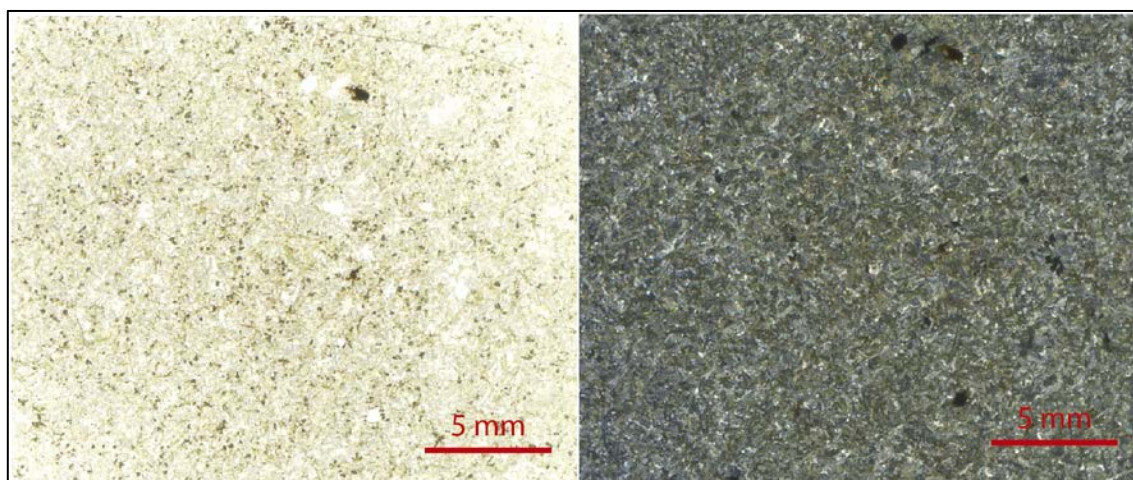
| Mineral              | %  | Características/Modo de ocurrencia  |
|----------------------|----|---|
| Arcillas             | 10 | Se encuentra como agregado criptocristalino alterando a toda la roca, o alterando particularmente a la plagioclasa. |
| Epidota              | tr | Euhedral (<0.1 mm) reemplazo total de máficos primarios (piroxeno).   |
| Clorita              | tr | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando a plagioclasa y reemplazo total de máficos primarios (hornblenda).            |
| Actinolita           |    | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando a plagioclasa y reemplazo total de máficos primarios (hornblenda).            |
| Clorita-esmectita    | tr | Agregado criptocristalino diseminado, alterando a toda la roca.   |
| Oxi-hidróxidos de Fe | 5  | Agregado criptocristalino impregnando a los demás minerales.  |

#### Minerales Opacos

| Mineral        | % | Características/Modo de ocurrencia  |
|----------------|---|---|
| Indeterminados | 7 | Anhedrales y subhedrales (<0.5 mm), dispuestos aleatoriamente en la masa fundamental o formando cúmulos como fenocristales. |

#### Observaciones megascópicas/ microscópicas

Roca isotrópica, holocristalina, levemente porfírica, de grano fino (<1 mm). La razón fenocristales/masa fundamental es <1/99. Los fenocristales son de plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda, opacos y ortoclasa como oikocristal. La masa fundamental se compone de cristales de plagioclasa, opacos, rutilo, cuarzo rellenando espacios y máficos completamente alterados a clorita, actinolita y epidota, que forman un arreglo intergranular entre ellos. No se observan cristales frescos de hornblenda ni de piroxeno, ya que estos se encuentran totalmente reemplazados por actinolita y clorita y por epidota, respectivamente. Aparentemente, la proporción de hornblenda es mayor a la de piroxeno. La roca tiene una alteración general a arcillas, clorita-esmectita y epidota.



**FIGURA I. 7: MICROFOTOGRAFÍA DE LA MUESTRA S 11 A NICOLES PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOLES CRUZADOS (DERECHA), DONDE SE OBSERVA LA MASA FUNDAMENTAL INTERGRANULAR Y UNOS POCOS FENOCRISTALES (<1 %) DE PLAGIOCLASA.**



## MUESTRA PS 0:

|                                   |  |
|-----------------------------------|--|
| <b>Clasificación petrográfica</b> | Cuarzo diorita porfírica de hornblenda y clinopiroxeno |
|-----------------------------------|--|

|                |  |
|----------------|--|
| <b>Textura</b> | Roca aplítica, levemente porfírica, hipidiomórfica, inequigranular, de grano fino (<1 mm). Presenta además textura poikilítica local, donde los cristales de ortoclasa son los oikocritales, textura glomeroporfírica entre plagioclasas y textura intergranular en su masa fundamental. |
|----------------|--|

|                                    |  |
|------------------------------------|--|
| <b>Observaciones microscópicas</b> |  |
|------------------------------------|--|

### Fenocristales: <1%

| Mineral     | %    | Descripción general   |
|-------------|------|---|
| Plagioclasa | <1   | Euhedral a subhedral tabular (0.5 - 2 mm), moderadamente alterados a arcillas, clorita, clorita-esmectita, oxi-hidróxidos de Fe, limonita y epidota. Estos minerales de alteración se disponen en pátina sobre los fenocristales o rellenando espacios dentro de estos. Localmente, puede formar textura glomeroporfírica con otros fenocristales de plagioclasa. |
| Ortoclasa   | <<<1 | Anhedral (<1 mm), alterada levemente a arcilla, clorita y epidota. Se dispone como oikocristal, encerrando a cristales máficos reemplazados por clorita y epidota, y plagioclasa.   |
| Hornblenda  | <1   | Subhedral (<0.5 cm). La hornblenda primaria está completamente reemplazada a clorita y actinolita.  |

### Masa fundamental: >99%

| Mineral       | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia   |
|---------------|----|--|
| Plagioclasa   | 60 | Subhedral tabular (<0.5 mm); alterada moderadamente a arcillas, clorita-esmectita, epidota y limonita. |
| Clinopiroxeno |    | Subhedral (<0.2 mm); formando textura ofítica con plagioclasas; la mayoría reemplazado por epidota.    |
| Clorita       | 1  | Subhedral (<0.1 mm) acicular, reemplazando completamente a la hornblenda primaria.                     |
| Actinolita    | 1  | Subhedral (<0.1 mm) acicular alargado, reemplazando por completo a hornblenda primaria.                |
| Epidota       | 1  | Euhedral (<0.1 mm), reemplazando completamente a los piroxenos primarios.                              |
| Rutilo        | 1  | Anhedrales a subhedrales (<0.1 mm), diseminados, algunos presentan bordes de titanita.                 |
| Cuarzo        | 7  | Anhedral (<1 mm), rellenando espacios.   |

### Minerales Alteración

| Mineral              | %  | Características/Modo de ocurrencia  |
|----------------------|----|---|
| Arcillas             | 10 | Se encuentra como agregado criptocristalino alterando a toda la roca, o alterando particularmente a la plagioclasa. |
| Epidota              | tr | Euhedral (<0.1 mm) reemplazo total de máficos primarios (piroxeno).   |
| Clorita              | tr | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando a plagioclasa y reemplazo total de máficos primarios (hornblenda).            |
| Actinolita           |    | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando a plagioclasa y reemplazo total de máficos primarios (hornblenda).            |
| Clorita-esmectita    | tr | Agregado criptocristalino diseminado, alterando a toda la roca.   |
| Oxi-hidróxidos de Fe | 5  | Agregado criptocristalino impregnando a los demás minerales.  |

### Minerales Opacos

| Mineral        | % | Características/Modo de ocurrencia  |
|----------------|---|---|
| Indeterminados | 7 | Anhedrales y subhedrales (<0.5 mm), dispuestos aleatoriamente en la masa fundamental o formando cúmulos como fenocristales. |

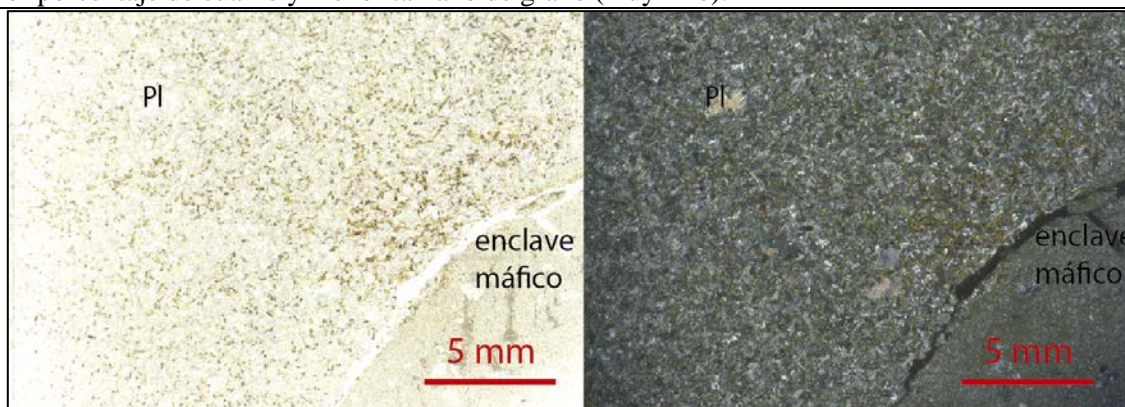
### Estructuras

| Vetillas, enclaves, etc | Espesor/Tamaño | Características/Modo de ocurrencia   |
|-------------------------|----------------|--|
| Enclave                 | ~3 cm          | Roca isotrópica, holocristalina, porfírica, inequigranular, de grano fino (fenocristales) a muy fino (masa fundamental). El contacto con el dique es nítido, formando un pequeño borde de enfriamiento. Los fenocristales corresponden a plagioclasa (alterada parcialmente a clorita, epidota y arcillas) y clinopiroxenos (con fracturas rellenas con epidota). Algunos fenocristales forman textura glomeroporfírica. La masa fundamental |

|  |  |  |
|--|--|--|
|  |  | está formada por un arreglo intergranular de plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y máficos reemplazados por completo a epidota, clorita y actinolita. Se observa la misma alteración que el dique, sin embargo, el contenido de oxi-hidróxidos de Fe es mayor en la masa fundamental. |
|--|--|--|

**Observaciones megascópicas/ microscópicas**

Roca isotrópica, holocristalina, aplítica, levemente porfírica, de grano fino (<1 mm). La razón fenocristales/masa fundamental es menor a 1/99. Los fenocristales son de plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda y ortoclasa como oikocristal. Algunos fenocristales de plagioclasa se disponen en forma de glomérulos entre sí. La masa fundamental se compone de plagioclasa, opacos, rutilo, cuarzo relleno de espacios y máficos completamente alterados a clorita, actinolita y epidota, que forman un arreglo intergranular entre ellos. No se observan cristales frescos de hornblenda ya que estos se encuentran totalmente reemplazados por actinolita y clorita, respectivamente. El reemplazo de clinopiroxenos por epidota es casi total, aunque es posible observar algunos cristales frescos. Localmente, es posible observar textura ofítica. La roca tiene una alteración general a arcillas, clorita-esmectita y epidota. La muestra presenta, además, un enclave máfico, de la misma composición y textura del dique, pero con menor porcentaje de cuarzo y menor tamaño de grano (muy fino).



