



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS  
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA DEL  
MARGEN SUROCCIDENTAL DE GONDWANA (19°- 40° S) DEL  
CARBONÍFERO AL JURÁSICO DESDE UN PUNTO DE VISTA  
GEOQUÍMICO**

*Memoria para optar al Título de Geóloga*

**Isabella Valentina Ciocca Tobar**

*Profesora Patrocinante: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo*

*Profesores Comisión: Dr. Oscar Enrique Figueroa Arriagada*

*Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo*

Concepción, 2018



*A mis padres y mis hermanas,  
a la familia que elegí,  
y a mi flaquito.*

# ÍNDICE

	<b>Página</b>
<b>RESUMEN</b> .....	
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1.1. GENERALIDADES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA</b> .....	1
<b>1.2. OBJETIVOS</b> .....	2
<b>1.2.1. Objetivo general</b> .....	2
<b>1.2.2. Objetivos específicos</b> .....	2
<b>1.3. UBICACIÓN</b> .....	3
<b>1.4. AGRADECIMIENTOS</b> .....	4
<b>2. MARCO GEOLÓGICO</b> .....	6
<b>2.1. CHILE</b> .....	6
<b>2.1.1. Cordillera de la Costa</b> .....	6
<b>2.1.2. Precordillera y Cordillera de Los Andes</b> .....	10
<b>2.2. ARGENTINA</b> .....	15
<b>3. MARCO GEOTECTÓNICO</b> .....	20
<b>3.1. CICLO GONDWÁNICO</b> .....	20
<b>3.2. CICLO PRE-ANDINO</b> .....	22
<b>3.3. CICLO ANDINO</b> .....	24
<b>4. METODOLOGÍA</b> .....	27
<b>4.1. BASE DE DATOS</b> .....	27
<b>4.1.1. Caracterización de muestras</b> .....	27
<b>4.1.2. Composición geoquímica</b> .....	29
<b>4.1.3. Edad</b> .....	29
<b>4.1.4. Razones isotópicas</b> .....	30
<b>4.1.5. N.D. o no data</b> .....	30
<b>4.1.6. Cálculos en base de datos</b> .....	30
<b>4.1.6.1. Hierro</b> .....	30
<b>4.1.6.2. Razones isotópicas iniciales</b> .....	34
<b>4.2. SISTEMA DE ENTRADA DE INFORMACIÓN</b> .....	36
<b>4.2.1. Construcción de diagramas</b> .....	37
<b>4.2.2. Selección de datos y definición de variables</b> .....	39
<b>4.2.3. Filtrado de edad</b> .....	41
<b>4.2.4. Cálculos previos</b> .....	42
<b>4.2.5. Representación de datos</b> .....	43
<b>4.2.6. Promedios</b> .....	44
<b>4.3. DIAGRAMAS GENERADOS</b> .....	46
<b>4.3.1. Diagramas de clasificación</b> .....	46
<b>4.3.2. Diagramas de variación</b> .....	47
<b>4.3.3. Diagramas multielemento</b> .....	47
<b>4.3.4. Diagramas de clasificación tectónica</b> .....	48
<b>5. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA</b> .....	49

<b>5.1. DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN</b> .....	49
5.1.1. Diagrama TAS para rocas volcánicas.....	49
5.1.2. Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y para rocas volcánicas.....	50
5.1.3. Diagrama TAS para rocas plutónicas.....	54
5.1.4. Diagrama R1-R2 para rocas plutónicas.....	56
5.1.5. Diagrama AFM para series subcalinas.....	58
5.1.6. Diagrama A/NK vs. A/CNK.....	58
<b>5.2. DIAGRAMAS DE VARIACIÓN</b> .....	61
5.2.1. Diagrama ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub> vs. edad.....	61
5.2.2. Diagramas ( <sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb) <sub>i</sub> vs. edad y ( <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb) <sub>i</sub> vs. edad .....	62
5.2.3. Diagrama εNd <sub>i</sub> vs. edad .....	63
5.2.4. Diagrama Eu/Eu* vs. edad .....	64
5.2.5. Diagrama La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub> vs. edad .....	66
5.2.6. Diagrama La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> vs. edad.....	67
5.2.7. Diagrama Sr/Y vs. edad .....	67
5.2.8. Diagramas de Reservorios .....	69
<b>5.3. DIAGRAMAS MULTIELEMENTO</b> .....	70
5.3.1. Diagrama de tierras raras normalizado al condrito.....	71
5.3.2. Diagrama Multielemento normalizado al manto primitivo .....	72
<b>5.4. DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA</b> .....	75
5.4.1. Diagramas Rb vs. Y+Nb y Rb vs. Yb+Ta para rocas graníticas.....	77
5.4.2. Diagrama Th-Hf/3-Ta para rocas basálticas.....	79
<b>5.5. PERÍODO CARBONÍFERO-PÉRMICO</b> .....	80
5.5.1. Carbonífero-Pérmico.....	80
5.5.2. Triásico .....	81
5.5.3. Jurásico.....	82
<b>6. DISCUSIÓN</b> .....	83
6.1. ELEMENTOS MAYORES.....	84
6.2. ELEMENTOS TRAZA .....	85
6.3. ISÓTOPOS.....	87
6.4. AMBIENTE GEOTECTÓNICO .....	90
6.5. COMPARACIÓN ENTRE CICLOS.....	95
<b>7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b> .....	98
7.1. CONCLUSIONES .....	98
7.2. RECOMENDACIONES .....	100
<b>8. REFERENCIAS</b> .....	101
<b>Anexo I: Base de Datos</b> .....	FT
IA. Base de datos.....	FT
IB. Base de datos para <i>Python</i> .....	FT
<b>Anexo II: Códigos de Diagramas</b> .....	FT

FT = fuera de texto

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Ubicación área de estudio .....	3
1. 2. Unidades morfoestructurales del área de estudio .....	4
2. 1. Mapa geológico del área de estudio.....	18
2. 2. Cuadro cronoestratigráfico .....	19
4. 1. Ubicación de muestras y referencias .....	28
4. 2. Diagrama QAP de clasificación de rocas plutónicas y rocas volcánicas.....	33
4. 3. Importación de paquetes de herramientas.....	37
4. 4. Construcción de campos, etiquetas de campos y ejes.....	38
4. 5. Transformación de coordenadas ternarias a binarias.....	39
4. 6. Selección de datos.....	39
4. 7. Definición de variables .....	40
4. 8. Relleno de variables abiertas .....	40
4. 9. Filtrado y definición de edad .....	41
4. 10. Normalización de óxidos en base anhidra. ....	42
4. 11. Filtrado de datos según edad y tipo de roca.....	43
4. 12. Cálculo de valores promedio .....	44
5. 1. Diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas para todas las muestras .	50
5. 2. Diagramas TAS de clasificación de rocas volcánicas por períodos .....	51
5. 3. Diagramas Zr/Ti vs. Nb/Y para todas las muestras .....	52
5. 4. Diagramas Zr/Ti vs. Nb/Y por períodos .....	53
5. 5. Diagramas TAS de clasificación de rocas plutónicas para todas las muestras	54
5. 6. Diagramas TAS para clasificación de rocas plutónicas por períodos.....	55
5. 7. Diagrama R1-R2 para todas las muestras .....	56
5. 8. Diagrama R1-R2 por período. ....	57
5. 9. Diagramas AFM para todas las muestras y por períodos .....	59
5. 10. Diagramas A/NK vs. A/CNK por períodos .....	60
5. 11. Diagrama ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>i</sub> vs. edad.....	62
5. 12. Diagramas ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) <sub>i</sub> vs. edad y ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) <sub>i</sub> vs. edad.....	63
5. 13. Diagrama $\epsilon\text{Nd}_i$ vs. edad .....	64
5. 14. Diagrama Eu/Eu* vs. edad.....	65
5. 15. Diagrama La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub> vs. edad .....	66
5. 16. Diagrama La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> vs. edad y espesores corticales.....	68
5. 17. Diagrama Sr/Y vs. edad y espesores corticales .....	68
5. 18. Diagrama ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) <sub>i</sub> vs. ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) <sub>i</sub> .....	69
5. 19. Diagrama ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) <sub>i</sub> vs. ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>i</sub> .....	70
5. 20. Diagrama REE normalizado al Condrito y al MORB de composiciones promedio de rocas corticales.....	71
5. 21. Diagrama de REE normalizado al condrito para el Carbonífero .....	72
5. 22. Diagrama de REE normalizado al condrito para el Pérmico, Triásico y Jurásico .....	73
5. 23. Diagrama multielemento normalizado al manto primitivo y normalizado al MORB.....	74

5.	24.	Diagrama multielemento normalizado al manto primitivo para el Carbonífero .....	75
5.	25.	Diagrama multielemento normalizado al manto primitivo para el Pérmico, Triásico y Jurásico .....	76
5.	26.	Diagramas Rb vs. Y+Nb y Rb vs. Yb+Ta para todas las muestras .....	77
5.	27.	Diagramas Rb vs. Y+Nb y Rb vs. Yb+Ta por períodos .....	78
5.	28.	Diagrama Th-Hf/3-Ta por períodos .....	79
5.	29.	Diagrama Th-Hf/3-Ta para rocas ácidas para todas las muestras .....	80
6.	1.	Histogramas por períodos de SiO <sub>2</sub> normalizado .....	84
6.	2.	Diagrama Eu/Eu* vs. SiO <sub>2</sub> normalizado para todas las muestras .....	86
6.	3.	Distribución geográfica de razones Eu/Eu* y edades .....	87
6.	4.	Diagrama ( <sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb) <sub>i</sub> vs. ( <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb) <sub>i</sub> con los principales reservorios terrestres y para las muestras en estudio .....	88
6.	5.	Distribución geográfica de εNd <sub>i</sub> , razones ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub> , y edades .....	89
6.	6.	Diagramas SiO <sub>2</sub> normalizado vs. razones isotópicas .....	90
6.	7.	Distribución geográfica de tipo de roca según edad .....	92
6.	8.	Distribución geográfica de edades Sr/Y y La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> .....	94
6.	9.	Histogramas por ciclos tectónicos de SiO <sub>2</sub> normalizado .....	96
6.	10.	Diagramas de variación ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub> , εNd <sub>i</sub> y Eu/Eu* versus edad, por ciclos tectónicos .....	97

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>
4. 1. Valores estándar de razón Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> / FeO para rocas volcánicas .....	32
4. 2. Rocas volcánicas y sus equivalentes plutónicos, porcentaje de sílice normalizado y razón R .....	34
4. 3. Código de colores para períodos y épocas .....	44
4. 4. Diagramas de clasificación .....	46
4. 5. Diagramas de variación .....	47
4. 6. Diagramas multielemento .....	48
4. 7. Diagramas de discriminación tectónica .....	48
6. 1. Cantidad de muestras según tipo de roca y edad .....	83

## RESUMEN

El margen suroccidental de Gondwana ha sido objeto de múltiples estudios con el fin de dilucidar su evolución tectónico-magmática y así conocer los procesos geológicos que contribuyeron a su formación. En este trabajo se recopilieron datos geoquímicos de roca ígneas (roca total) de elementos mayores, traza e isótopos de trabajos publicados entre los años 1991 y 2017 entre los 19° y 40° latitud sur y edades entre el Carbonífero y Jurásico, con el objetivo de hacer un análisis temporal a escala continental de la evolución de parámetros geoquímicos y así tratar de inferir la evolución geotectónica y magmática del margen.