**FIGURA I. 8: MICROFOTOGRAFÍA DE LA MUESTRA S 11 A NICOLES PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOLES CRUZADOS (DERECHA), DONDE SE OBSERVA LA MASA FUNDAMENTAL INTERGRANULAR Y UNOS POCOS FENOCRISTALES (<1 %) DE PLAGIOCLASA.**

**MUESTRA PS 4**

|  |  |  |
|--|--|--|
| <b>Clasificación petrográfica</b>  | Cuarzo diorita porfírica de hornblenda y clinopiroxeno |  |
| <b>Textura</b>   |  |  |
| Roca porfírica, inequigranular, con fenocristales de grano fino (<1 mm) y masa fundamental de grano muy fino (no distinguible a muestra de mano) |  |  |
| <b>Observaciones microscópicas</b>   |  |  |
| <b>Fenocristales: 1 - 2%</b>   |  |  |
| <b>Mineral</b>   | <b>%</b>   | <b>Descripción general</b>   |
| Plagioclasa  | <1%  | Euhedral a subhedral tabular (0.5 - 2 mm), moderadamente alterados a arcillas, clorita, clorita-esmectita, oxi-hidróxidos de Fe, limonita y epidota. Forma glomérulos entre ellas, o con cristales de clinopiroxeno, también presentando textura subofítica con estos últimos. |
| Ortoclasa  | <<<1%  | Anhedral (<1 mm), alterada levemente a arcilla, clorita y epidota. Se dispone como oikocristal, encerrando a cristales máficos reemplazados por clorita y epidota.   |
| Clinopiroxeno  | <1%  | Euhedral a subhedral (<0.5 mm). Solo es posible observar unos pocos fenocristales de clinopiroxenos, los demás se encuentran reemplazados por epidota.   |

**Masa fundamental: 98 - 99%**

| Mineral     | %  | Características especiales/ Modo de ocurrencia   |
|-------------|----|--|
| Plagioclasa | 60 | Subhedral tabular (<0.5 mm); alterada moderadamente a arcillas, clorita-esmectita, epidota y limonita. |
| Clorita     | 1  | Subhedral (<0.1 mm) acicular, reemplazando completamente a la hornblenda primaria.                     |
| Actinolita  | 1  | Subhedral (<0.1 mm) acicular alargado, reemplazando por completo a hornblenda primaria.                |
| Epidota     | 1  | Euhedral (<0.1 mm), reemplazando completamente a los piroxenos primarios.                              |
| Rutilo      | 1  | Anhedrales a subhedrales (<0.1 mm), diseminados, mayor contenido que en el mismo dique.                |
| Cuarzo      | 7  | Anhedral (<1 mm), relleno de espacios.   |

**Minerales Alteración**

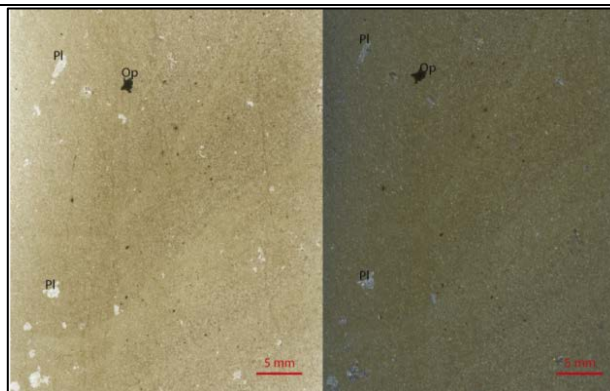
| Mineral              | %  | Características/Modo de ocurrencia  |
|----------------------|----|---|
| Arcillas             | 10 | Se encuentra como agregado criptocristalino alterando a toda la roca, o alterando particularmente a la plagioclasa. |
| Epidota              | tr | Euhedral (<0.1 mm) reemplazo total de máficos primarios (piroxeno).   |
| Clorita              | tr | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando a plagioclasa y reemplazo total de máficos primarios (hornblenda).            |
| Actinolita           |    | Subhedral hojosa (<0.2 mm), alterando a plagioclasa y reemplazo total de máficos primarios (hornblenda).            |
| Clorita-esmectita    | tr | Agregado criptocristalino diseminado, alterando a toda la roca.   |
| Oxi-hidróxidos de Fe | 5  | Agregado criptocristalino impregnando a los demás minerales.  |

**Minerales Opacos**

| Mineral        | % | Características/Modo de ocurrencia  |
|----------------|---|---|
| Indeterminados | 7 | Anhedrales y subhedrales (<0.5 mm), dispuestos aleatoriamente en la masa fundamental o formando cúmulos como fenocristales. Alterados a oxi-hidróxidos de Fe. |

**Observaciones megascópicas/ microscópicas**

Roca porfírica, inequigranular, de grano fino (fenocristales) a muy fino (masa fundamental indistinguible a muestra de mano), cuya razón fenocristales/masa fundamental es 1-2/98-99. Los fenocristales se componen de plagioclasa (mayoría), ortoclasa, como oikocristal, opacos y clinopiroxeno. Este último se encuentra formando cúmulos con plagioclasas, en una textura glomeroporfírica, subofítica local. La masa fundamental está formada por un arreglo intergranular de plagioclasa, opacos, rutilo, cuarzo relleno de espacios y máficos completamente reemplazados por epidota, clorita y actinolita. A diferencia del dique, el contenido de rutilo es mayor, al igual que la alteración a oxi-hidróxidos de Fe sufrida por la roca. En general, la roca está alterada a clorita-esmectita y epidota. Este borde de enfriamiento es igual en tamaño de grano y mineralogía, al enclave máfico encontrado en el dique.



**FIGURA I. 9: MICROFOTOGRAFÍA DE LA MUESTRA PS 4 A NICOLAS PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOLAS CRUZADOS (DERECHA). SE PUEDE OBSERVAR LA MASA FUNDAMENTAL MICROCRISTALINA, CASI INDISTINGUIBLE, Y UNOS CUANTOS FENOCRIETALES DE PLAGIOCLASA, PRINCIPALMENTE, Y OPACOS.**

## TERCERA PARTE: ESQUISTO GRISES

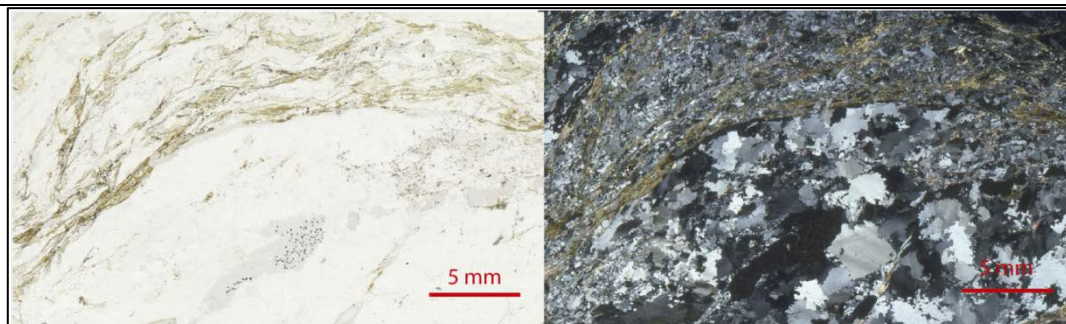
### MUESTRA PS 5, ESQUISTO DE PARED SUR DEL DIQUE:

|                                    |   |
|------------------------------------|---|
| <b>Clasificación petrográfica</b>  | Esquistos cuarzo-micáceo, de grano fino (<2 mm) con biotita-clorita y porfidoblastos de albita  |
| <b>Textura</b>                     | Lepidogranoporfidoblástica, bandeada, anisótropa, con fábrica planar. Los dominios de clivaje los conforman la mica blanca, biotita y clorita, alternadas con microlitones de cuarzo, algunos con porfidoblastos de albita. |
| <b>Observaciones microscópicas</b> |   |

| Mineralogía | %  | Descripción general  |
|-------------|----|--|
| Biotita     | 6  | Euhedral a subhedral, (0.5 - 2 mm), orientada paralela a la foliación. Se pueden observar granos frescos, sin embargo, la mayoría está intercrecida con clorita. |
| Mica blanca | 15 | Euhedral (0.5 - 2 mm), orientada paralela a la foliación; formando estructuras como peces de mica o bandas tipo kink.  |
| Clorita     | 6  | Subhedral a euhedral (<1 mm), orientada paralela a la foliación, intercrecida con biotita o formando granos mayores euhedrales.                                  |
| Albita      | 3  | Anhedral (~3 mm), se presenta como porfidoblasto, algunas con inclusiones de cuarzo y micas. Presenta, además, estructuras de rotación y colas.                  |
| Cuarzo      | 70 | Anhedral (<5 mm), presenta recristalización, migración de bordes, formación de subgranos y extinción muy ondulosa.   |

**Observaciones megascópicas/ microscópicas**

Roca bandeada, anisotrópica, con fábrica planar. Contiene bandas de cuarzo (microlitones) alternados con bandas de micas que conforman los dominios de clivaje. Las bandas de micas se componen de mica blanca, clorita y biotita, sin embargo, no es tan clara la separación entre bandas y en ciertos casos, parece incluir minerales de cuarzo o bandas de cuarzo a lo largo de su disposición. Incluyen, además, porfidoblastos de albita, con inclusiones de cuarzo y micas, que tienen estructuras de rotación o colas. Las micas presentan estructuras de peces o bandas de kink. En sectores, el tamaño de grano de las micas parece ser “criptocristalino”. La biotita se encuentra intercrecida con clorita. Las bandas de cuarzo tienen mayor grosor, a diferencia de la muestra anterior, y los granos de cuarzo también tienen un aumento en su tamaño, mostrando cristales de más de 5 mm. Todos estos presentan migración de bordes, formación de subgranos, recristalización, extinción ondulosa y deformación lamelar.



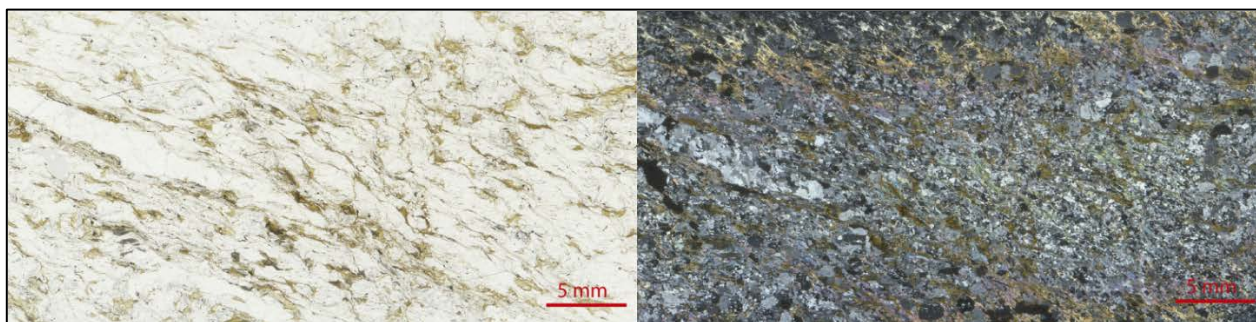
**FIGURA I. 10: MICROFOTOGRAFÍA DE LA MUESTRA PS 5 A NICOLAS PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOLAS CRUZADOS (DERECHA). SE PUEDE VER LA ALTERNANCIA DE LAS BANDAS DE MICAS CON LAS DE GRANOBlastos DE CUARZO, SOBRETUDO EN LA PARTE SUPERIOR DEL CORTE, YA QUE LA ZONA INFERIOR SE VE DOMINADA POR BANDAS DE CUARZO DE MENOR TAMAÑO Y AUSENCIA DE MICAS.**

**MUESTRA PS 6, ESQUISTO DE PARED NORTE DEL DIQUE:**

|                                    |  |  |
|------------------------------------|--|--|
| <b>Clasificación petrográfica</b>  | Esquistos cuarzo-micáceo, de grano fino (<2 mm) con biotita-clorita y porfidoblastos de albita   |  |
| <b>Textura</b>                     | Lepidogranoporfidoblástica, bandeada, anisótropa y fábrica planar. Los dominios de clivaje están conformados por micas (clorita, biotita, mica blanca), alternados con microlitones de cuarzo, algunos con porfidoblastos de albita. |  |
| <b>Observaciones microscópicas</b> |  |  |

| Mineralogía | %  | Descripción general   |
|-------------|----|---|
| Biotita     | 5  | Euhedral a subhedral, (0.5 - 2 mm), orientada paralela a la foliación, intercrecida con clorita.  |
| Mica blanca | 15 | Euhedral (0.5 - 2 mm), orientada paralela a la foliación; formando estructuras como peces de mica o bandas tipo kink.                   |
| Clorita     | 7  | Subhedral (<1 mm), orientada paralela a la foliación, intercrecida con biotita.   |
| Albita      | 3  | Anhedral (~3 mm), se presenta como porfidoblasto, algunas con inclusiones de cuarzo y micas. Presenta, además, estructuras de rotación. |
| Cuarzo      | 70 | Anhedral (<1 mm), presenta recristalización, migración de bordes, formación de subgranos y extinción muy ondulosa.                      |

|  |
|--|
| <b>Observaciones megascópicas/ microscópicas</b>   |
| Esquistos cuarzo-micáceo de grano fino (<1mm), lepidogranoporfidoblástico con biotita-clorita y porfidoblastos de albita.<br>La roca presenta 2 tipos de banda que se intercalan entre ellas o se cruzan. La primera banda se compone de micas (mica blanca principalmente), y en zonas, muestra composiciones o cúmulos, orientados también, de biotita intercrecida con clorita. En general, estas zonas envuelven a albitas poikilíticas, con inclusiones de cuarzo y micas, mostrando rotaciones. Es posible observar, además, peces de mica, ya sea mica blanca o biotita-clorita.<br>Las bandas granoblásticas de cuarzo contienen solo cuarzo o cuarzo + porfidoblastos de albita. El cuarzo presenta recristalización, migración de bordes, formación de subgranos y extinción muy ondulosa. |