Para llevar a cabo dicho objetivo, se construyeron códigos en lenguaje *Python 2.7* para diseñar los diagramas geoquímicos de clasificación, variación, multielemento y de discriminación tectónica, y permitió poder trabajar con una gran cantidad de datos de forma automatizada y realizar cálculos con la menor cantidad de errores posibles.

A partir de los diagramas de clasificación se evidencia que para todos los períodos las rocas son de tipo calcoalcalinas y que entre el Carbonífero-Triásico Medio dominan ampliamente las composiciones diferenciadas y peraluminosas, que evolucionan a metaluminosas y predominantemente intermedias y básicas hacia el Triásico Superior-Jurásico. Al evaluar las razones isotópicas se reconoce un cambio paulatino de las señales magmáticas desde fuentes con una alta contaminación cortical hacia fuentes con baja contaminación o juveniles, desde el Carbonífero al Jurásico, con un período transicional en el Triásico Superior. Además, en base a los elementos traza, se infiere un carácter oxidado de los magmas, espesores corticales en torno a los 35 Km con algunas zonas más engrosadas en el Pérmico, patrones de REE similares a las rocas corticales y multielemento típicos de zonas de subducción para todos los períodos en estudio. Esto último es respaldado por la clasificación como ambientes de arcos volcánicos tanto para rocas graníticas como rocas basálticas y andesítico-basálticas. Todas estas tendencias muestran una distribución más bien homogénea a lo largo del margen que se traduce en la ausencia de una segmentación clara, aunque sí se observa una migración E-W de los parámetros geoquímicos desde el eje de arco Carbonífero-Triásico Medio ubicado cerca del actual eje en la Cordillera de los Andes, hacia el arco Jurásico ubicado sobre la actual Cordillera de la Costa. Cabe destacar que dichos parámetros tampoco se ven influenciados por los cambios composicionales de las rocas. Respecto a los ciclos tectónicos Gondwánico, Pre-Andino y Andino (Charrier y otros, 2007), no es posible reconocer una clara correlación entre éstos y su evolución tectono-magmática con la evidencia geoquímica recopilada.

Finalmente, se infiere que el margen suroccidental de Gondwana entre los 19° y 40°S habría tenido una evolución continua en el tiempo bajo un contexto de subducción ininterrumpida y homogénea. El cambio en las señales geoquímicas podría asociarse con un cambio desde un régimen predominantemente transpresivo, que facilitaría la contaminación de los magmas al interactuar con la corteza, hacia uno transtensivo, que favorecería el desarrollo de cuencas extensionales y ascenso de magmas juveniles, consecuencia de una posible variación en el ángulo de la placa subductada, en la orientación del continente y con posible *rollback* del *slab*.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. GENERALIDADES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La interpretación de la evolución tectónico-magmática del margen suroccidental de Gondwana se basa en estudios geológicos de unidades ígneas en áreas acotadas respecto de su extensión, que en algunos casos son comparadas con otros trabajos de la región, y a partir de los cuales se extrapolan dichos resultados al margen completo. Estos estudios han permitido inferir una evolución geotectónica del margen segmentada en el tiempo producto de grandes eventos de deformación, magmatismo, volcanismo y sedimentación, y a partir de lo cual se ha clasificado en diferentes ciclos tectónicos (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier, 2007) en función de las características y procesos que los originaron.

Desde el Paleozoico Superior el margen continental de Sudamérica ha sido principalmente un margen activo caracterizado en un principio (Devónico Superior-Pérmico Inferior o Ciclo Gondwánico) por períodos de acreción de terrenos y deriva continental (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier, 2007) como consecuencia del amalgamiento de Pangea. Luego, habría ocurrido un período de cese o disminución considerable de la subducción entre el Pérmico Superior-Triásico e incluso principios del Jurásico Inferior (Ciclo Pre-Andino) producto del término del amalgamiento de Pangea (Mpodozis y Kay, 1992; Parada, 1999; Ramos y Aleman, 2000; Charrier y otros, 2007; Haschke y otros, 2006 en Bahlburg y otros, 2009) evidenciado por un magmatismo bimodal con presencia de gran cantidad de magmas silíceos producto de anatexis cortical por colapso del slab, delaminación de la corteza y la subsecuente descompresión (Mpodozis y Kay, 1992) que luego habrían evolucionado hacia fuentes básicas (Gana, 1991; Vergara, 1991; Morata, 2000; Camus, 2003). Finalmente, a comienzos del Jurásico se reactivaría la subducción, primero con un alto ángulo que habría cambiado a una de menor ángulo en el Cretácico (Ramos, 2009) y que se ha mantenido ininterrumpida hasta la actualidad (Charrier, 2007).

Algunos trabajos recientes como Vásquez y otros (2011), Del Rey (2014) o Coloma y otros (2017) sostienen que el cese en la subducción no habría ocurrido y que la subducción habría sido un proceso continuo desde el Paleozoico. Es en este contexto en que se desarrolla la presente memoria que consta de una recopilación y análisis de datos geoquímicos de rocas ígneas (roca total) de edades entre el Carbonífero y el Jurásico, ubicados entre los 19° y 40°S en Chile y

Argentina, para poder visualizar continuamente en el tiempo las características geoquímicas de estas rocas consideradas como representantes la evolución tectónico-magmática del margen SW de Gondwana, y así obtener una visión a escala continental de dicha información y contrastarla con la evolución geotectónica propuesta.

Este trabajo se enmarca dentro del proyecto FONDECYT N° 1120715 "*The initiation of Andean subduction: Triassic to Late Jurassic magmatism and basin dynamics in northern Chile (25°30'-31°)*", que se enfoca en la caracterización de la evolución del magmatismo y las condiciones tectónicas durante este período y cuya investigadora principal es la Dra. Verónica Oliveros.

## **1.2. OBJETIVOS**

### **1.2.1. Objetivo general**

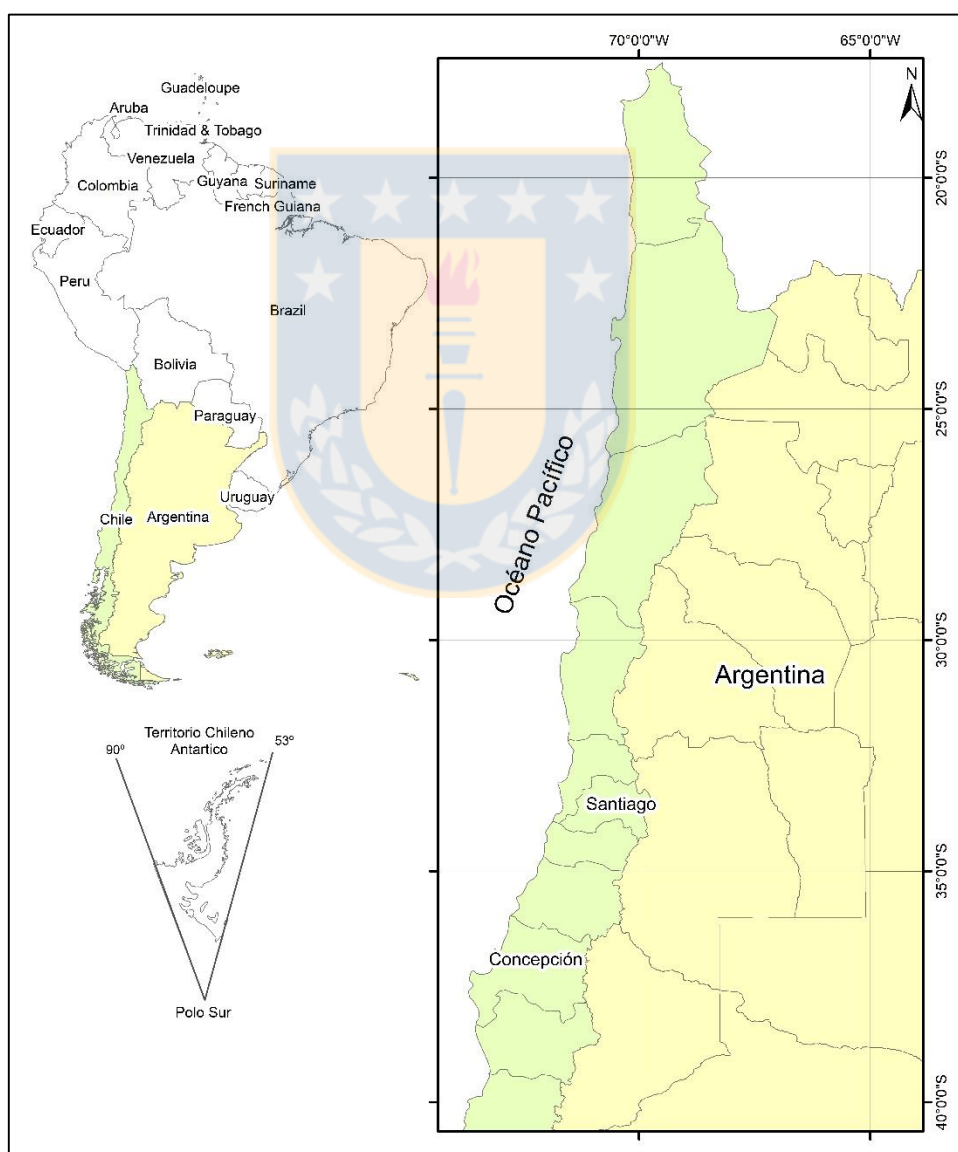
Inferir la evolución geotectónica del margen suroccidental de Gondwana a partir del registro geoquímico del magmatismo Carbonífero – Jurásico en Chile y Argentina.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

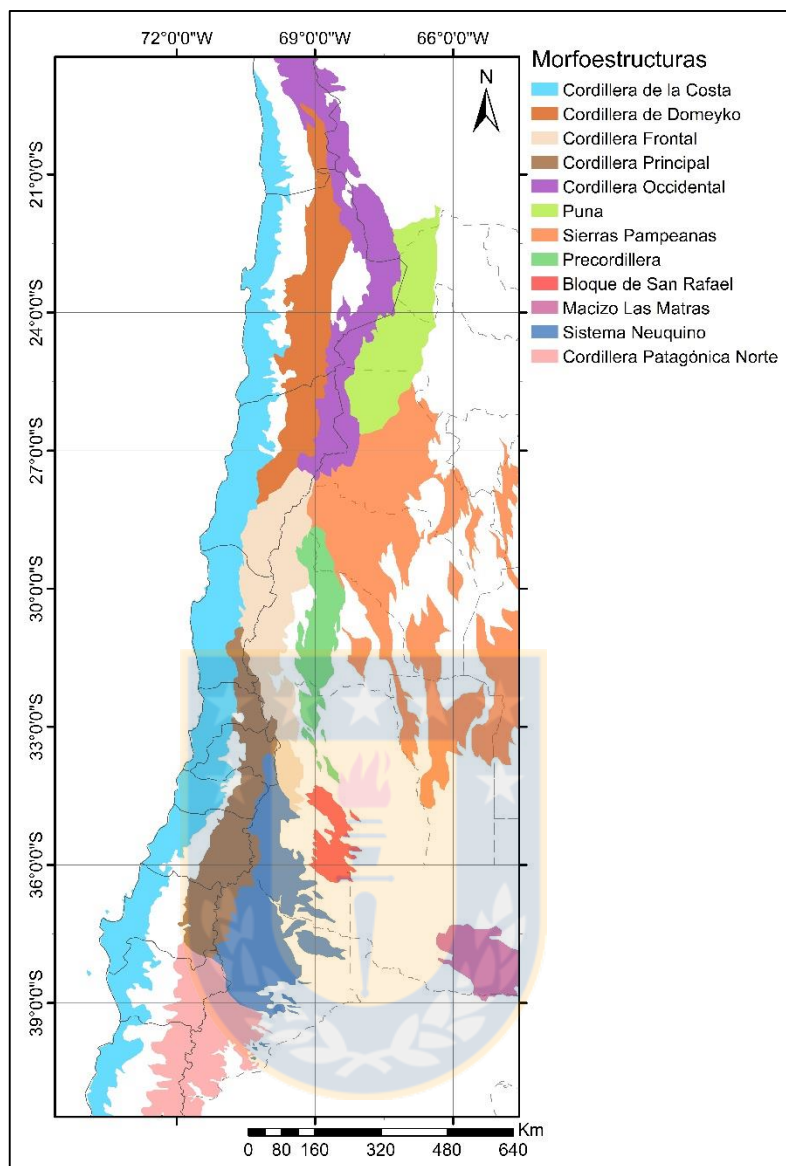
- a. Sintetizar la información geoquímica -elementos mayores, traza e isótopos- de muestras de rocas ígneas (roca total) para unidades entre el Carbonífero Superior y Jurásico localizadas en la región andina de Chile y Argentina (19°- 40°S).
- b. Representar la información recopilada según edad, en diagramas de clasificación, variación, multielemento y de discriminación tectónica, y ubicación geográfica de los parámetros más relevantes.
- c. Caracterizar y comparar, desde el punto de vista geoquímico, los períodos en estudio y, posteriormente, los ciclos tectónicos propuestos para la evolución del margen andino.

### 1.3. UBICACIÓN

El área de estudio corresponde a la región andina de Chile y Argentina entre los 19° y 40° latitud sur (Figura 1.1), y abarca tanto la Cordillera de la Costa como la Cordillera de los Andes y el trasarco argentino. En particular, las formaciones y unidades incluidas forman parte las unidades morfoestructurales (Tassara y Yañez, 2003) Cordillera de la Costa, Cordillera Domeyko, Cordillera Occidental, Puna, Cordillera Frontal, Sierras Pampeanas, Precordillera, Cordillera Principal, Bloque San Rafael, Sistema Neuquino, Macizo las Matras y Cordillera Patagónica Norte (Figura 1.2).



**Figura 1.1.** Ubicación área de estudio.



**Figura 1.2.** Unidades morfoestructurales del área de estudio.

#### 1.4. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quisiera agradecer a la Profesora Dra. Verónica Oliveros por darme la oportunidad de trabajar en este tema y sacarlo adelante pese a los problemas que surgieron en el camino. Además, me gustaría agradecer al profesor Dr. Klaus Bataille por ayudarme a resolver algunas dudas para programar.

También, quisiera agradecer al Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, a sus funcionarios que hicieron gratos los días pasados ahí con sus conversaciones de

pasillo, buenas vibras y disposición. Por hacer del departamento un lugar más cálido, gracias a Don Iván Orellana, Carlitos Silva, María Esperanza Aravena, Mauricio Espinoza, Pedro Bravo, Don Raúl Nuñez, Don Gerardo y a Lucy Henríquez. En especial quiero agradecer a Luis “Luchito” Vásquez por su preocupación, buena onda, motivación en todo y por tenerme tanta fe siempre y a gracias a Carolina Rojas por su buena disposición en todo momento. Igualmente, quiero agradecer a los profesores Oscar Figueroa y Andrés Tassara por formar parte de mi comisión y por haber contribuido a una enriquecedora discusión, y los profesores Alfonso Encinas y José Luis Palma por permitirme colaborar con ellos en algunos proyectos, ya que permitieron mi madurez como estudiante. A todos ellos gracias por contribuir en mi formación profesional, porque a pesar de los altos y bajos, terminé enamorada de la Geología.

Agradezco a mis padres Tatiana y Leonardo por el amor infinito y el apoyo incondicional durante todos estos años de aprendizaje, sobretodo en este proceso de la memoria que no fue fácil, por estar siempre ahí para acompañarme a pesar de la distancia y por la eterna paciencia a mi despistado ser. A mis hermanas Caterina y Fabiana por el amor, complicidad y amistad eterna, y a Aníbal por el amor y paciencia infinitos, porque hiciste que esta última etapa fuera más feliz, entretenida y llevadera.

Por último, pero nunca menos importante, quisiera agradecer a los JL porque estos años no habrían sido lo mismo sin ustedes, con sus risas gritonas, las comilonas, viajes, terrenos y por supuesto estudio...hicieron de cada momento el mejor. En particular quiero agradecer a Belén, Kote, Vale, Catita, Ramiro, Pecesillo y Danny por su amistad incondicional.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

Dado que este trabajo se enfoca en el estudio del magmatismo de la región andina de Chile y Argentina entre los 19° y 40° latitud sur, el marco geológico incluye rocas plutónicas y volcánicas y en menor medida cuerpos subvolcánicos, rocas volcanoclásticas y volcanosedimentarias, estas últimas asociadas generalmente a depósitos sedimentarios marinos y continentales. Para elaborar una descripción adecuada de las unidades en estudio, se agruparon geográficamente según si afloran en Chile o en Argentina para luego describirlas cronológicamente desde el Carbonífero al Jurásico.

### 2.1 CHILE

Las unidades y formaciones muestreadas dentro del territorio chileno abarcan tanto la Cordillera de la Costa como la Precordillera y Cordillera Andina en las que solo están representadas la Cordillera de Domeyko, la Cordillera Frontal y Cordillera Principal.

#### 2.1.1 Cordillera de la Costa

El **Complejo Plutónico Santo Domingo** (308 Ma; Hervé y otros, 1988) aflora entre los 33°-34°S y forma parte del Batolito Costero de Chile Central que se extiende entre los 23° y 38° S (Parada y otros, 1999) o Batolito Costero del sur (Hervé y otros, 1988). Esta unidad corresponde a granitoides carboníferos que incluyen tonalitas y granodioritas de hornblenda-biotita. Las tonalitas poseen abundantes enclaves máficos, las granodioritas tienen menor presencia de ellos (Unidad Punta de Tralca), y además hay granitos subordinados sin enclaves (Unidad Estero Córdoba) (Parada y otros, 1999).

Durante el Pérmico Inferior, al sur de la región de Atacama, afloran los **Estratos de Llano de Chocolate** definidos por Welkner y otros (2006) como una secuencia clástica y carbonatada marina en la que Coloma y otros (2017) reconocen riolitas, dacitas y tobas riolíticas. En este mismo período, se emplaza el **Complejo Cifuncho** en el área de Chañaral conformado por granitos y monzogranitos de grano medio a grueso (Brown, 1991; Contreras y otros, 2013), seguido por el emplazamiento del **Complejo Chañaral** (Triásico Medio) y el **Complejo Cerros del Vetado** (Triásico Superior) compuestos principalmente por granitos (Brown, 1991).

Durante el Triásico se deposita la **Formación Pichidangui** (Muñoz Cristi, 1942 y 1973; Cecioni and Westerman, 1968; Charrier, 1979 y Vicente, 1976 en Vergara y otros 1991) en un ambiente subacuático marino predominante en la parte inferior que varía hacia un carácter parálico en la sección superior y que aflora entre los 31°55' y 32°20' S (Vergara y otros, 1991; Morata y otros, 2000).

Esta unidad corresponde a una secuencia compuesta por una alternancia de flujos de lava ácidos (riolitas, ignimbritas) y básicos (basaltos, andesitas basálticas) con algunos niveles de lutitas con fauna marina del Triásico Medio-Superior en su parte inferior, y secuencias turbidíticas con presencia de fauna triásica-hettangiana hacia la parte superior consideradas por algunos autores como otra formación (Formación Los Molles) (Morata y otros, 2000). La alternancia de rocas ácidas y básicas sugiere que son coetáneas por lo que Vergara y otros (1991) infiere un carácter bimodal. Paralelamente, desde el Triásico Inferior hasta el Jurásico Inferior se deposita la **Formación Canto del Agua** (Moscoso, 1979) que corresponde a una secuencia sedimentaria clástica formada por areniscas, conglomerados, brechas, fangolitas, lutitas, calizas y tobas, y aflora entre los 28 y 29° S (Creixell y otros, 2012).

En el Triásico Medio-Superior se deposita la **Formación Cifuncho** (García, 1967), que aflora cerca de Taltal, compuesta de cuatro asociaciones de facies: conglomerados y areniscas (litologías predominantes de la formación), conglomerados, tobas y tufitas, brechas volcanoclásticas y lavas andesíticas, y areniscas amarillas con flora fósil (Contreras y otros, 2013). Las rocas volcánicas y volcanoclásticas de esta formación originalmente fueron asignadas a la **Formación Agua Chica** por Mercado (1980) y posteriormente Naranjo y Puig (1984) las incorporan a la Formación Cifuncho definida como una formación únicamente sedimentaria clástica.