**FIGURA I. 11: MICROFOTOGRAFÍA DE LA MUESTRA PS 6 A NICOLES PARALELOS (IZQUIERDA) Y NICOLES CRUZADOS (DERECHA). SE PUEDE VER LA ALTERNANCIA DE LAS BANDAS DE MICAS CON LAS DE GRANOBLASTOS DE CUARZO, SIN EMBARGO, COMO YA SE DESCRIBIÓ ANTERIORMENTE, ESTAS BANDAS PARECEN INTERCALARSE Y CORTARSE ENTRE ELLAS, A DIFERENCIA DE LA MUESTRA ANTERIOR.**

## ANEXO II: GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

## PRIMERA PARTE: RESULTADOS

TABLA A.1: RESULTADOS ELEMENTOS MAYORES TOTAL PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE (PS8)

| Muestra | SiO <sub>2</sub><br>(%) | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub><br>(%) | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)<br>(%) | MnO<br>(%) | MgO<br>(%) | CaO<br>(%) | Na <sub>2</sub> O<br>(%) | K <sub>2</sub> O<br>(%) | TiO <sub>2</sub><br>(%) | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub><br>(%) | LOI<br>(%) | Total<br>(%) |
|---------|-------------------------|---------------------------------------|---|------------|------------|------------|--------------------------|-------------------------|-------------------------|--------------------------------------|------------|--------------|
| PS8     | 72.08                   | 13.67                                 | 2.75                                      | 0.047      | 0.37       | 2          | 3.24                     | 3.75                    | 0.283                   | 0.07                                 | 1.1        | 99.34        |

TABLA A.2: RESULTADOS DE TIERRAS RARAS (REE) PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE (PS8)

| Muestra | La<br>(ppm) | Ce<br>(ppm) | Pr<br>(ppm) | Nd<br>(ppm) | Sm<br>(ppm) | Eu<br>(ppm) | Gd<br>(ppm) | Tb<br>(ppm) | Dy<br>(ppm) | Ho<br>(ppm) | Er<br>(ppm) | Tm<br>(ppm) | Yb<br>(ppm) | Lu<br>(ppm) |
|---------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| PS8     | 53.6        | 113         | 14.1        | 54.8        | 12.2        | 2.22        | 11.3        | 1.71        | 9.56        | 1.78        | 4.74        | 0.636       | 3.92        | 0.578       |

TABLA A.3: RESULTADOS DE ELEMENTOS TRAZA PARA LA MUESTRA DE ENCLAVE (PS8)

| Muestra | Sc<br>(ppm) | Be<br>(ppm) | V<br>(ppm) | Cr<br>(ppm) | Co<br>(ppm) | Ni<br>(ppm) | Cu<br>(ppm) | Zn<br>(ppm) | Ga<br>(ppm) | Ge<br>(ppm) | As<br>(ppm) | Rb<br>(ppm) | Sr<br>(ppm) | Y<br>(ppm) | Zr<br>(ppm) |
|---------|-------------|-------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|
| PS8     | 12          | 2           | 11         | 60          | 39          | 30          | 10          | 60          | 18          | 1           | < 5         | 85          | 215         | 45         | 278         |

(Continuación)

| Muestra | Nb<br>(ppm) | Mo<br>(ppm) | Ag<br>(ppm) | In<br>(ppm) | Sn<br>(ppm) | Sb<br>(ppm) | Cs<br>(ppm) | Ba<br>(ppm) | Hf<br>(ppm) | Ta<br>(ppm) | W<br>(ppm) | Tl<br>(ppm) | Pb<br>(ppm) | Bi<br>(ppm) | Th<br>(ppm) | U<br>(ppm) |
|---------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|
| PS8     | 7.9         | 2           | 1.3         | 0.2         | 1           | 0.5         | 1           | 1085        | 7.4         | 0.52        | 313        | 0.42        | 11          | < 0.1       | 5.83        | 1.37       |

## SEGUNDA PARTE: PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS, LÍMITES DE DETECCIÓN Y PRECISIÓN DEL ANÁLISIS

El contenido de la muestra pulverizada, cuyo tamaño de grano que debe medir menos de 74  $\mu\text{m}$ , fue sometida a fusión mediante metaborato/tetraborato de litio. La fusión permite asegurar que toda la muestra sea efectivamente disuelta. Este proceso fue realizado por un robot de Actlabs, capaz de realizar una fusión rápida y de alta calidad industrial. El fundido resultante fue rápidamente digerido en una solución de ácido nítrico débil. Solo mediante este procedimiento es posible disolver óxidos mayores, incluido el  $\text{SiO}_2$ , minerales refractarios (i.e. circón, esfeno, monacita, cromita, etc), REE y otros HFSE y prepararlos en solución. El análisis de elementos mayores se realizó mediante ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometer*), con 3 gr. de muestra, y el de elementos traza mediante un ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometry*), con 0.5 gr. de muestra adicional. La calidad de los datos es excepcional y puede ser utilizada por las aplicaciones más exactas. La determinación de Eu es semicuantitativa en muestras con concentraciones de Ba extremadamente altas (>5%).

Los límites de detección se indican en la siguiente tabla.

TABLA A.4: LÍMITES DE DETECCIÓN DE LOS ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS ANALIZADOS MEDIANTE ICP-OES E ICP-MS, RESPECTIVAMENTE.

| Elemento                | Límites de detección (wt. %) | Elemento | Límites de detección (ppm) | Elemento | Límites de detección (ppm) | Elemento | Límites de detección (ppm) |
|-------------------------|------------------------------|----------|----------------------------|----------|----------------------------|----------|----------------------------|
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ | 0.010%                       | La       | 0.05                       | Sc       | 1                          | Nb       | 0.2                        |
| CaO                     | 0.010%                       | Ce       | 0.05                       | Be       | 1                          | Mo       | 2                          |
| $\text{Cr}_2\text{O}_3$ | 0.010%                       | Pr       | 0.01                       | V        | 5                          | Ag       | 0.5                        |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 0.010%                       | Nd       | 0.05                       | Cr       | 20                         | In       | 0.1                        |
| $\text{K}_2\text{O}$    | 0.010%                       | Sm       | 0.01                       | Co       | 1                          | Sn       | 1                          |
| MgO                     | 0.010%                       | Eu       | 0.005                      | Ni       | 20                         | Sb       | 0.2                        |
| MnO                     | 0.001%                       | Gd       | 0.01                       | Cu       | 10                         | Cs       | 0.1                        |
| $\text{Na}_2\text{O}$   | 0.010%                       | Tb       | 0.01                       | Zn       | 30                         | Ba       | 3                          |
| $\text{P}_2\text{O}_5$  | 0.010%                       | Dy       | 0.01                       | Ga       | 1                          | Hf       | 0.1                        |
| $\text{SiO}_2$          | 0.010%                       | Ho       | 0.01                       | Ge       | 0.5                        | Ta       | 0.01                       |
| $\text{TiO}_2$          | 0.001%                       | Er       | 0.01                       | As       | 5                          | W        | 0.5                        |
| LOI                     | 0.010%                       | Tm       | 0.005                      | Rb       | 1                          | Tl       | 0.05                       |
|                         |                              | Yb       | 0.01                       | Sr       | 2                          | Pb       | 5                          |
|                         |                              | Lu       | 0.002                      | Y        | 0.5                        | Bi       | 0.1                        |
|                         |                              |          |                            | Zr       | 1                          | Th       | 0.05                       |
|                         |                              |          |                            |          |                            | U        | 0.01                       |



ANEXO III: GEOQUÍMICA, EDADES U-PB E ISÓTOPOS DE  
HF EN CIRCÓN

**TABLA A.5: CONCENTRACIONES EN PPM DE ELEMENTOS TRAZA EN LOS CIRCONES ANALIZADOS DE LA MUESTRA DE ENCLAVE (Ps8).**

| Spot         | U     | Th    | Hf    | Ti   | La     | Ce    | Pr     | Nd    | Sm   | Eu    | Gd    | Tb    | Dy    | Ho    | Er    | Yb    | Lu    | Y    | Eu/Eu* | Ce/Ce* |
|--------------|-------|-------|-------|------|--------|-------|--------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|--------|--------|
| Zircon-101   | 738   | 317   | 13900 | 11.6 | 3      | 28.3  | 1.3    | 7.8   | 6.9  | 0.65  | 48.2  | 18.4  | 238   | 92.8  | 432   | 759   | 151   | 2670 | 0.109  | 3.47   |
| Zircon-102   | 207   | 102   | 12600 | 23   | 0.099  | 14.4  | 0.118  | 1.44  | 3.73 | 0.55  | 24.2  | 8     | 107   | 44    | 190   | 336   | 67    | 1190 | 0.176  | 32.23  |
| Zircon-102-1 | 161   | 77    | 14100 | 14.6 | 0      | 14.5  | 0.067  | 1.6   | 3.66 | 0.64  | 24.4  | 8     | 107   | 38.4  | 179   | 323   | 66.2  | 1190 | 0.206  |        |
| Zircon-103   | 930   | 332   | 16700 | 12.2 | 0      | 20.1  | 0.031  | 1.18  | 5    | 0.35  | 46.3  | 18.3  | 259   | 107   | 492   | 870   | 176   | 3240 | 0.070  |        |
| Zircon-104   | 129   | 57.6  | 10240 | 10.7 | 0.024  | 10.34 | 0.044  | 1.47  | 3.16 | 0.56  | 23.1  | 7.67  | 94    | 34.5  | 162   | 290   | 62.8  | 1094 | 0.200  | 76.98  |
| Zircon-105   | 228   | 74.6  | 14400 | 10.4 | 0.109  | 8.31  | 0.03   | 0.51  | 1.57 | 0.232 | 14.8  | 6.35  | 87.3  | 36.7  | 181   | 356   | 77.8  | 1170 | 0.147  | 35.16  |
| Zircon-106   | 55.8  | 19    | 12070 | 10.7 | 0      | 5.95  | 0.0096 | 0.278 | 0.79 | 0.201 | 6.81  | 2.63  | 37    | 14.83 | 71.1  | 141.6 | 30.2  | 457  | 0.264  |        |
| Zircon-107   | 182   | 196   | 8170  | 22   | 1.29   | 20.5  | 1.31   | 17.9  | 24.7 | 5.9   | 114   | 34.1  | 364   | 122   | 515   | 800   | 156   | 3580 | 0.339  | 3.82   |
| Zircon-108   | 525   | 234   | 11710 | 19.9 | 1.14   | 14.7  | 0.272  | 2.42  | 4.54 | 0.52  | 31.8  | 13.2  | 169   | 66.5  | 308   | 549   | 110.9 | 2040 | 0.132  | 6.39   |
| Zircon-109   | 578   | 229   | 11970 | 8.19 | 0      | 11.39 | 0.025  | 0.6   | 2.73 | 0.151 | 27.4  | 10.45 | 141   | 58.2  | 273   | 501   | 99.6  | 1760 | 0.053  |        |
| Zircon-110   | 160   | 66.2  | 10960 | 8.72 | 0.013  | 9.24  | 0.032  | 0.94  | 2.77 | 0.55  | 22.5  | 8.04  | 101.8 | 40.2  | 187   | 340   | 70.6  | 1237 | 0.212  | 109.60 |
| Zircon-111   | 372   | 174   | 11400 | 9.4  | 0.136  | 19.4  | 0.222  | 2.15  | 5.85 | 0.6   | 35.1  | 14.2  | 174   | 67.7  | 308   | 537   | 109   | 2000 | 0.128  | 27.01  |
| Zircon-112   | 90.4  | 40.7  | 9820  | 8.1  | 0      | 8.02  | 0.041  | 0.55  | 2.09 | 0.302 | 12.2  | 4.46  | 54.7  | 22    | 103.1 | 193   | 41    | 665  | 0.182  |        |
| Zircon-113   | 620   | 290   | 11220 | 6.94 | 0.018  | 12.19 | 0.046  | 1.07  | 5.51 | 0.35  | 47.7  | 19    | 247   | 95.7  | 433   | 738   | 145.1 | 2860 | 0.066  | 102.49 |
| Zircon-114   | 255   | 107   | 10420 | 10   | 7.6    | 24.7  | 2.68   | 13.4  | 5.39 | 0.59  | 26.1  | 9.98  | 124   | 48.3  | 224   | 387   | 79.5  | 1400 | 0.152  | 1.32   |
| Zircon-115   | 302   | 111.2 | 9910  | 6    | 0.53   | 11.7  | 0.13   | 2.1   | 2.98 | 0.273 | 23.5  | 9.89  | 131   | 52.3  | 253   | 448   | 92.8  | 1550 | 0.099  | 10.78  |
| Zircon-116   | 431   | 186   | 8880  | 7.24 | 0.0031 | 8.03  | 0.026  | 0.83  | 4.04 | 0.332 | 33.3  | 12.8  | 166   | 63.6  | 297   | 508   | 100.5 | 1870 | 0.087  | 216.39 |
| Zircon-117   | 693   | 269   | 9530  | 5.11 | 0.039  | 12.13 | 0.051  | 0.82  | 3.16 | 0.135 | 26.2  | 11.71 | 153.9 | 62.1  | 293   | 528   | 105.9 | 1890 | 0.045  | 65.80  |
| Zircon-118   | 283   | 102   | 9600  | 12.3 | 15     | 47    | 6.2    | 38    | 14   | 0.82  | 30    | 8.5   | 98    | 36.2  | 166   | 317   | 61    | 1050 | 0.122  | 1.18   |
| Zircon-119   | 286   | 134.8 | 6780  | 3.69 | 0      | 6.96  | 0.022  | 1.1   | 3.82 | 0.473 | 28.7  | 10.68 | 134.9 | 52.9  | 236   | 411   | 81.4  | 1550 | 0.138  |        |
| Zircon-120   | 453   | 184   | 8820  | 4.95 | 0.75   | 11.5  | 0.41   | 2.79  | 3.26 | 0.184 | 22.3  | 9.5   | 122   | 50.3  | 228   | 413   | 82.2  | 1440 | 0.066  | 5.02   |
| Zircon-121   | 159.8 | 64.7  | 7900  | 6.44 | 0      | 7.52  | 0.0171 | 0.71  | 2.02 | 0.227 | 14.38 | 5.41  | 71.7  | 27.8  | 127.1 | 233   | 47.5  | 804  | 0.128  |        |
| Zircon-122   | 250   | 124   | 7650  | 6.59 | 0      | 9.58  | 0.041  | 1.18  | 3.16 | 0.432 | 21    | 7.62  | 96.3  | 37.4  | 169   | 299   | 60.1  | 1097 | 0.162  |        |
| Zircon-123   | 575   | 260   | 8640  | 5.3  | 0.49   | 10.69 | 0.26   | 2.59  | 5.59 | 0.533 | 42    | 16.7  | 218   | 87.9  | 396   | 677   | 133   | 2500 | 0.106  | 7.25   |
| Zircon-124   | 639   | 286   | 10800 | 7.4  | 2.5    | 17.7  | 1.2    | 6.5   | 8    | 0.55  | 53.7  | 17.7  | 237   | 92    | 411   | 709   | 146   | 2750 | 0.081  | 2.47   |
| Zircon-125   | 551   | 220   | 9830  | 8    | 6.7    | 30    | 3.2    | 15.1  | 8.7  | 0.54  | 41.1  | 15.6  | 194   | 77.2  | 346   | 602   | 121.3 | 2200 | 0.087  | 1.57   |
| Zircon-126   | 206   | 98.5  | 9100  | 8.24 | 0      | 12.82 | 0.028  | 1.21  | 3.5  | 0.472 | 22.3  | 7.93  | 99.6  | 39.9  | 178   | 308   | 62.3  | 1128 | 0.163  |        |
| Zircon-127   | 593   | 225   | 11810 | 7.83 | 0      | 10.52 | 0.023  | 0.8   | 2.56 | 0.181 | 23.9  | 10.2  | 138.5 | 58.2  | 267   | 489   | 98.8  | 1666 | 0.071  |        |
| Zircon-128   | 1033  | 468   | 11740 | 6    | 0      | 16.37 | 0.077  | 1.56  | 4.4  | 0.227 | 39.6  | 16.13 | 215   | 87.3  | 398   | 714   | 140.3 | 2550 | 0.052  |        |
| Zircon-129   | 611   | 268   | 11150 | 6.94 | 0.88   | 15    | 0.55   | 3.7   | 5.83 | 0.416 | 46.6  | 17.7  | 227   | 92.4  | 417   | 707   | 139.2 | 2590 | 0.077  | 5.22   |
| Zircon-130   | 690   | 291   | 9970  | 6.1  | 0      | 10.98 | 0.021  | 0.95  | 3.12 | 0.183 | 27.5  | 11.08 | 149   | 61.5  | 276   | 504   | 100.5 | 1760 | 0.060  |        |
| Zircon-131   | 690   | 247   | 11780 | 6.8  | 0.025  | 15.3  | 0.076  | 0.95  | 3.83 | 0.213 | 35.4  | 14.6  | 198   | 79.5  | 360   | 655   | 129.9 | 2210 | 0.056  | 84.92  |

TABLA A.6: RESULTADOS DE DATACIONES DE U-Pb EN CIRCONES DE UNA MUESTRA DE ENCLAVE (Ps8) A TRAVÉS DE LA-ICP MS.

| Muestra       | U (ppm) | Th/U        | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 2 $\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | 2 $\sigma$ | $\rho$ | Edad (Ma) | 2 $\sigma$ | %         |
|---------------|---------|-------------|-----------------------------------|------------|----------------------------------|------------|--------|-----------|------------|-----------|
| Zircon-101    | 738     | 0.429539295 | 0.0510                            | 0.0026     | 0.0510                           | 0.0017     | 0.02   | 320       | 10         | -0.313    |
| Zircon-102    | 207     | 0.492753623 | 0.0920                            | 0.0140     | 0.0508                           | 0.0022     | 0.60   | 319       | 14         | 37.081(*) |
| Zircon-102(1) | 161     | 0.47826087  | 0.0593                            | 0.0043     | 0.0520                           | 0.0019     | 0.25   | 326       | 12         | 7.9096    |
| Zircon-103    | 930     | 0.356989247 | 0.0545                            | 0.0027     | 0.0507                           | 0.0016     | 0.18   | 319       | 10         | 2.7439    |
| Zircon-104    | 129     | 0.446511628 | 0.0543                            | 0.0046     | 0.0508                           | 0.0020     | 0.11   | 320       | 12         | 3.3233    |
| Zircon-105    | 228     | 0.327192982 | 0.0531                            | 0.0036     | 0.0493                           | 0.0017     | 0.34   | 310       | 11         | 2.8213    |
| Zircon-106    | 55.8    | 0.340501792 | 0.0533                            | 0.0081     | 0.0508                           | 0.0021     | 0.05   | 319       | 13         | -1.917    |
| Zircon-107    | 182     | 1.076923077 | 0.0600                            | 0.0048     | 0.0489                           | 0.0018     | 0.27   | 308       | 11         | 10.725    |
| Zircon-108    | 525     | 0.445714286 | 0.0528                            | 0.0026     | 0.0506                           | 0.0017     | 0.05   | 318       | 10         | 0.3135    |
| Zircon-109    | 578     | 0.396193772 | 0.0548                            | 0.0029     | 0.0498                           | 0.0017     | 0.22   | 313       | 10         | 1.8809    |
| Zircon-110    | 160     | 0.41375     | 0.1244                            | 0.0088     | 0.0560                           | 0.0020     | 0.43   | 2000      | 110        | 47.69     |
| Zircon-111    | 372     | 0.467741935 | 0.0598                            | 0.0033     | 0.0512                           | 0.0017     | 0.03   | 322       | 10         | 9.8039    |
| Zircon-112    | 90.4    | 0.450221239 | 0.0598                            | 0.0052     | 0.0490                           | 0.0022     | 0.15   | 308       | 14         | 8.6053    |
| Zircon-113    | 620     | 0.467741935 | 0.0537                            | 0.0026     | 0.0509                           | 0.0017     | 0.40   | 320       | 10         | 0.3115    |
| Zircon-114    | 255     | 0.419607843 | 0.0532                            | 0.0041     | 0.0509                           | 0.0022     | 0.16   | 320       | 13         | 1.2346    |
| Zircon-115    | 302     | 0.368211921 | 0.0598                            | 0.0035     | 0.0497                           | 0.0018     | 0.12   | 313       | 11         | 9.0116    |
| Zircon-116    | 431     | 0.431554524 | 0.0542                            | 0.0026     | 0.0495                           | 0.0016     | 0.18   | 312       | 10         | 1.8868    |
| Zircon-117    | 693     | 0.388167388 | 0.0540                            | 0.0025     | 0.0506                           | 0.0016     | 0.30   | 318       | 10         | 0.9346    |
| Zircon-118    | 283     | 0.360424028 | 0.0554                            | 0.0033     | 0.0513                           | 0.0018     | 0.02   | 322       | 11         | 3.3033    |
| Zircon-119    | 286     | 0.471328671 | 0.0554                            | 0.0031     | 0.0513                           | 0.0017     | 0.08   | 322       | 10         | 3.3033    |
| Zircon-120    | 453     | 0.406181015 | 0.0549                            | 0.0026     | 0.0501                           | 0.0017     | 0.13   | 315       | 10         | 2.1739    |
| Zircon-121    | 159.8   | 0.404881101 | 0.0535                            | 0.0035     | 0.0513                           | 0.0018     | 0.20   | 323       | 11         | 0.3086    |
| Zircon-122    | 250     | 0.496       | 0.0563                            | 0.0028     | 0.0506                           | 0.0017     | 0.22   | 318       | 11         | 4.2169    |
| Zircon-123    | 575     | 0.452173913 | 0.0561                            | 0.0028     | 0.0510                           | 0.0017     | 0.08   | 321       | 10         | 4.1791    |
| Zircon-124    | 639     | 0.447574335 | 0.0541                            | 0.0027     | 0.0501                           | 0.0017     | 0.33   | 315       | 10         | 2.1739    |
| Zircon-125    | 551     | 0.399274047 | 0.0541                            | 0.0027     | 0.0512                           | 0.0017     | 0.05   | 322       | 10         | 0.6173    |

| Muestra           | U (ppm) | Th/U        | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 2 $\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | 2 $\sigma$ | $\rho$ | Edad (Ma) | 2 $\sigma$ | %         |
|-------------------|---------|-------------|-----------------------------------|------------|----------------------------------|------------|--------|-----------|------------|-----------|
| <b>Zircon-126</b> | 206     | 0.47815534  | 0.0704                            | 0.0062     | 0.0533                           | 0.0019     | 0.08   | 335       | 12         | 18.886(*) |
| <b>Zircon-127</b> | 593     | 0.379426644 | 0.0552                            | 0.0026     | 0.0504                           | 0.0016     | 0.16   | 316.7     | 9.9        | 2.5538    |
| <b>Zircon-128</b> | 1033    | 0.453049371 | 0.0533                            | 0.0025     | 0.0516                           | 0.0018     | 0.21   | 324       | 11         | -0.621    |
| <b>Zircon-129</b> | 611     | 0.438625205 | 0.0560                            | 0.0027     | 0.0512                           | 0.0017     | 0.10   | 322       | 10         | 4.1667    |
| <b>Zircon-130</b> | 690     | 0.42173913  | 0.0543                            | 0.0025     | 0.0532                           | 0.0017     | 0.52   | 334       | 11         | 0.2985    |
| <b>Zircon-131</b> | 690     | 0.357971014 | 0.0604                            | 0.0027     | 0.0515                           | 0.0018     | 0.15   | 324       | 11         | 11.233(*) |

(\*) Košler y Sylvester (2003) sugieren que una discordancia mayor a 10% en el análisis geocronológico U-Pb en circones magmáticos indicaría una pérdida de plomo importante y, por lo tanto, un posible rejuvenecimiento de la edad de cristalización del mineral.