Hacia el Triásico Superior se emplaza el **Plutón Cobquecura** entre los 34° y los 37°S que se compone principalmente de gabros y granitos con presencia menos frecuente de granodiorita, tonalita y rocas híbridas (Vásquez y Franz, 2008). En el Cárnico se emplaza el **Complejo Intrusivo Carrizal Bajo** (208-206 Ma) el cual corresponde a un complejo intrusivo bimodal que aflora en una franja NNE-SSW en la región de Atacama compuesto por un apilamiento de cuatro cuerpos plutónicos homogéneos, subtabulares y paralelos de composiciones alternantes entre dioritas y granitos, enjambres de diques y brechas magmáticas (Arévalo y Welkner, 2008). A

finales del Triásico Superior se emplaza el **Granito Algodones** definido por Arévalo y Welkner (2008) como un cuerpo plutónico conformado por granitos y granodioritas con dioritas cuarcíferas subordinadas.

En el Jurásico Inferior ocurre el emplazamiento de la **Tonalita Quebrada La Vaca** (193-191 Ma) que intruye a las rocas sedimentarias de la Formación Canto del Agua y que está constituida por tonalitas, granodioritas y dioritas cuarcíferas, todas con presencia importante de anfíbol y biotita (Creixell y otros, 2012). Además, se emplaza el **Complejo Gábrico Costero Coloso** correspondiente a gabros estratificados, intruido por el *stock* **Caleta Coloso** (*stock* gabroico de grano fino), y del *stock* **Hornitos** compuesto de gabros y pegmatitas, y que afloran cerca de Antofagasta (Pichowiak, 1994). Entre los 31° y 34°S se emplaza el **Complejo Limarí**, asociación bimodal de leucogranitos, pórfidos graníticos y gabros, dentro del cual se reconocen las **Unidades Tranquilla-Millahue** (leucogranitos con algunos enclaves máficos), **Talinay** (gabros) y El Queñe (pórfidos graníticos), todos emplazados a niveles epizonales (Gana, 1991; Parada y otros, 1999). Además, se emplaza el **Complejo Plutónico Sierra Esmeralda** (194 Ma) compuesto por monzodioritas, granodioritas, dioritas y dioritas cuarcíferas.

Durante el Jurásico Inferior-Jurásico Medio, se deposita la **Formación Ajial** (Thomas, 1958 modificada por Carter y Aliste, 1961-1963 y Piracés, 1976, 1977) que se constituye de rocas volcánicas depositadas en condiciones continentales y marinas alternadamente con una sección inferior compuesta principalmente de lavas ácidas y una sección superior de depósitos piroclásticos de caída con algunos niveles ignimbríticos y presenta niveles de areniscas volcanoclásticas y conglomerádicas continentales junto con depósitos de ambiente litoral a sublitoral los cuales afloran entre los 32°30' y 34° latitud sur (Vergara y otros, 1995).

Desde el Jurásico Inferior alto-Medio al Jurásico Superior (Matthews y otros, 2006; Arévalo y Welkner, 2008; Contreras y otros, 2013) se deposita la **Formación La Negra** (García, 1967; Buchelt y Cancino, 1988) que corresponde una secuencia de varios miles de metros de lavas andesíticas y andesítico-basálticas con algunas intercalaciones de depósitos continentales y marinos volcanoclásticos y calcáreos (Rogers y Hawkesworth, 1989; Charrier y otros, 2007). Paralelamente se deposita el **Complejo Volcánico Agua Salada** (Emparan y Pineda, 2000) constituido principalmente por lavas basálticas y andesíticas basálticas (Rossel y otros, 2013), andesitas porfídicas, microdioritas y pórfidos dioríticos y andesíticos (Jorquera y otros, 2011) y la

**Formación Oficina Viz** (Thomas, 1970) correspondiente a una secuencia de 100 a 1.500 m de espesor (Vásquez y Sepúlveda, 2013) compuesta principalmente de andesitas basálticas y andesitas depositadas bajo un ambiente subaéreo (Kramer y otros, 2005). Otro representante de este volcanismo de arco es la **Formación Camaraca** (Cecioni y García, 1960) del Jurásico Superior, constituida mayoritariamente por andesitas basálticas y basaltos (Charrier y otros, 2007; Oliveros y otros, 2007). Estas formaciones se pueden reconocer en Arica, Iquique, Tocopilla, Michilla, Mantos Blancos, Baquedano y Antofagasta.

Durante el Jurásico Medio a Jurásico Superior alto se deposita bajo un ambiente submarino (*pillow* lavas) la **Formación Caleta Lígate** (Cecioni y García, 1960 emendado en Thomas, 1970 y Kossler, 1998) constituida por rocas sedimentarias clásticas y carbonáticas con rocas volcánicas subordinadas como brechas piroclásticas, lavas basálticas y tobas, lo que le da un carácter bimodal (Vásquez y Sepúlveda, 2013) y la sobreyace la **Formación El Godo** (Cecioni y García, 1960; emendado en Thomas, 1970 y Kossler, 1998) conformada por lutitas y limolitas con lavas basálticas, andesítico-basálticas y rocas piroclásticas (Vásquez y Sepúlveda, 2013). Además, en el Jurásico Medio se emplaza el **Complejo Papudo-Quintero** (31°-34°S) compuesto por dioritas de hornblenda y algunas hornblenditas, tonalitas y granodioritas (Parada y otros, 1999).

En el Jurásico Superior, y como representantes de los últimos pulsos magmáticos, se emplaza el **Complejo Plutónico Antofagasta** (Antofagasta *ring complex* según Vergara y otros, 1995) y el **Batolito Caleta El Cobre** los cuales intruyen a la Formación La Negra y están representados por composiciones principalmente granodioríticas a monzodioríticas con algunas variedades graníticas, tonalíticas y dioríticas. Entre los 32°30' y los 34° aflora la **Formación Horqueta** (Thomas, 1958 modificada por Piracés, 1976) la cual se compone en su parte inferior por lavas ácidas con algunas ignimbritas y en su parte superior por rocas volcanoclásticas continentales como brechas y areniscas con lavas de composición intermedia a ácida (Vergara y otros, 1995).

Durante el Cretácico Inferior se deposita la **Formación Lo Prado** (Piracés, 1976), que posee un miembro inferior compuesto de rocas sedimentarias marinas y un miembro superior compuesto por rocas sedimentarias marinas y continentales dispuestas alternadamente con intercalaciones de ignimbritas ácidas y lavas básicas subordinadas (Vergara y otros, 1995).

### 2.1.2. Precordillera y Cordillera de los Andes

Durante el Carbonífero Inferior, se emplaza la unidad **Dioritas de Quebrada Pinte** que corresponde a un conjunto de plutones dioríticos y diorítico-cuarcíferos de anfíbol afectados por distintos grados de recristalización (Salazar y otros, 2013; Ortiz y Merino, 2015). Durante este mismo período se emplaza el **Plutón Chacaicito** compuesto por un monzogranito a sienogranito de biotita leucocrático (Ortiz y Merino, 2015).

Entre el Carbonífero y el Pérmico se deposita la **Formación La Tabla** (Cornejo y otros, 1993 enmendado de García, 1967) que corresponde a una secuencia volcánica de tobas riolíticas soldadas y brechas riolíticas y andesíticas macizas (Marinovic y otros, 1995 en Parada, 2013; Cornejo y otros, 2009) y que es intruida por pórfidos graníticos y riolíticos del **Batolito Pedernales** (Carbonífero Superior-Pérmico; Parada, 2013) compuesto por dioritas, granodioritas y granitos (Cornejo y otros, 1993).

En la Cordillera Frontal de Chile entre los 28° (río Copiapó) y 31°S (río Grande) aflora una extensa franja de cuerpos plutónicos que fueron agrupados en tres batolitos principales: Batolito Montosa- El Potro al norte, el Batolito Chollay al centro y el Batolito Elqui-Limarí en el sur por Nasi y otros (1985) y que luego fueron agrupados en dos complejos plutónicos divididos en cuatro unidades por Mpodozis y Kay (1992) en base a criterios de campo denominados Complejo Elqui y Complejo Ingaguás. En el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior se emplaza el **Complejo Elqui** el cual está compuesto por las Unidades Guanta, Montosa, Cochiguás y El Volcán que afloran en su mayoría hacia la parte occidental del cinturón batolítico (Mpodozis y Kay, 1992) y representan los batolitos Elqui-Limarí y Montosa de Nasi y otros (1985). La **Unidad Guanta** está definida por granitoides que varían de tonalitas a granodioritas de hornblenda-biotita, ambas de grano grueso, con algunas variedades de dioritas cuarcíferas y gabros de hornblenda. Tiene abundantes inclusiones microdioríticas hornblendíferas y los plutones son cortados por diques máficos y pegmatíticos (Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi y otros, 1990; Mpodozis y Kay, 1992). La **Unidad Montosa** se compone principalmente por granodioritas leucocráticas en las cuales domina la biotita por sobre la hornblenda, además se pueden observar algunos gabros, cumulos máficos e inclusiones de microdiorita (Mpodozis y Kay, 1992). La **Unidad Cochiguás** comprende plutones leucocráticos pequeños de composición granodiorítica a monzogranítica de dos micas (biotita ± muscovita) que en varias partes presentan zonas con venas o “bolsones” pegmatíticos de muscovita

(Nasi y otros, 1990; Mpodozis y Kay, 1992). Estos plutones son intruidos por enjambres de diques básicos de orientación NNE-SSW que en algunos afloramientos constituyen más del 50% del volumen total de ellos (Mpodozis y Cornejo, 1988; Mpodozis y Kay, 1992). La **Unidad El Volcán** corresponde a granitos y granodioritas leucocráticas de grano grueso a muy grueso que contienen numerosas inclusiones de esquistos pelíticos en forma de xenolitos y *roof pendant*, además presentan texturas cataclásticas bien desarrolladas, recristalización y neomineralización (Mpodozis y Cornejo, 1988; Mpodozis y Kay, 1992). Además, durante el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, se emplaza en la Precordillera Andina el **Complejo Plutónico Punta del Viento** (Venegas y otros, 2013) que se compone de monzogranitos, sienogranitos, tonalitas y granodioritas (González y otros, 2015).

En el Cisuraliano, se emplaza el **Complejo Plutónico Chancoquín** compuesto por tres litofacies: tonalitas y dioritas de anfíbol y biotita, granodioritas y monzogranitos de muscovita y biotita, y granodioritas y monzonitas de biotita y mica blanca (Salazar y otros, 2013; Ortiz y merino, 2015). En el Guadalupiano se emplaza la **Tonalita Quebrada El Pintado** compuesta por tonalitas y granodioritas, de grano fino a medio, fuertemente foliadas con algunas zonas mili a centimétricas milonitizadas (Salazar y otros, 2013; Salazar y Coloma, 2016). Salazar y Coloma (2016) definen la **Formación Laguna Chica** de edad Artinskiano-Wordiano, sucesión volcanoclástica riodacítica cornificada de tobas de lapilli líticas y vítreas y tobas de cristales que unidad infrayace en discordancia angular a la Formación Guanaco Sonso y es intruida por los Sienogranitos Colorado y el Complejo Plutónico Chollay. A finales del Pérmico Inferior y principios del Pérmico Superior, se emplaza en el Altiplano (área de El Salvador), el **Complejo Doña Inés Chica**, el cual está dominado por tonalitas y granodioritas (Brown, 1991). Cornejo y otros (2009) lo definen como **Complejo Plutónico Sierra de Doña Inés Chica** (Pérmico) en que reconocen además microgranitos y lo consideran parte del Batolito Sierra Castillo (Cornejo y otros, 1993 y Tomlinson y otros, 1999 en Cornejo y otros, 2009).

Durante el Pérmico-Triásico se emplaza el **Complejo Ingaguás** compuesto por las Unidades El Colorado, El León, Chollay y Los Carricitos, las que representan los Batolitos Chollay, El Potro y parte del Batolito Elqui-Limarí e intruyen tanto al Complejo Elqui como a la Formación Pastos Blancos y el Complejo Metamórfico El Cepo, entre otros (Nasi y otros, 1985; Mpodozis y Kay, 1992) y, a diferencia del Complejo Elqui, no presentan bandeamiento sinmagmático ni evidencias importantes de deformación (Nasi y otros, 1990). Este complejo se puede correlacionar

con el Grupo Choiyoi (Mpodozis y Kay, 1992). La **Unidad Los Carricitos**, corresponde a granodioritas de biotita  $\pm$  hornblenda, de grano medio y emplazadas como *stocks* irregulares y redondeados que intruyen a la Unidad Guanta. Esta unidad es a su vez intruida por las Unidades El León y El Colorado, posee escasos xenolitos e inclusiones básicas y no está asociada a enjambres de diques (Mpodozis y Cornejo; 1988; Mpodozis y Kay, 1992). La **Unidad Chollay** se compone de rocas que varían su composición desde granodioritas leucocráticas a sienogranitos, aunque la variedad dominante corresponde a monzogranitos de grano grueso (Mpodozis y Kay, 1992). Los granitos incluyen xenolitos máficos de grano fino y algunos plutones son intruidos por filones, en parte sinmagmáticos, básicos y ácidos (Nasi y otros, 1990). Esta unidad intruye a la Formación Las Placetas, a la Formación Pastos Blancos y a la Unidad Guanta, es intruida por la Unidad Colorado e infrayace en inconformidad a secuencias meso-cenozoicas (Nasi y otros, 1990). Salazar y otros (2013 enmendado en Ortiz y Merino, 2015) definen una nueva unidad llamada **Complejo Plutónico Chollay** la cual incluye a las Unidades Chollay, Guanta y Montosa en base a criterios petrográficos y dataciones K-Ar ya que agrupa a distintos intrusivos que comparten un mismo sitio de emplazamiento y un rango acotado de tiempo para su construcción, además cada plutón posee un rango composicional característico e independiente. La **Unidad El León** (Nasi y otros, 1990) o **Monzogranitos El León** (Ortiz y Merino, 2015) está formada por granitoides rosados de grano medio, principalmente monzogranitos leucocráticos de anfíbol y en menor medida sienogranitos leucocráticos con cavidades miarolíticas indicativas de un emplazamiento epizonal. Intruyen a los granitoides del Complejo Elqui, a la Formación Pastos Blancos y al Complejo Metamórfico El Cepo (Mpodozis y Cornejo; 1988; Nasi y otros, 1990; Mpodozis y Kay, 1992). Por último, la **Unidad El Colorado** (Nasi y otros, 1985) o **Sienogranitos Colorado** (Salazar y otros, 2013), que es la más joven del Complejo Ingaguás, se caracteriza por plutones de pequeñas dimensiones irregulares o sub circulares y cuerpos tabulares y diques emplazados en fracturas (Nasi y otros, 1985; Mpodozis y Kay, 1992). Las rocas de esta unidad corresponden a monzogranitos a sienogranitos hololeucocráticos gráficos de grano grueso con una amplia variación textural y cavidades miarolíticas, granitos gráficos de grano fino y pórfidos riolíticos con ojos de cuarzo, todas estas rocas se caracterizan por un color rojo ladrillo y, dadas sus características, su emplazamiento ocurrió a niveles corticales someros y en parte subvolcánicos (Mpodozis y Cornejo; 1988; Nasi y otros, 1990; Mpodozis y Kay, 1992). Los granitos de esta unidad intruyen al Complejo Elqui y a las Formaciones Pastos Blancos, Las Placetas, Guanaco Sonso y Laguna Chica (Nasi y

otros, 1985; Mpodozis y Cornejo, 1988; Salazar y Coloma, 2016) y están cubiertos discordantemente por las Formaciones San Félix, Las Breas (ambas triásicas), y la Formación jurásica La Totora del Jurásico (Nasi y otros, 1990; Salazar y otros, 2013).

Desde el Lopingiano hasta el Cárnico se deposita la **Formación Guanaco Sonso**, secuencia de rocas estratificadas volcanoclásticas riódacíticas, lavas basálticas, andesíticas y riolíticas, y rocas sedimentarias siliciclásticas (Salazar y otros, 2013; Salazar y Coloma, 2016) denominadas por Ortiz y Merino (2015) como **Estratos del Paso Guanaco Sonso**. Estas rocas fueron originalmente incluidas por Nasi y otros (1990) dentro de la Formación Pastos Blancos, definida como una potente secuencia volcánica formada por lavas y brechas piroclásticas de composición riolítica y dacítica, junto con algunos pórfidos riolíticos y escasas lavas andesíticas y rocas sedimentarias continentales, que luego es elevada a la categoría de grupo por Martin y otros (1995) e incluye a las Formaciones Guanaco Sonso y Los Tilos diferentes en su litología y separadas por una discordancia entre ellas. La **Formación Pastos Blancos** (Thiele, 1964 enmendado en Nasi y otros, 1990) del Triásico Superior, equivalente a la secuencia Los Tilos definida por Martin y otros (1995 y 1999), aflora entre los 29° y 31°S, es intruida por la Unidad Chollay y muestra una estrecha relación temporal y tal vez genética con la Unidad Colorado (Ortiz y Merino, 2015). Los afloramientos de esta formación son discontinuos, limitados por fallas inversas de alto ángulo y manteo al W (Nasi y otros, 1990; Ortiz y Merino, 2015) y muestran extensas zonas de alteración hidrotermal junto con intrusiones de *stocks* terciarios (Mpodozis y Cornejo, 1988). Ortiz y Merino (2015) rectifican la definición de Nasi y otros (1990) y la definen como una sucesión estratificada casi completamente volcánica de carácter bimodal en que la sección inferior corresponde lavas, rocas piroclásticas y *stocks* máficos, y la sección superior corresponde a lavas riolíticas y facies de flujos piroclásticos soldados. Posteriormente se emplazan los **Complejos Corral del Alambre** (Triásico Inferior), **La Ola** (Triásico Medio alto-Triásico Superior bajo) y **Pedernales** (Triásico Superior), todos compuestos principalmente por granodioritas (Brown, 1991).

Durante el Triásico Medio-Sinemuriano se deposita la **Formación Quebrada del Salitre**, la cual se divide en un nivel inferior dominado por rocas volcánicas ácidas, en parte submarinas, en la base y lavas basálticas con intercalaciones de rocas sedimentarias clásticas hacia techo, y un nivel superior en que predominan las rocas sedimentarias marinas como areniscas cuarcíferas y arcósicas con algunas capas de calizas (Cornejo y otros, 2009)

Durante el Triásico Superior se deposita la **Formación La Ternera** que corresponde a una secuencia principalmente sedimentaria de areniscas gruesas cuarcíferas con intercalaciones de conglomerados cuarcíferos con clastos riolíticos y algunos niveles de lavas andesítico-basálticas (Matthews y otros, 2006) y la **Formación Cerro Guanaco** definida por González y otros (2015) como una sucesión de andesitas con intercalaciones de brechas volcánicas andesíticas, basaltos, brechas piroclásticas y tobas dacíticas en la base, y hacia techo tobas, aglomerados y brechas piroclásticas dacíticas, riolitas e intercalaciones de areniscas y conglomerados tobáceos.

Paralelamente, durante el Triásico, se deposita la **Formación San Félix** (Reutter, 1974) compuesta por rocas sedimentarias marinas y continentales con intercalaciones de tobas hacia techo (Salazar y otros, 2013). Concordantemente sobre ella, se deposita la **Formación La Titora** (Reutter, 1974) conformada por lavas andesíticas y andesítico-basálticas con algunos niveles de tobas y brechas volcánicas (Salazar y otros, 2013; Ortiz y Merino, 2015; Salazar y Coloma, 2016), la que se dispone en discordancia angular bajo la **Formación Lautaro** (Segerstrom, 1959) del Jurásico Inferior-Medio que corresponde a una secuencia de rocas carbonatadas y de la cual en este trabajo se consideraron datos geoquímicos de diques que la intruyen (Salazar y otros, 2013).

Durante el Jurásico Superior se deposita la **Formación Lagunillas** en los alrededores del curso superior del valle del río Copiapó conformada por rocas volcánicas y sedimentarias continentales como lavas basálticas y andesítico-basálticas, tobas vítreas soldadas, conglomerados y areniscas (Salazar y otros, 2013; Ortiz y Merino, 2015; Salazar y Coloma, 2016). Durante este período se emplaza la **Tonalita de Quebrada López** definida por Ortiz y Merino (2015) como rocas intrusivas de composición tonalítica de grano medio a grueso y de geometría tabular que aflora en la parte alta de la Quebrada López.

En el Jurásico Superior-Cretácico Inferior se deposita la **Formación Sierra Fraga**, que aflora en la Depresión Central y corresponde a una secuencia volcánica (lavas basálticas) y sedimentaria (areniscas, conglomerados, calizas y brechas) marina y continental (Matthews y otros, 2006), y la **Formación Algarrobal** que se compone principalmente de rocas volcánicas andesíticas y sedimentarias clásticas (Dediós, 1967 en Ortiz y Merino, 2015) con niveles de tobas andesíticas, dacíticas y riolíticas (Salazar y otros, 2013) y lavas basálticas subordinadas (Ortiz y Merino, 2015). Del Tithoniano al Cretácico Inferior se deposita la **Formación Río Damas** que corresponde a una secuencia clástica y volcánica continental ubicada en la Cordillera Principal en Chile Central

(32,5°-35°S) que en su parte basal se compone por areniscas masivas de grano medio a grueso cubiertas por lavas andesíticas y andesítico-basálticas, que están bajo brechas volcánicas y conglomerados con abundantes clastos de las lavas andesíticas. Esta formación se interdigita con las rocas clásticas de la Formación Tordillo en Argentina (Rossel y otros, 2014).