**TABLA A. 7: RESULTADOS DE ISOTOPÍA DE LU Y HF EN LOS CIRCONES DE LA MUESTRA DE ENCLAVE ANALIZADA (Ps8).**

| Muestra      | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | 2 $\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | 2 $\sigma$ | Edad (Ma) | 2 $\sigma$ | $\epsilon\text{Hf}$ (0) | 2 $\sigma$ | $\epsilon\text{Hf}$ (i) | 2 $\sigma$ | TDMZ (Ga) | TDMW (Ga) |
|--------------|-----------------------------------|------------|-----------------------------------|------------|-----------|------------|-------------------------|------------|-------------------------|------------|-----------|-----------|
| Zircon-101   | 0.282604                          | 0.000017   | 0.001573                          | 0.000018   | 320       | 10         | -6.4                    | 0.6012     | 0.38                    | 0.6017     | 0.89      | 1.22      |
| Zircon-102   | 0.282639                          | 0.000015   | 0.0009354                         | 0.000002   | 319       | 14         | -5.36                   | 0.5304     | 1.73                    | 0.5309     | 0.83      | 1.14      |
| Zircon-102_1 | 0.282603                          | 0.000018   | 0.0016291                         | 0.0000089  | 326       | 12         | -6.79                   | 0.6365     | 0.46                    | 0.6371     | 0.90      | 1.22      |
| Zircon-103   | 0.282617                          | 0.000015   | 0.000916                          | 0.000024   | 319       | 10         | -6.13                   | 0.5304     | 0.96                    | 0.5309     | 0.86      | 1.19      |
| Zircon-104   | 0.282617                          | 0.000016   | 0.00089                           | 0.000019   | 320       | 12         | -6.13                   | 0.5658     | 0.98                    | 0.5663     | 0.86      | 1.19      |
| Zircon-105   | 0.282631                          | 0.000016   | 0.000687                          | 0.000024   | 310       | 11         | -5.59                   | 0.5658     | 1.30                    | 0.5662     | 0.84      | 1.16      |
| Zircon-106   | 0.282674                          | 0.000024   | 0.00196                           | 0.000025   | 319       | 13         | -4.34                   | 0.8487     | 2.75                    | 0.8495     | 0.80      | 1.07      |
| Zircon-107   | 0.282638                          | 0.000015   | 0.001774                          | 0.000012   | 308       | 11         | -5.56                   | 0.5304     | 1.29                    | 0.5310     | 0.85      | 1.16      |
| Zircon-108   | 0.282631                          | 0.000016   | 0.001154                          | 0.000018   | 318       | 10         | -5.69                   | 0.5658     | 1.38                    | 0.5663     | 0.85      | 1.16      |
| Zircon-109   | 0.282679                          | 0.000017   | 0.001303                          | 0.000041   | 313       | 10         | -4.02                   | 0.6012     | 2.94                    | 0.6017     | 0.78      | 1.06      |
| Zircon-111   | 0.282686                          | 0.000017   | 0.001765                          | 0.000021   | 322       | 10         | -3.88                   | 0.6012     | 3.28                    | 0.6017     | 0.78      | 1.04      |
| Zircon-112   | 0.282698                          | 0.000015   | 0.000782                          | 0.00002    | 308       | 14         | -3.24                   | 0.5304     | 3.61                    | 0.5309     | 0.74      | 1.01      |
| Zircon-113   | 0.282712                          | 0.000016   | 0.002153                          | 0.000038   | 320       | 10         | -3.04                   | 0.5658     | 4.08                    | 0.5664     | 0.75      | 0.99      |
| Zircon-114   | 0.282711                          | 0.000019   | 0.001347                          | 0.000011   | 320       | 13         | -2.9                    | 0.6719     | 4.21                    | 0.6725     | 0.74      | 0.98      |
| Zircon-115   | 0.282714                          | 0.000013   | 0.001253                          | 0.000026   | 313       | 11         | -2.77                   | 0.4597     | 4.19                    | 0.4602     | 0.73      | 0.98      |
| Zircon-116   | 0.282708                          | 0.000015   | 0.001149                          | 0.000022   | 312       | 10         | -2.96                   | 0.5304     | 3.98                    | 0.5309     | 0.74      | 0.99      |
| Zircon-117   | 0.282712                          | 0.000016   | 0.001846                          | 0.00001    | 318       | 10         | -2.97                   | 0.5658     | 4.10                    | 0.5663     | 0.75      | 0.99      |
| Zircon-118   | 0.282723                          | 0.000015   | 0.001074                          | 0.000038   | 322       | 11         | -2.42                   | 0.5304     | 4.74                    | 0.5309     | 0.71      | 0.95      |
| Zircon-119   | 0.282754                          | 0.00002    | 0.00231                           | 0.000031   | 322       | 10         | -1.59                   | 0.7073     | 5.57                    | 0.7080     | 0.69      | 0.90      |
| Zircon-120   | 0.282739                          | 0.000014   | 0.001417                          | 0.000066   | 315       | 10         | -1.92                   | 0.4951     | 5.08                    | 0.4957     | 0.70      | 0.92      |
| Zircon-121   | 0.282755                          | 0.000014   | 0.001094                          | 0.000024   | 323       | 11         | -1.29                   | 0.4951     | 5.89                    | 0.4955     | 0.67      | 0.88      |
| Zircon-122   | 0.282751                          | 0.000015   | 0.001587                          | 0.000011   | 318       | 11         | -1.54                   | 0.5304     | 5.54                    | 0.5309     | 0.68      | 0.89      |
| Zircon-123   | 0.282755                          | 0.00002    | 0.002148                          | 0.000025   | 321       | 10         | -1.52                   | 0.7073     | 5.62                    | 0.7079     | 0.69      | 0.89      |
| Zircon-124   | 0.282754                          | 0.000019   | 0.002137                          | 0.000017   | 315       | 10         | -1.54                   | 0.6719     | 5.46                    | 0.6725     | 0.69      | 0.90      |
| Zircon-125   | 0.282756                          | 0.000014   | 0.001869                          | 0.000016   | 322       | 10         | -1.42                   | 0.4951     | 5.74                    | 0.4956     | 0.68      | 0.89      |
| Zircon-126   | 0.282761                          | 0.000017   | 0.0009407                         | 0.0000025  | 335       | 12         | -1.06                   | 0.6012     | 6.39                    | 0.6017     | 0.66      | 0.85      |
| Zircon-127   | 0.282726                          | 0.000014   | 0.0012729                         | 0.0000071  | 316.7     | 9.9        | -2.35                   | 0.4951     | 4.69                    | 0.4955     | 0.71      | 0.95      |

| Muestra    | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $2\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $2\sigma$ | Edad (Ma) | $2\sigma$ | $\varepsilon\text{Hf} (0)$ | $2\sigma$ | $\varepsilon\text{Hf} (i)$ | $2\sigma$ | TDMZ (Ga) | TDMW (Ga) |
|------------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------------------------|-----------|----------------------------|-----------|-----------|-----------|
| Zircon-128 | 0.28273                           | 0.000015  | 0.001779                          | 0.00001   | 324       | 11        | -2.33                      | 0.5304    | 4.88                       | 0.5310    | 0.72      | 0.94      |
| Zircon-129 | 0.282732                          | 0.000017  | 0.002318                          | 0.000015  | 322       | 10        | -2.37                      | 0.6012    | 4.79                       | 0.6018    | 0.73      | 0.95      |
| Zircon-130 | 0.282688                          | 0.000018  | 0.0017825                         | 0.000006  | 334       | 11        | -3.82                      | 0.6365    | 3.60                       | 0.6371    | 0.78      | 1.03      |
| Zircon-131 | 0.282679                          | 0.000018  | 0.0019208                         | 0.0000098 | 324       | 11        | -4.16                      | 0.6365    | 3.04                       | 0.6371    | 0.79      | 1.06      |

Los valores  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  del Condrito (CHUR) son 0.282785 y 0.0336, respectivamente (Bouvier *et al.* 2008)

Los valores actuales  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  y de  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  del Manto Deprimido (DM) son 0.283225 y 0.0385, respectivamente (Vervoort y Blichert-Toft 1999)

El valor  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  de bulk earth es 0.015 (Goodge y Vervoort 2006)

$\lambda=1.865 \times 10^{-11}$  (Söderlund *et al.* 2004)

## ANEXO IV: RESÚMENES PRESENTADO A CONGRESO

# Petrología y geocronología de enclaves graníticos del Paleozoico superior en diques mesozoicos en el sector costero del Norte chico (31°30'S), Chile

Patricia Sigoña<sup>1\*</sup>, Reynaldo Charrier<sup>1,2</sup>, Marcia Muñoz<sup>3</sup>, Felipe Tapia<sup>1</sup> y Marcelo Farías<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

<sup>2</sup>Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Andrés Bello, Campus República, Salvador Sanfuentes 2357, Santiago, Chile

<sup>3</sup>Advanced Mining and Technology Center (AMTC), Universidad de Chile, Av. Tupper 2007, Edificio AMTC, Santiago, Chile

\*Correo: [pati.sigona@gmail.com](mailto:pati.sigona@gmail.com)

**Resumen.** Al norte y al sur de los 33°S, existen en territorio chileno, franjas batolíticas que representan el arco magmático del Paleozoico Superior: el Batolito Elqui-Limarí (28°30'-31°00'S), aflorando a lo largo de la Cordillera Frontal, con edades entre el Mississipiano y el Triásico Superior, y el Batolito Costero (33°-39°S), de edad Pennsylvaniano, ubicado en la Cordillera de la Costa. En este trabajo se han estudiado enclaves graníticos que provienen del sector costero, a los 31°30'S. Dataciones radiométricas U-Pb en circones de dichos enclaves arrojaron una edad de 319,2 ± 2,2 Ma. La concordancia de esta edad con la del Batolito Costero, junto con las características petrológicas que presentan los enclaves graníticos, permiten sugerir una extensión de este batolito bajo la cobertura mesozoica, en la región al norte de los 33°S.

**Palabras Claves:** Enclaves graníticos, plutonismo, Paleozoico superior, Batolito Costero, Norte Chico, Chile central, Andes.

## 1 Introducción

A lo largo de Chile y Argentina central, los afloramientos que representan el arco magmático del Paleozoico superior se distribuyen de forma diferente al norte y al sur de los 33°S. Al norte de esta latitud y a lo largo de la Cordillera Frontal, aflora el Batolito Elqui-Limarí (28°30'-31°00'S), con edades U-Pb que van desde el Mississipiano al Triásico Superior (328-210 Ma, Hervé et al. 2014; Makshev et al. 2014). Los cuerpos más antiguos, pennsylvanianos, se encuentran hacia el borde occidental de este batolito, mientras que los cuerpos más jóvenes, mayormente triásicos, se ubican más al este, como lo hicieron notar Mpodozis y Kay (1992).

A lo largo de la costa, entre 33° y 39°S, se encuentra el Batolito Costero, de edad Pennsylvaniano (320-300 Ma, Deckart et al. 2014). Entre estas latitudes, a lo largo de la vertiente chilena de la Cordillera Principal, no se reconocen afloramientos del Pennsylvaniano equivalentes a los del Batolito Elqui-Limarí. Sin embargo, estudios recientes en circones heredados en

lavas y plutones cenozoicos de la Cordillera Principal, al sur de 33°S, muestran edades y características geoquímicas similares a

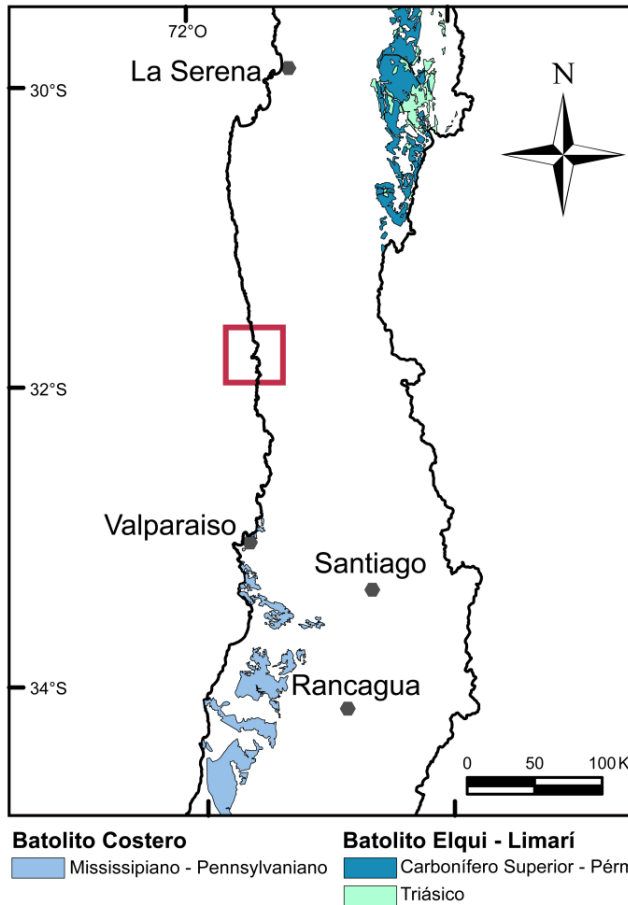
las de los plutones pennsylvanianos-guadalupianos de la Cordillera Frontal, al norte de 33°S (Muñoz et al. este congreso). Esto se ha interpretado como una evidencia a favor la existencia de un basamento cristalino paleozoico de naturaleza ígnea debajo de la cubierta estratificada meso-cenozoica de la Cordillera Principal. Lo anterior sugiere que al sur de esta latitud existirían también los componentes pennsylvanianos del Batolito Elqui-Limarí, aún cuando estos se encontrarían en profundidad. Los componentes permo-triásicos de este batolito no están presentes a esta latitud en territorio chileno, sino formando parte de la franja de intrusivos conocida más al este, a lo largo de la Cordillera Frontal, en Argentina (Kleiman y Japas, 2009).

De esta manera, al sur de 33°S existirían dos franjas intrusivas al este de la franja magmática del Batolito Costero: una pennsylvaniana-guadalupiana (Carbonífero Superior - Pérmico medio) bajo la Cordillera Principal occidental, y otra permo-triásica en la Cordillera Frontal en Argentina, separadas unas de otras por varias decenas de kilómetros. Este escenario es diferente al observado al norte de los 33°S, donde los componentes intrusivos del Carbonífero superior, Pérmico y Triásico forman una sola franja continua en la Cordillera Frontal, disminuyendo en edad hacia el E, y no existen evidencias de magmatismo pennsylvaniano hacia la costa, que puedan asociarse con el Batolito Costero.

Este trabajo tiene como objetivo presentar los resultados obtenidos del estudio de enclaves graníticos contenidos en un dique máfico emplazado en el Complejo Metamórfico Choapa (Rebolledo y Charrier, 1994), del sector costero al norte de los 33°S (Fig. 1). Estos enclaves graníticos, por su ubicación, podrían corresponder a evidencias del magmatismo del Paleozoico superior, en una región donde no existen



afloramientos del Batolito Costero, y corresponder así la prolongación de éste en profundidad bajo unidades más jóvenes. De esta manera, el estudio detallado de la edad y de las características mineralógicas y geoquímicas de estos enclaves permitirá una mejor comprensión del contexto tectónico durante el emplazamiento de estos batolitos y de la evolución tectono-magmática durante el Paleozoico Superior.



**Figura 1.** Distribución espacial de los intrusivos del Paleozoico superior - Triásico entre los 29°30'S y 34°30'S, según Deckart et al. (2014) y Maksaev et al. (2014). El recuadro encierra la zona de estudio donde se encuentran los enclaves graníticos estudiados en este trabajo.

## 2 Metodología

Para alcanzar el objetivo de este trabajo se realizaron análisis petrográficos y geocronológicos de los enclaves en cuestión. El estudio petrográfico de cortes transparentes de los enclaves y el dique hospedante fue realizado en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Se describieron en total 5 láminas delgadas de los primeros y 6 del segundo, además de 2 muestras del contacto entre ambas litología.

Se realizaron determinaciones radiométricas en

circones de los enclaves graníticos estudiados, los que se contempla además estudiar en el futuro mediante determinaciones de isotopía de Hf. Los circones de una muestra de enclave fueron separados magnéticamente y mediante líquidos pesados en el Laboratorio de Separación de Minerales del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Se realizaron análisis de U-Pb mediante LA-ICP-MS en el Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias, Universidad de México.

## 3 Petrografía

### 3.1 Enclaves

Macroscópicamente, los enclaves muestran una textura fanerítica, de grano muy grueso, superando incluso 1 cm. Contiene cuarzo anhedral (35%) y una masa indistinguible de feldespatos (65%). No se observan minerales máficos primarios. Los bordes de los granos de feldespato presentan, además, una aureola más parduzca y blanda, que tiende a aislar a los cristales de cuarzo. En el contacto entre cristales, se pueden ver granos de epidota.

Microscópicamente, el enclave muestra una textura fanerítica de grano muy grueso, compuesta de cuarzo, plagioclasa, microclina y ortoclasa con textura perfitica. El cuarzo, en general, se presenta bien preservado. Los feldespatos se muestran con una intensa alteración a arcillas o feldespatos secundarios, sobre todo en los bordes de los granos, donde estos minerales crecen a expensas de los feldespatos primarios. En estas zonas es posible también observar texturas mirmequíticas y granofíricas.

### 3.2 Dique Máfico

Macroscópicamente, el dique muestra un color verde parduzco, con textura levemente porfírica, con un máximo de 1% de fenocristales de plagioclasa y minerales máficos indeterminados de color negro. Estos fenocristales ocurren ocasionalmente formando cúmulos.

Microscópicamente, el dique presenta fenocristales (1%) de plagioclasa (más abundante), clinopiroxeno, cuarzo y ortoclasa. Esta última se presenta como oikocristales encerrando a minerales máficos, alterados a clorita y actinolita, y plagioclasa. Se observan además fenocristales alterados por completo a clorita y actinolita, lo que podría indicar la presencia de hornblenda primaria. La masa fundamental muestra un arreglo intergranular con plagioclasa, minerales máficos y opacos. Los minerales máficos pueden estar frescos (clinopiroxeno) o alterados por completo a epidota, clorita y actinolita. Estos dos últimos minerales suelen ocurrir en un hábito acicular, lo que

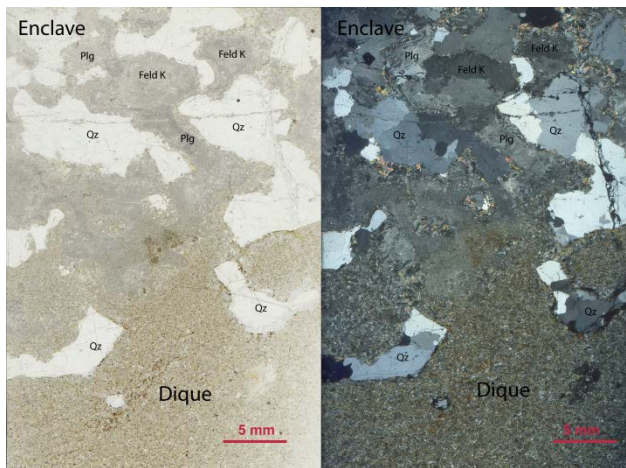
sugiere también, la presencia de hornblenda primaria.

El alto contenido de anfíbolos en la masa fundamental de la roca estudiada sugiere la existencia de hornblenda primaria como mineral máfico dominante, pero actualmente reemplazada en su totalidad por minerales de alteración. Bajo esta hipótesis, la roca correspondería a una cuarzo-diorita de hornblenda.

### 3.2 Contacto entre los Enclaves y el Dique hospedante

Macroscópicamente, el contacto entre ambas litologías es nítido y abrupto, sin embargo se observan embahiamientos del dique hacia el enclave y viceversa, que son capaces de aislar trozos de enclave, principalmente cuarzo, en la masa fundamental del dique. Éste último se inyecta a lo largo los bordes de los granos del enclave, formando caminos que se alejan del contacto hasta unos 3 cm.

Microscópicamente, los granos de cuarzo de los fragmentos del enclave incorporados a la masa fundamental del dique preservan una textura fanerítica en su conjunto. Los feldespatos cercanos al contacto están intensamente alterados a epidota, clorita-esmectita y arcillas. Sin embargo, a mayor distancia del contacto es posible observar las texturas primarias del enclave (fanerítica, mirmequítica, granofrica). La masa fundamental del dique muestra hacia el contacto con el enclave un aumento en el contenido de clorita-esmectita y cuarzo (Fig. 2).



**Figura 2.** Microfotografía del contacto entre el dique máfico y el enclave granítico a nícoles paralelos (izquierda) y nícoles cruzados (derecha). Se observan granos de cuarzo (Qz) dentro de la masa fundamental del dique.

## 4 Geocronología

Fueron analizados 30 circones de una muestra de enclave. Los resultados muestran una distribución

unimodal de las edades entre 308 y 328 Ma y un peak bien marcado en los  $319,2 \pm 2,2$  Ma (Fig. 3). Esta última edad fue considerada como la edad de cristalización

## 5 Discusión y Conclusiones

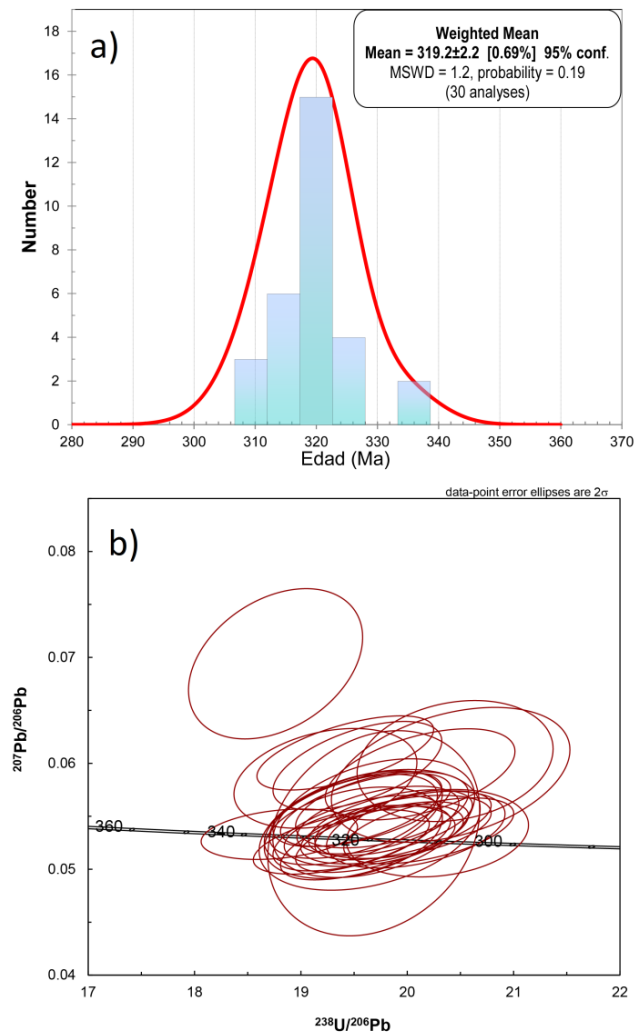
La relación de contacto entre el dique y el enclave, si bien a escala de muestra de mano se observa nítida y abrupta, microscópicamente entrega evidencias de interacciones entre ambas litologías. Aunque no existen bordes de enfriamiento alrededor de los enclaves, es posible ver una cierta asimilación de estos dentro del dique hospedante. Dicha asimilación se presenta con una ligera variación de la composición mineralógica de los enclaves en las cercanías del contacto. A pesar de estas evidencias, no se observa reacciones de metamorfismo de contacto en el enclave, ya que no existe un reemplazo de los minerales primarios por minerales secundarios de alta temperatura y tampoco una variación en las texturas primarias de la roca original. De lo anterior, se deduce que el dique, al momento de incorporar estos enclaves, ya habría experimentado cierto enfriamiento o bien, haber sido sometido una alta tasa de enfriamiento entre la incorporación de los enclaves, el emplazamiento del dique y su solidificación.

La presencia de texturas de intercrecimiento en el borde de granos del enclave, como se observa en las texturas mirmequítica y en las coronas de feldespatos secundarios de menor tamaño y arcillas alrededor de los feldespatos primarios, sugieren reacciones magmáticas tardías por fluidos ricos en Na-Ca con los granos de feldespatos, en particular ortoclasa. Nuevamente, se descarta que estas texturas, en particular las coronas alrededor de los feldespatos, sean producto del contacto entre el dique y el enclave y se sugiere que estas tienen un origen más bien primario, propio del enfriamiento del plutón.