## 2.2 ARGENTINA

Las muestras ubicadas dentro del territorio argentino (Figura 2.2) se encuentran en su mayoría cercanas al límite con Chile en la Cordillera Occidental y en la Puna en el norte y en el sistema Neuquino y Cordillera Patagónica Norte al sur. Además, hacia el interior, se encuentran muestras en las Sierras Pampeanas, Precordillera, Bloque San Rafael y parte del Macizo las Matras.

Las rocas más antiguas de Argentina incluidas en este trabajo corresponden al **Plutón San Blas**, representante del plutonismo carbonífero achaliano en las Sierras Pampeanas (NW de la Sierra de Velasco a los 28°30'S), emplazado en granitoides y milonitas famatinianas de la zona de cizalle Tinogasta-Pituil-Antinaco, y cuyas rocas dominantes en el Plutón San Blas varían de granitos de biotita a sienogranitos de muscovita de textura porfídica (Dahlquist y otros, 2006).

En la Precordillera argentina se deposita en el Carbonífero Superior la **Formación Agua del Jagüel**, secuencia sedimentaria glaciomarina y litoral que en su parte superior presenta niveles de lavas dacíticas, hialoclastitas basálticas, andesíticas y dacíticas, y tobas (Koukharsky y otros, 2009).

Entre el Pérmico y el Triásico se deposita el **Grupo Choiyoi**, representante del abundante volcanismo silícico de este período entre los 23° y 42°S en Chile y Argentina (Kleiman y Japas, 2009), aunque también hay importantes representantes plutónicos que dominan principalmente en Chile y las rocas volcánicas dominan en Argentina (Poma y otros, 2014). En este grupo se pueden reconocer dos secciones: la sección inferior (Paleozoico Superior) que consiste en rocas volcánicas de composición intermedia, y la superior (Pérmico Superior-Triásico Inferior) conformada por depósitos volcánicos silícicos, frecuentemente ignimbríticos de composición riolítica asociados a cuerpos subvolcánicos (Charrier y otros, 2007). En el Macizo San Rafael se reconoce el **Grupo Cochicó**, representante de la sección inferior formado por conglomerados, areniscas, brechas andesíticas, ignimbritas dacíticas a riolíticas y lavas andesíticas, y las formaciones

representantes de la sección superior que son la **Formación Agua de los Burros**, compuesta por conglomerados, brechas andesíticas, ignimbritas dacíticas a riolíticas y tobas, la **Formación Quebrada del Pimiento**, formada por diques, lavas y sills andesíticos que intruyen al Grupo Cochicó y la Formación Agua de los Burros, y **Formación Cerro Carrizalito**, formada por lavas, diques e ignimbritas riolíticas e intrusiones dacíticas a riodacíticas (Kleiman y Japas, 2009). En los bloques Las Matras y Chadileuvú, Llambías y otros (2003) reconocen dos suites composicionales: la shoshonítica que incluyen dentro de la **Formación El Centinela** (ignimbritas shoshoníticas y traquiandesíticas) y una superior traquidacítica a riolítica que definen como **complejo ígneo Algarrobo del Águila** (granitos, domos riolíticos e ignimbritas traquidacíticas) y **complejo volcánico La Reforma** (domos riolíticos, ignimbritas traquidacíticas y depósitos piroclásticos), además de cuerpos plutónicos superficiales aislados como los granitos **Chacharramendi** y **Chos Malal**. En el sector de la Puna las rocas de los miembros inferior y superior del **Grupo Choiyoi** son gabros, diabasas, dioritas, granitos y facies microdioríticas subordinadas, y tonalitas, granodioritas, granitos y dioritas cuarcíferas, respectivamente (Poma y otros, 2014). Al sur de la Cordillera del Viento aflora el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó propuesto por Llambías y otros (2007) constituido por la Formación La Permia (ignimbritas silíceas) y el **Granito Huingancó** que se compone de granodioritas y monzogranitos con algunos domos subvolcánicos riolíticos, y que se puede correlacionar con el Grupo Choiyoi. En la Cordillera Frontal aflora la **Formación Portezuelo del Cenizo** que se asocia a la sección inferior del Grupo Choiyoi y se compone de brechas básicas, fenobasaltos, fenoandesitas, fenodacitas, aglomerados y fenodacitas pumíceas (Strazzere y otros, 2016).

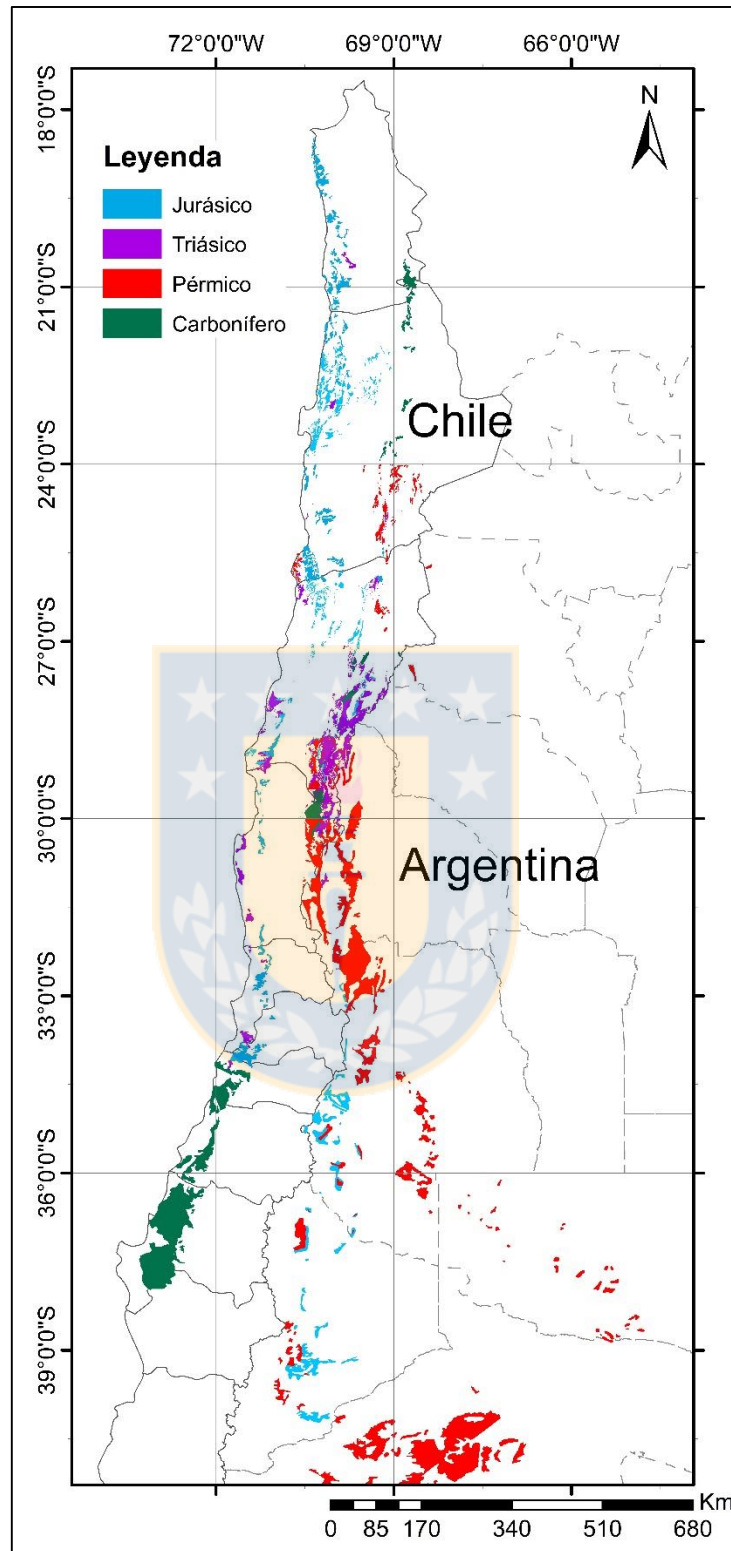
Durante el Triásico Medio, en la cuenca de Cuyo, se deposita la **Formación Las Cabras** la cual corresponde areniscas intercaladas con lutitas y que en su parte superior presenta algunos niveles de lavas basálticas que Ramos y Kay (1991) denominan Basaltos de Paramillos de Uspallata.

Durante el Triásico Medio-Superior se deposita en discordancia sobre el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó la **Formación Cordillera del Viento** que corresponde a mantos de brechas, lavas andesíticas y basálticas con escasas intercalaciones de ignimbritas riolíticas con una base de conglomerados y areniscas (Llambías y otros, 2007; D'Elia y otros, 2012). Sobre ella, también en discordancia, se deposita la **Formación Milla Michicó** que se compone de lavas basálticas y andesítico-basálticas (Llambías y otros, 2007). Ambas formaciones se incluyen dentro

del Grupo Pre-Cuyo (Llambías y otros, 2007). En la Cuenca Neuquina (32°-40°S) en el Triásico Superior-Jurásico Inferior se deposita el **Grupo Pre-Cuyo**, que rellena varios depocentros (grábenes y hemigrábenes) con flujos de lavas, depósitos ignimbríticos y, en menor cantidad, con rocas volcanoclásticas (Leanza, 1990, Franzese y otros, 2006, Franzese y otros, 2007, Muravchik y otros, 2008, D'Elia y Franzese, 2005 y Muravchik y otros, 2011 en D'Elia y otros, 2012) y en el que dominan las andesitas y rocas piroclásticas ácidas junto con lavas dacíticas, riolíticas y riodacíticas con menores cantidades de basaltos, aunque se reconoce una predominancia de rocas efusivas hacia la parte inferior y de rocas piroclásticas ácidas en la superior (D'Elia y otros, 2012).

Durante el Jurásico Inferior, al sur de la Cordillera del Viento, se deposita en discordancia sobre el Grupo Pre-Cuyo la **Formación La Primavera**, secuencia volcanosedimentaria en la que su base y sección media se compone de lavas basálticas y rocas marinas conglomerádicas y su sección superior se caracteriza por la presencia de dacitas y riolitas con algunos niveles ignimbríticos, y en concordancia sobre ella se deposita la **Formación Los Molles** (Jurásico Inferior alto-Jurásico Medio bajo) formada principalmente por rocas marinas como lutitas, calizas y conglomerados que en su sección basal se alternan con algunos niveles laháricos andesíticos. Ambas formaciones descritas forman parte del Grupo Cuyo (Llambías y otros, 2007).

A modo de síntesis, se presenta en la Figura 2.1 el mapa geológico general del área de estudio en el cual se diferencian las rocas solo por edad y no por tipo de roca, ya que por la escala de trabajo es muy difícil diferenciar los polígonos más pequeños, además, debido a la baja cantidad de datos carboníferos, se decide agruparlos todos para una mejor visualización. Para esto se incluyó el trabajo realizado por Bastías para su memoria de título (en prep.), la información de la base de datos de 2014 de la asignatura Geología Andina y el mapa geológico de Chile escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003). En la Figura 2.2 se muestra el cuadro cronoestratigráfico en que se resumen todas las formaciones y unidades incluidas en este trabajo con sus edades y zona en que afloran.



**Figura 2.1.** Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Bastías (en prep.), base de datos de Geología Andina (2014) y mapa geológico de Chile escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003).

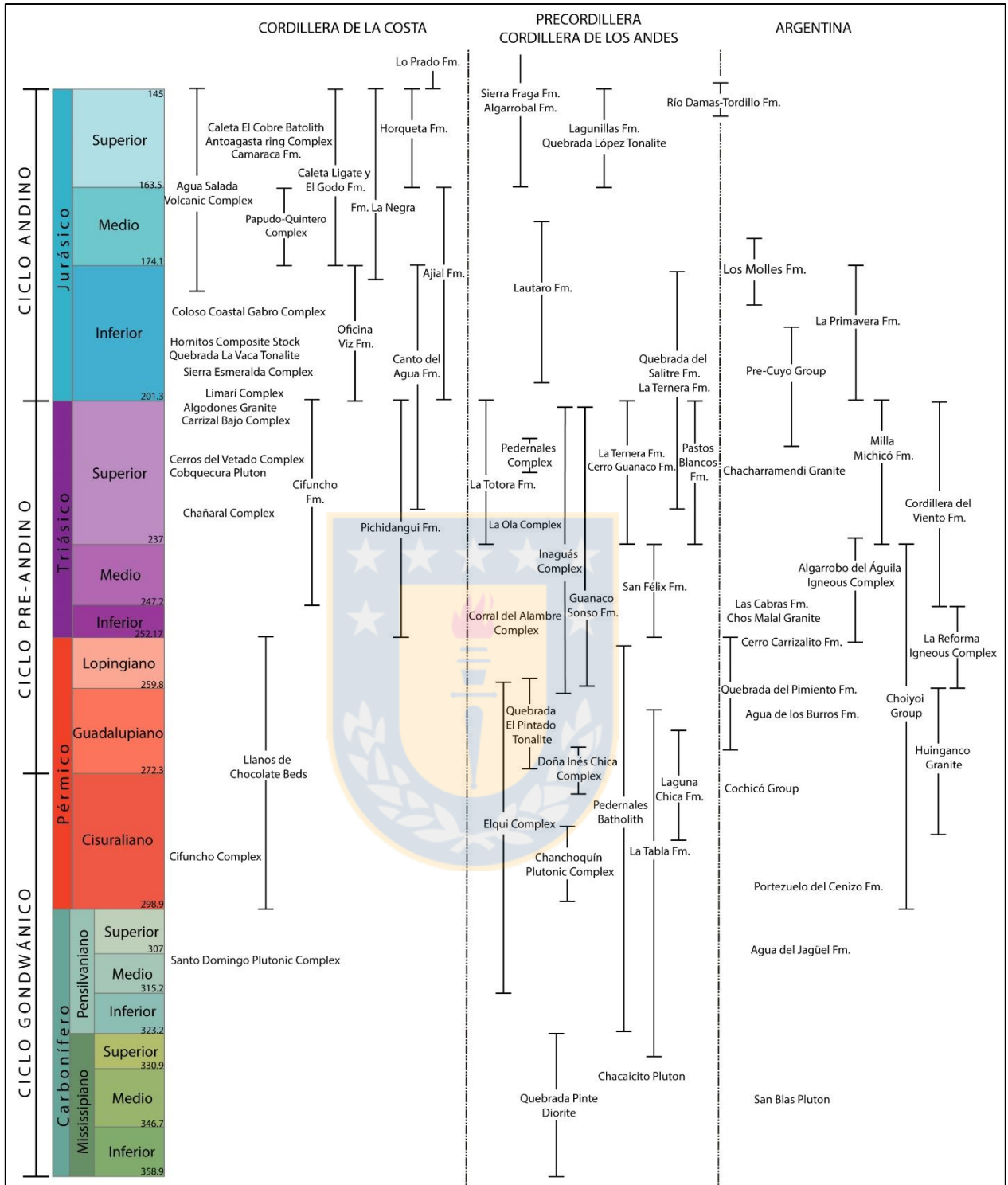


Figura 2.2. Cuadro cronoestratigráfico resumen del marco geológico.

### 3. MARCO GEOTECTÓNICO

El margen suroccidental de Gondwana ha sufrido una serie de eventos de deformación, magmatismo, volcanismo y sedimentación, es decir, procesos geológicos relacionados a una evolución tectónica particular y que pueden ser reconocidos en gran parte del margen andino. Mpodozis y Ramos (1989) que hacen una caracterización de la evolución tectónica de este margen según tres ciclos tectónicos (Famatiniano, Gondwánico y Andino). Posteriormente Charrier y otros (2007) en base a nuevos estudios definen cinco ciclos tectónicos para caracterizar la evolución de dicho margen denominados Ciclo Pampeano, Famatiniano, Gondwánico, Pre-Andino y Andino. Este trabajo se enfoca en los últimos tres ciclos ya que comprenden la historia geológica desde el Carbonífero al Jurásico.

Según el modelo propuesto por Mpodozis y Ramos (1989), durante el Paleozoico se habrían acrecionado sucesivos terrenos en el margen suroccidental de Gondwana los cuales constituyen el basamento de las rocas depositadas o emplazadas posteriormente en el área de estudio. A finales del Ordovícico, al norte de los 26°S, se acreciona el terreno Arequipa-Antofalla y produce un evento deformacional denominado orogenia Oclóyica (Mpodozis y Ramos, 1989; Bahlburg y Hervé, 1997), en el Ordovícico-Silúrico se acreciona Cuyania seguido en el Devónico por la acreción Chilena en Chile central entre los 26° y 38°S (Fase tectónica Chánica). Por último, al sur de los 36°S se acreciona Patagonia Norte entre el Pérmico Medio y Superior (Mpodozis y Ramos, 1989), aunque Pankhurst y otros (2006) extienden este proceso colisional desde el Carbonífero Superior hasta el Pérmico Medio.

#### 3.1. CICLO GONDWÁNICO

Este ciclo abarca desde el Devónico Medio-Superior hasta el Pérmico Inferior-Medio (Charrier y otros, 2007). Durante este período, el margen suroccidental de Gondwana corresponde a un margen activo con altas tasas de convergencia y subducción producto de una rápida migración del Polo Sur (Vilas y Valencio, 1978 en Charrier y otros, 2007). Los procesos de deformación, metamorfismo y magmatismo de arco fueron relativamente contemporáneos a lo largo de todo el margen suroccidental de Gondwana y la subducción se habría iniciado entre los 320-310 Ma (Bahlburg y otros, 2009). Glodny y otros (2006) proponen que el inicio de la subducción ocurrió

en el Pensilvaniano (Carbonífero Superior) y podría ser consecuencia de la sobrecarga de sedimentos en el margen.

Según Charrier y otros (2007), durante el Devónico Medio-Superior hasta principios del Carbonífero se depositan una serie de rocas sedimentarias marinas (depósitos turbidíticos y de plataforma) que representan un evento transgresivo-regresivo asociadas a un ambiente de plataforma limitado al este por un arco volcánico del cual se tiene muy poca evidencia. Bahlburg y Hervé (1997) proponen un margen pasivo desde el Devónico hasta el Carbonífero Inferior en el que se depositan sedimentos marinos turbidíticos, y que la subducción habría comenzado en el Carbonífero Superior junto con el desarrollo del complejo acrecionario en el que se deformaron dichas secuencias. En este contexto se desarrollan extensos cinturones metamórficos a lo largo de la actual costa chilena relacionados con un complejo acrecionario que, producto de la rápida subducción, deforma parte de la corteza oceánica junto con los abundantes sedimentos depositados previamente en la fosa y los depósitos turbidíticos de la cuenca de antearco. El proceso acrecionario ocurre entre los 320 y 224 Ma asociado al desarrollo de un arco magmático coetáneo (Willner y otros, 2005) que cambia de acreción frontal (Serie Oriental) a acreción basal (Serie Occidental) a los 308 Ma (Willner y otros, 2008). La erosión tectónica Meso-Cenozoica producto de la subducción eliminó gran parte del complejo acrecionario Gondwánico al norte de los 32°S (Ramos, 2000).

Desde el Carbonífero Superior al Pérmico Inferior hay una gran actividad magmática de arco respecto del período anterior (Devónico-Carbonífero Inferior), asociada a la rápida deriva del continente y altas tasas de convergencia, lo cual queda evidenciado en grandes depósitos volcánicos y cuerpos plutónicos (Charrier y otros, 2007). Las rocas volcánicas de esta etapa que afloran en la Precordillera y Cordillera de los Andes son esencialmente de composición silícica con algunas intercalaciones de rocas sedimentarias detríticas y cuerpos intrusivos subvolcánicos (Charrier y otros, 2007) como las Formaciones La Tabla y Guanaco Sonso en las que también se reconocen niveles de composición intermedia y básica. En Argentina se reconoce la Formación Agua del Jagüel y la sección inferior del Grupo Choiyoi (de composición intermedia) representantes de este volcanismo principalmente de composición ácida y altamente explosivo (grandes niveles ignimbríticos). Respecto a las unidades intrusivas, estas se pueden reconocer tanto en la Cordillera de la Costa (Complejo Plutónico Santo Domingo y Complejo Cifuncho) como en la de los Andes en Chile (Complejo Elqui) y Argentina (Plutón San Blas). Mpodozis y Kay (1992) asocian el

Complejo Elqui al arco magmático producto de la subducción oblicua y de moderada inclinación que afectaba el margen suroccidental de Gondwana y, según las características de emplazamiento de sus unidades, infieren que ocurre en una corteza relativamente delgada ( $< 40$  km). Además, sugieren que es más probable que la fuente de los magmas corresponda a la de un manto deprimido contaminado con un componente cortical.

Este ciclo se puede caracterizar por un margen activo que se habría desarrollado paralelo al actual con desarrollo de W a E de un prisma de acreción, una cuenca de antearco, el arco magmático y una cuenca de tras-arco (Glodny y otros, 2006; Charrier y otros, 2007) bajo un contexto transpresivo y transtensivo, en el cual este último habría favorecido el emplazamiento de los complejos intrusivos (Lucassen y otros, 1999).