El rango de edades obtenidas mediante el análisis de U-Pb en circones de un enclave granítico varía entre ~308 y ~328 Ma. Ello se correlaciona bastante bien con la edad obtenida por Deckart et al. (2014) para el Batolito Costero en la región al sur de 33°S. Esta coincidencia de edad ha permitido hipotetizar que estos enclaves, o la fuente de estos, podría corresponder a la prolongación hacia el norte del batolito mencionado, cuyos afloramientos se encontrarían bajo la cobertura meso-cenozoica presente en el área de estudio.

De acuerdo a lo mencionado arriba, se tendría para la zona al norte de 33°S un paralelismo entre el Batolito de la Costa, y el Batolito Elqui-Limarí, una configuración similar a lo que ocurre al sur de 33°S donde los afloramientos paleozoicos de la costa

coexisten con los ubicados en la Cordillera Frontal. Si además se considera la edad U-Pb en circón de  $303,8 \pm 2,7$  Ma obtenida para un domo riolítico perteneciente a los Estratos de Llano de Chocolate (Creixell *et al.* 2014), entre los  $28^{\circ}30'$  y  $29^{\circ}30'S$ , el arco magmático costero del Pennsylvaniano se podría extender incluso más al norte de  $30^{\circ}S$ .



**Figura 3.** Resultados de las determinaciones radiométricas de U-Pb en circón. a) Histograma de probabilidad de edad y b) diagrama de Concordia (Tera – Wasserburg) para los 30 circones analizados.

Recientemente, Maksaev *et al.* (2014) presentaron en su trabajo una recopilación de edades del batolito Elqui-Limarí. En base a la distribución de estas edades se podría sugerir que los afloramientos en el borde occidental de la Cordillera Frontal corresponderían a las manifestaciones más orientales de la actividad magmática del Pennsylvaniano.

En base a lo expuesto anteriormente, es posible inferir que durante el Pennsylvaniano Temprano el arco magmático principal habría estado ubicado en lo que

hoy es la costa con manifestaciones menores hacia el este, a lo largo de la Cordillera Frontal. Lo anterior podría sugerir que durante el Carbonífero superior se habría desarrollado una actividad magmática simultánea en ambos sectores, o bien que este magmatismo se habría extendido lateralmente desde la costa hasta la Cordillera Frontal, como ha sido propuesto por Godoy y Navarro (2014).

Durante el Pérmico-Tríasico Inferior, la actividad ígnea se habría concentrado más al este, en lo que corresponde a la Cordillera Frontal, tanto en Chile como Argentina y al norte y sur de los  $33^{\circ}S$ . Esta migración habría sido continua en el tiempo, como se puede apreciar al norte de los  $33^{\circ}S$ , donde los intrusivos pérmicos intruyen a aquellos carboníferos. No obstante, no es posible distinguir estas relaciones de contacto al sur de esta latitud debido a la cobertura meso-cenozoica en esta región según lo documentado por Muñoz *et al.* (este congreso).

## Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el proyecto Fondecyt 1120272. Agradecemos a los Profesores Luis Aguirre y Francisco Hervé, del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, por su valiosa ayuda en el estudio e interpretación de texturas de los enclaves estudiados.

## Referencias

- Creixell, C.; Oliveros, V.; Vázquez, P.; Vallejos, D.; Valin, X. 2014. Evidences for a Carboniferous to Early Permian forearc section along the Coastal Ranges of North Chile ( $28^{\circ}30'$ - $29^{\circ}30'S$ ). En Congreso Geológico Argentino, No. XIX, Simposio 21-13, Córdoba.
- Deckart, K.; Hervé, F.; Fanning, C.M.; Ramírez, V.; Calderón, M.; Godoy, E. 2014. U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of Zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *Andean Geology* 41(1): 49-82.
- Godoy, E.; Navarro, J. 2014. Sobre la parte oculta del plutonismo Carbonífero-Pérmico al oeste de la Cordillera Principal de Chile Central. En Congreso Geológico Argentino, No. XIX, Simposio 22-28, Córdoba.
- Hervé, F.; Fanning, C.M.; Calderón, M.; Mpodozis, C. 2014. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera ( $28^{\circ}$ - $31^{\circ}S$ ): SHRIMPU-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematics. *Lithos* 184-187: 436-446.
- Kleiman, L. E.; Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at  $34^{\circ}S$ - $36^{\circ}S$  (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 283-299.

- Maksaev, V.; Munizaga, F.; Tassinari, C. 2014. Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20° and 31°S. *Andean Geology* 41 (3): 447-506.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin* 104: 999–1014.
- Muñoz, M.; Charrier, R.; Sigoña, P.; Fanning, M. 2015. The Paleozoic Basement beneath the Mesozoic Cover of the Andean Principal Cordillera in Central Chile (34°00'-34°3'S): Tracks from Inherited Zircon Crystals. En Congreso Geológico Chileno, No. XIV, este Congreso.
- Rebolledo, S.; Charrier, R. 1994. Evolución del basamento paleozoico en el área de Punta Claditas, Coquimbo, Chile. *Andean Geology* 21(1): 55-62.

# The Paleozoic Basement beneath the Mesozoic Cover of the Andean Principal Cordillera in Central Chile (34°00'-34°30'S): Tracks from Inherited Zircon Crystals

Marcia Muñoz<sup>1\*</sup>, Reynaldo Charrier<sup>2,3</sup>, Patricia Sigoña<sup>3</sup> and Mark Fanning<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Advanced Mining and Technology Center (AMTC), Universidad de Chile, Av. Tupper 2007, Edificio AMTC, Santiago, Chile

<sup>2</sup>Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Campus República, Santiago, Chile

<sup>3</sup>Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

<sup>4</sup>Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra ACT 0200, Australia

\* email: marmunoz@ing.uchile.cl

**Abstract.** In this contribution we document and discuss the presence of Late Paleozoic crystalline basement beneath the Mesozoic cover exposed in the High Andes of Central Chile (34°00'-34°30'S). This has been tracked from the common occurrence of inherited zircon crystals of that age in Cenozoic igneous rocks from the region. The latter have been analyzed for age and Hf-O isotopic composition by in-situ single crystal analyses. Based on the similarities among age distributions, we suggest that the inferred basement corresponds to the southern prolongation of the Late Paleozoic-Triassic batholith exposed further north, in the Chilean High Andes between 28-31°S, but the Triassic components are missing from the record. We also indicate that this whole belt along the High Andes represents an independent and partly overlapping magmatic event respect to that recorded in the Late Paleozoic components of the Coastal Batholith exposed from 33°S southwards. The isotopic composition of the inherited zircons reveals a more crustal-like signature than the latter units, but still defines a trend towards less incorporation of upper crustal material in the genesis of magmas with decreasing age.

**Key Words:** Late Paleozoic, Crystalline Basement, Inherited Zircon Crystals, Chilean Andes

## 1 Introduction

Our studies on the genesis of Andean Cenozoic magmas in central Chile have revealed the incorporation of older crustal components that they interacted with whilst ascending through the upper continental lithosphere (e.g., Muñoz et al., 2013). In particular, the presence of presumed Paleozoic igneous rocks is recorded by the common occurrence of inherited zircon crystals of that age in igneous rocks of the region. These are distributed in the High Andes, near the Chilean-Argentinean border between 34°00'-34°30'S (Fig. 1), and are either emplaced in or overly Mesozoic volcanic and sedimentary units. Therefore, in this area the inherited material provides

an inferred direct sampling of the Paleozoic basement beneath the Mesozoic cover.

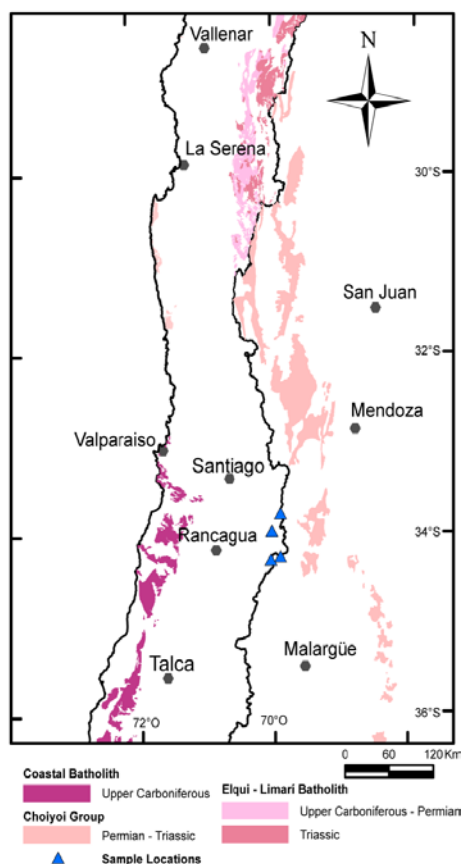
In our studies we have routinely determined U-Pb ages and O isotopic compositions by SHRIMP and Hf isotopic composition by LA-ICP-MS. We present in this contribution both new unpublished data and previously published for Late Paleozoic inherited zircon crystals that characterize the crystalline basement of that age in the High Andes of Central Chile. We also compare and discuss our results with data obtained from the Paleozoic crystalline basement that crops out at different locations, in Chile and Argentina, along the Andean margin.

To date, two batholiths of Late Paleozoic age have been recognized in the Andean margin of Chile and Argentina, namely the Late Carboniferous Coastal Batholith south of 33°S, and the mostly Permian Frontal Cordillera Batholith in the High Andes north of that latitude (Fig 1). Their outcrops apparently have no prolongations north and south of 33°S respectively, which represents a conundrum for the geology of this region and for understanding Andean Late Paleozoic evolution. Some recent studies have provided new data and/or raised new hypotheses concerning these issues.

Regarding the virtual termination of the Late Paleozoic Coastal Batholith northwards from 33°S, Godoy and Navarro (2014) have suggested that it should continue but remain hidden beneath the Late Paleozoic cover (accretionary complex). This hypothesis, based on the metamorphic P-T° conditions recorded in this cover, questions the actual magnitude and extent of subduction erosion processes in the margin; the latter process having been argued on the basis of the absence of the Late Paleozoic Coastal Batholith northwards from 33°S. In support of these authors hypothesis, Sigoña et al. (this volume) have reported the presence granitic enclaves

of Late Carboniferous age entrained within a dike that intrudes the Paleozoic Metamorphic Basement (accretionary complex) in the coastal area at  $\sim 32^{\circ}\text{S}$ . This suggests that the Coastal Batholith exposed south of  $33^{\circ}\text{S}$  probably extends at depth to this region. As these observations suggest, the Late Paleozoic Coastal Batholith is considered to constitute a continuous feature along the Chilean coast implying the existence of two parallel batholithic swaths north from at least  $33^{\circ}\text{S}$ .

For the region south of  $33^{\circ}\text{S}$ , where the Permian Frontal Cordillera Batholith is apparently absent, Rossel et al. (2014) obtained an age of  $333 \pm 4.4$  Ma in a granitic boulder contained within a Kimmeridgian conglomerate deposit of the Chilean High Andes. According to the authors, this finding suggests that plutonic bodies with a similar age as those exposed in the Frontal Cordillera Batholith might have been exposed and eroded in this region during late Jurassic times. These in turn could represent a prolongation of the mentioned batholith to the Andean region south of  $33^{\circ}\text{S}$ .



**Figure 1.** Map showing the approximate location of the samples studied in this work and the distribution of Late Paleozoic crystalline basement rocks along Chile and Argentina. Sources from Segemar (1997), Sernageomin (2002), Ramos et al. (2004), Deckart et al. (2014) and Maksaeve et al. (2014).

If the above mentioned hypotheses are correct, then it would be possible to extend two parallel batholithic swaths north and south of  $33^{\circ}\text{S}$ , a slightly older one along the coast and a younger one along the high Andean cordillera. This would in turn suggest an eastward shift of the magmatic arc from late Carboniferous to Permian times.

## 2 Sampled Units

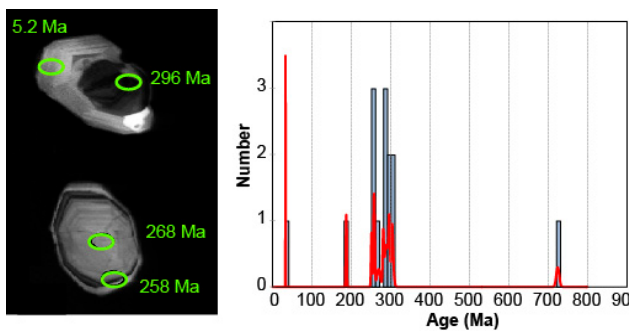
### 2.1 General Characteristics and Geologic Setting

From our sampling, a total of four igneous units show Late Paleozoic inherited zircon crystals (Fig. 2): (i) three intrusive rocks, namely Paso Colina ( $\sim 1.1$  Ma), Cachapoal ( $\sim 12.1$  Ma) and Jeria ( $\sim 7$  Ma), and (ii) a volcanic flow from the Cerro Listado Pleistocene series ( $\sim 0.53$  Ma; locations indicated in Fig 1; ages from Muñoz et al. (2013) and our own unpublished data). These units, as with Andean Cenozoic magmatism in general, show compositional features of arc-related magmas, which has resulted from the continuous plate convergence throughout this period (e.g., Kay et al., 2005). In addition, they also show a variable involvement of crustal components incorporated into the overriding lithosphere (e.g., Hildreth & Moorbath, 1988) and/or in the asthenospheric source (e.g., Stern, 1991).

The Andean region where the sampled units are located exposes a nearly north-south trending belt of Mesozoic volcanic and sedimentary series distributed both sides of the Chilean-Argentinean border. Towards the west, in Chile, the outcrops are exclusively dominated by Cenozoic and Mesozoic rocks, except near the coastline. Here, the northern tip of the Coastal Batholith is exposed, which hosts a significant proportion of Late Paleozoic rocks (Fig 1). The geology towards the east, in Argentina, is mainly represented by the southern termination of the Frontal Cordillera, an uplifted block of Late Paleozoic to Triassic crystalline basement (Fig 1).

### 2.2 Inherited Zircons: Main Features, U-Pb Ages and Hf-O Isotopic Composition

As the primary aim of our studies is the Cenozoic evolution, our data sets on inherited components is not as extensive. Nevertheless, the main characteristics of the few inherited components we have analyzed are persistently present amongst different samples and so, in the following, we treat these as a single group.



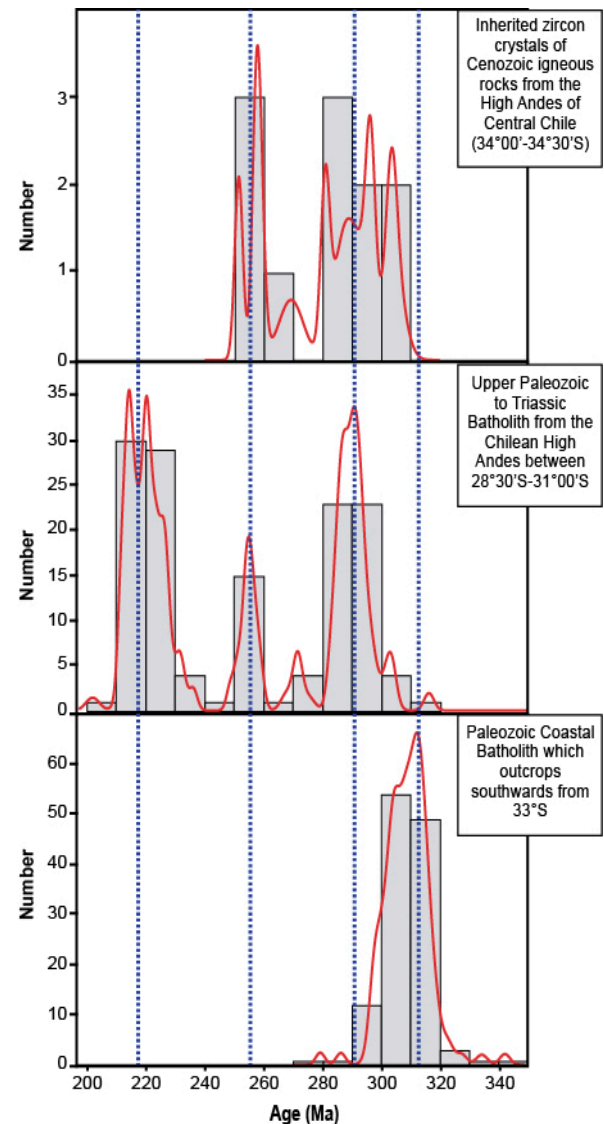
**Figure 2.** (a) Cathodoluminescence image of analyzed zircons to illustrate the mode of occurrence of the inherited material. Indicated in green are the U-Pb pits and the corresponding ages. (b) Histogram that shows the age distribution for all the inherited material in the Cenozoic igneous rocks studied.

As revealed from the U-Pb age determinations, inherited components in zircon populations are predominantly present as crystal cores, rimmed by primary igneous zircon (Fig. 2). Rarely, complete whole crystals correspond to this component, with both core and rims recording the older ages (Fig. 2).

The inherited zircon components have U-Pb ages mostly in the Late Paleozoic and a negligible number of grains show other ages (Fig. 2). The data distribution displays two age groups: (i) Late Carboniferous-Early Permian (310-280 Ma) and (ii) Late Permian (270-250 Ma; Figs. 2, 3). This bimodal distribution is the same as that shown by the Late Paleozoic components of the Late Paleozoic-Triassic batholith further north, in the Chilean High Andes between  $\sim 28$ - $31^\circ\text{S}$  (Fig. 3; Hervé et al., 2014). In addition, the youngest group of Late Permian ages also coincides with the time span of 281-251 Ma recorded by the lower Choiyoi Group in western Argentina (Fig. 3; e.g., Rocha-Campos et al., 2011). The Coastal Batholith, exposed at the same latitude as units here studied (Fig. 2), has been shown to record the oldest ages amongst the Chilean crystalline Paleozoic basement (Fig. 3; Deckart et al., 2014; Maksaev et al., 2014). However, it has to be noted that the age distribution is partly overlapping between  $\sim 320$ - $290$  Ma and this indicates a time span of at least  $\sim 30$  Ma during which all of these magmatic events coexisted (Fig. 3).

The Hf isotopic composition of the inherited zircons shows a crustal-like signature with most values of  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  between -3 and -7 (Fig. 4). Regarding the Chilean crystalline Paleozoic basement located further north and at the coast, the inherited zircons show a comparatively more evolved signature and do not display any discernible pattern towards less evolved compositions with younging age (Fig. 4). In contrast, these units have O isotopic compositions that trend towards progressively less involvement of upper crustal material in the genesis of magmas with

decreasing age (Fig. 4). This is seen in the inherited zircons where the  $\delta^{18}\text{O}$  values vary from +8.2 to +4.7 between  $\sim 305$  Ma and  $\sim 250$  Ma (Fig. 4).

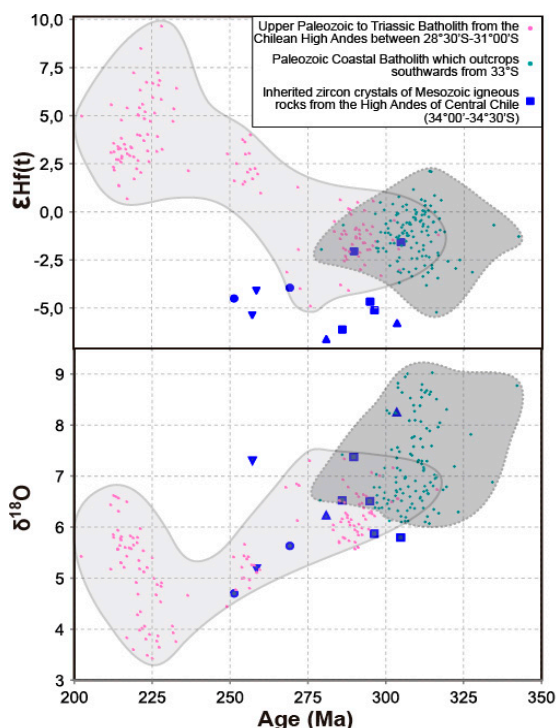


**Figure 3.** Histograms for the age distribution of the Late Paleozoic units corresponding to the crystalline basement in Chile (Deckart et al., 2014; Hervé et al., 2014) and the inherited zircons studied here.

### 3 Summary and Conclusions

Cenozoic Andean igneous rocks from the High Andes of Central Chile show a common presence of Late Paleozoic inherited zircon crystals. This implies the existence of a basement of that age beneath the Mesozoic cover exposed in the region. The age distribution for these inherited zircons components strongly suggests that such basement corresponds to the southern prolongation of the Upper Paleozoic-Triassic batholith exposed further north, in the

Chilean High Andes between 28–31°S. However, with respect to the latter, the Triassic components are notably missing from the record. Although the Coastal Batholith exposed to the west shows in general older ages, there is still a time span of at least ~30 Ma where all these magmatic events coexisted. Regarding the isotopic composition, the inferred Late Paleozoic basement from the High Andes of central Chile shows a more crustal-like signature with evolved  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values (-3 to -7). However, there is a clear trend towards progressively less involvement of upper crustal material in the genesis of magmas as documented by the decreasing  $\delta^{18}\text{O}$  values with time.



**Figure 4.**  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  and  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic composition against time of the inherited zircons studied here compared against the Upper Paleozoic crystalline basement in Chile. The latter data has been taken from Deckart et al. (2014) and Hervé et al. (2014).

These results disregard the hypothesis of the Coastal Batholith being a southern prolongation of the Late Paleozoic-Triassic batholith exposed further north in Frontal Cordillera, argued to be displaced to the west by latter tectonic events (e.g., Charrier et al., 2007). In turn, from our results we propose the existence of two parallel batholithic swaths of Late Paleozoic age north and south of 33°S. Both belts represent different and partly overlapping magmatic events and also record an eastward shift of the magmatic arc from late Carboniferous to Permian.

### Acknowledgments

This work was supported by the Chilean government

through CONICYT with FONDECYT projects 1120272 and 11140012, and Anillo Project ACT N°18.

### References

- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. In: *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W., editors). The Geological Society: 21-114, London.
- Deckart, K.; Hervé, F.; Fanning, C. M.; Ramírez, V.; Calderón, M.; Godoy, E. 2014. U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *Andean Geology* 41 (1): 49-82.
- Godoy, E.; Navarro, J. 2014. Sobre la parte oculta del plutonismo Carbonífero-Permiano al oeste de la Cordillera Principal de Chile Central. *Proceedings XIX Congreso Geológico Argentino* (CD). Córdoba.
- Hervé, F.; Fanning, C. M.; Calderón, M.; Mpodozis, C. 2014. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°–31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematics. *Lithos* 184-187: 436-446.
- Hildreth, W.; Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98 (4): 455-489.
- Kay, S. M.; Godoy, E.; Kurtz, A. (2005). Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117 (1-2): 67-88.
- Maksaev, V.; Munizaga, F.; Tassinari, C. 2014. Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20° and 31°S. *Andean Geology* 41 (3): 447-506.
- Muñoz, M.; Farías, M.; Charrier, R.; Fanning, C. M.; Polvé, M.; Deckart, K. 2013. Isotopic shifts in the Cenozoic Andean arc of central Chile: records of an evolving basement throughout cordilleran arc mountain building. *Geology* 41 (8): 931-934.
- Rocha-Campos, A. C.; Basei, M. A.; Nutman, A. P.; Kleinman, L. E.; Varela, R.; Llambías, E. J.; Canile, F. M.; da Rosa, C. R. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research* 19 (2): 509-523.
- Rossel, P.; Oliveros, V.; Mescua, J.; Tapia, F.; Ducea, M.N.; Calderón, S.; Charrier, R.; Hoffman, D. 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33°–35.5°S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology* 41 (3): 529-557.
- Segemar 1997. Mapa Geológico de Argentina, 1:2500000. Servicio Geológico Minero Argentino. Argentina.



Sernageomin (2002). Mapa Geológico de Chile, 1:1000000.  
Servicio Nacional de Geología y Minería. Chile.

Sigoña, P. this volume. Petrología y Geocronología de  
Enclaves Graníticos en Diques Máficos emplazados en el

Complejo Metamórfico del Choapa, Sector Costero,  
Huentelauquén. Proceedings XIV Congreso Geológico  
Chileno.

Stern, C. R. 1991. Role of subduction erosion in the generation  
of Andean magmas. *Geology* 19 (1): 78-81.