Al final del ciclo emerge completamente el margen continental como resultado de la acreción lo que genera cambios en los ambientes depositacionales en la cuenca de antearco y foliación sinmagmática en algunas unidades intrusivas. Este cambio en el régimen tectónico se asocia a la Fase San Rafael del Pérmico Temprano (Llambías y Sato, 2001) (280-270 Ma; Sato y otros, 1990; Martínez, 2005 en Giambiagi y Martínez, 2008) la cual genera una discordancia angular entre las rocas del Carbonífero-Pérmico Inferior y las del Grupo Choiyoi depositadas posteriormente (Ramos y otros, 1996 en Ramos y Aleman, 2000).

Según los datos obtenidos por Willner y otros (2008) el área al este del complejo acrecionario estaba cubierta por sedimentos carboníferos lo que sugiere una gran subsidencia en este período. Paralelo a esto se desarrolla una zona de subducción oblicua de dirección NW-SE al sur de los  $36^{\circ}$ S en que colisiona, en el Carbonífero Superior, Patagonia Norte con el Macizo del Deseado, colisión que dura hasta el Pérmico Medio en la cual se rompe el slab y que habría sido responsable de la generación de volcanismo y plutonismo ácido correlacionable con el Grupo Choiyoi a estas latitudes (Pankhurst y otros, 2006).

### **3.2. CICLO PRE-ANDINO**

Charrier y otros (2007) definen este ciclo como el reflejo del cambio en las condiciones tectónicas luego del término del amalgamiento de Pangea y el comienzo de su desmembramiento evidenciado en una completa o casi completa pausa en la deriva continental (Vilas y Valencio, 1987 en Charrier y otros, 2007), es decir, un período estacionario ocurrido entre el Pérmico

Superior y el Jurásico Inferior temprano. Esta etapa es considerada como un gap en la actividad orogénica luego de la cual se habría reactivado la subducción (Ramos y Aleman, 2000; Haschke y otros, 2006 en Bahlburg y otros, 2009).

Las condiciones estacionarias habrían favorecido la acumulación de calor en el manto superior, la consecuente fusión de la corteza inferior y la producción de grandes volúmenes de magma a lo largo de la Cordillera de la Costa y de los Andes en Chile y Argentina (Berg y Breitskreutz, 1983, Berg y otros, 1983, Kay y otros, 1989, Mpodozis y Kay, 1990, Llambías y Sato, 1990, Llambías y otros, 1993 y Llambías, 1999, 2001 en Charrier y otros, 2007) lo que es reafirmado con lo propuesto por Mpodozis y Kay (1992) quienes indican que durante este período ocurre fusión cortical extensa, relacionada con un manto anómalamente caliente asociado a la formación de Pangea. Evidencia de este extenso y abundante magmatismo es el Grupo Choiyoi, dominado por rocas ácidas graníticas-riolíticas que se extienden a lo largo del norte de Argentina y que se pueden correlacionar con el Complejo Ingaguás en el norte Chile (Mpodozis y Kay, 1992), y las Formaciones La Titora, Pastos Blancos, y la parte superior de Guanaco Sonso. Estas últimas documentan un episodio de gran actividad volcánica subaérea, explosiva y efusiva de carácter ácido, principalmente ignimbrítico, que forma parte de un extenso cinturón magmático intrusivo-efusivo de más de 2.000 km desde Tarapacá hasta Neuquén (Nasi y otros, 1990). El predominio absoluto de rocas ácidas extremadamente silíceas indicaría una importante componente de corteza continental en la génesis de los magmas (Mpodozis y Cornejo, 1988).

Durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior el volumen de productos volcánicos disminuyó y se desarrollaron una serie de cuencas extensionales resultado del pandeo de la corteza por la gran cantidad de depósitos acumulados previamente que fueron rellenadas con sedimentos continentales y marinos asociados a un volcanismo bimodal principalmente de lavas basálticas y riolíticas (Camus, 2003; Charrier y otros, 2007). Estas cuencas extensionales tienen una orientación dominante NNW-SSE con formación de grábenes, hemi-grábenes y *horsts* en los que, en su mayoría, el extremo NNW fue ocupado por depósitos marinos mientras que el extremo SSE de los mismos corresponde a sucesiones continentales (Charrier y otros, 2007) y que según Ramos y Kay (1991) estarían localizados a lo largo de las zonas de sutura de los terrenos acrecionados durante el Paleozoico. Representantes de estos depósitos son las Formaciones Pichidanguí y Cifuncho en

la Cordillera de la Costa y en la Cordillera Andina las Formaciones Quebrada del Salitre y La Ternera en Chile y los Grupos Pre-Cuyo y Cuyo en Argentina.

La Cuenca Neuquina es un elemento importante de estas cuencas triásico-jurásicas y corresponde a una cuenca extensional ensiálica asociada originalmente a *rifting* según D'Elia y otros (2012) aunque según los datos geoquímicos y petrológicos obtenidos en ese trabajo y su comparación con otros batolitos derechamente correspondientes a un margen activo, finalmente la asocian a un margen de subducción en que el sistema magmático, durante el lapso Triásico Superior alto-Jurásico Inferior, se generó a partir de la liberación de un subplacado orogénico conformado por una 'pluma silícica' proveniente de la losa subductada en un contexto extensional, lo cual explicaría la amplia distribución del Ciclo Precuyano en sentido transversal al margen.

El desarrollo de estructuras extensionales correspondería al inicio del desmembramiento de Gondwana, evento que da inicio al Ciclo Andino (Charrier y otros, 2007) y Amilibia y otros (2008) caracterizan estas cuencas como hemigrábenes de orientación NW-SE con patrones en echelón controladas por las zonas de sutura paleozoicas.

### 3.3. CICLO ANDINO

Como se mencionó previamente, el Ciclo Andino comienza con el reinicio de la subducción en el Jurásico Inferior luego del período de inactividad o actividad muy baja, en que se desarrolla un nuevo margen continental activo paralelo al borde suroccidental de Gondwana ininterrumpido hasta la actualidad (Charrier y otros, 2007). Estos autores dividen el ciclo en tres etapas: una que va desde el Jurásico Inferior tardío al Cretácico Inferior tardío, del Cretácico Superior-Paleógeno Inferior y del Paleógeno Superior al Presente y de las cuales en este trabajo solo se considerará la primera.

La primera etapa se caracteriza por el desarrollo de un arco magmático de orientación N-S, que habría estado ubicado al oeste del arco Carbonífero-Pérmico a lo largo de la actual Cordillera de la Costa, sobreimpuesto al prisma acrecionario paleozoico con formación de cuencas de trasarco cubiertas por el océano y dispuestas sobre un basamento cristalino correspondiente al cinturón magmático paleozoico hacia el este que indicarían, junto con el desarrollo de la etapa extensional de la Zona de Falla Atacama (entre los 20° y 32°S) la cual concentra la deformación en el arco, un

régimen extensional dominante durante este período (Mpodozis y Ramos, 1989; Vergara, 1995; Ramos y Aleman, 2000; Glodny y otros, 2006; Charrier y otros, 2007). Esta configuración estaría determinada por un período de subducción de alto ángulo y con *roll-back* del *slab* sobre la placa continental en el margen suroccidental de Gondwana (Amilibia y otros, 2008). Bajo ese contexto se desarrolla a principios del Jurásico el arco magmático La Negra que abarca más de 1000 km de largo, desde Arica a Chañaral (Mpodozis y Ramos, 1989), representado por las formaciones La Negra, Oficina Viz y Camaraca (Parada y otros, 2007; Rossel y otros, 2013), y que habría sido parcialmente erosionado producto de la fuerte subducción (Rutland, 1971 en Ramos y Aleman, 2000; Kramer y otros, 2005). Entre Pisagua e Iquique, el arco representado por la Formación Oficina Viz es cubierto en el Jurásico Medio por depósitos marinos de las formaciones Caleta Ligate y El Godo (Charrier y otros, 2007). Hacia el sur el arco estaría representado por el Complejo Volcánico Agua Salada (Rossel y otros, 2013), y por las formaciones Ajial y Horqueta, ambas de composición bimodal, (Vergara y otros, 1995).

Paralelamente se desarrollan cuencas de tras-arco extensionales, de relleno inicialmente marino que evoluciona a continental hacia la parte superior lo que indica un ciclo transgresivo-regresivo en este período. Hacia el norte entre los 21° y 27°S se desarrolla la Cuenca de Tarapacá (Mpodozis y Ramos, 1989) en la actual Cordillera de Domeyko, que es rellenada por depósitos marinos principalmente calcáreos en su parte inferior y continentales de la Formación Algarrobal, entre otras, hacia la parte superior. Entre los 32° y 40°S continúa el desarrollo de la Cuenca Neuquina (Mpodozis y Ramos, 1989) con afloramientos continuos desde el Jurásico al Cretácico Inferior, en que la fuerte subsidencia en el tras-arco propició la inundación de la cuenca que quedó conectada con el océano proto-Pacífico (Franzese y Spalletti, 2001; Howell y otros 2005). Estos depósitos están representados por la Formación Río Damas-Tordillo que presenta intercalaciones de depósitos volcánicos distales provenientes del arco (Rosel y otros, 2014) y por el Grupo Cuyo en Argentina. La subsidencia en esta cuenca habría estado controlada por la temperatura (subsidencia termal) lo que trajo consigo un adelgazamiento de la corteza continental (Mpodozis y Ramos, 1989).

Entre los 22° y 26° S ocurre extensión normal probablemente producto de una subducción extremadamente oblicua de la Placa Fénix (dirección SSE-NNW respecto del margen) que conlleva

a un adelgazamiento de la corteza pre-jurásica, y hacia el este se desarrollan una serie de cuencas marinas jurásicas con subsidencia moderada (Lucassen y Franz, 1994).

La actividad magmática jurásica en el centro-sur de Chile entre los 36° y 42° S ocurre principalmente en la Codillera Andina Principal que corresponde al actual trasarco que aflora en el borde occidental de la Cuenca Neuquina, y el área de Panguipulli correspondería a la zona de intra arco (Glodny y otros, 2006).

El gran espesor de los depósitos de arco de orientación N-S en conjunto con la alternancia con rocas marinas son consecuencia de la posición cuasi estacionaria del arco magmático, extensión (Lucassen y otros, 2006), alta tasas de subsidencia, relieves cercanos al nivel del mar y actividad magmática continua (Vergara 1995; Glodny y otros, 2006; Charrier y otros 2007).



## 4. METODOLOGÍA

En el presente capítulo se detalla la elaboración de las herramientas utilizadas para ordenar y representar de manera precisa la información recopilada que corresponden a la base de datos y los códigos en *Python 2.7*, junto con los tipos de diagramas creados los cuales se prefirieron frente a otros por su uso extendido y aceptado en la bibliografía consultada o por los parámetros que utilizan lo que permite hacer un contraste más acabado de la información y, por consecuencia, una mejor caracterización de los períodos.

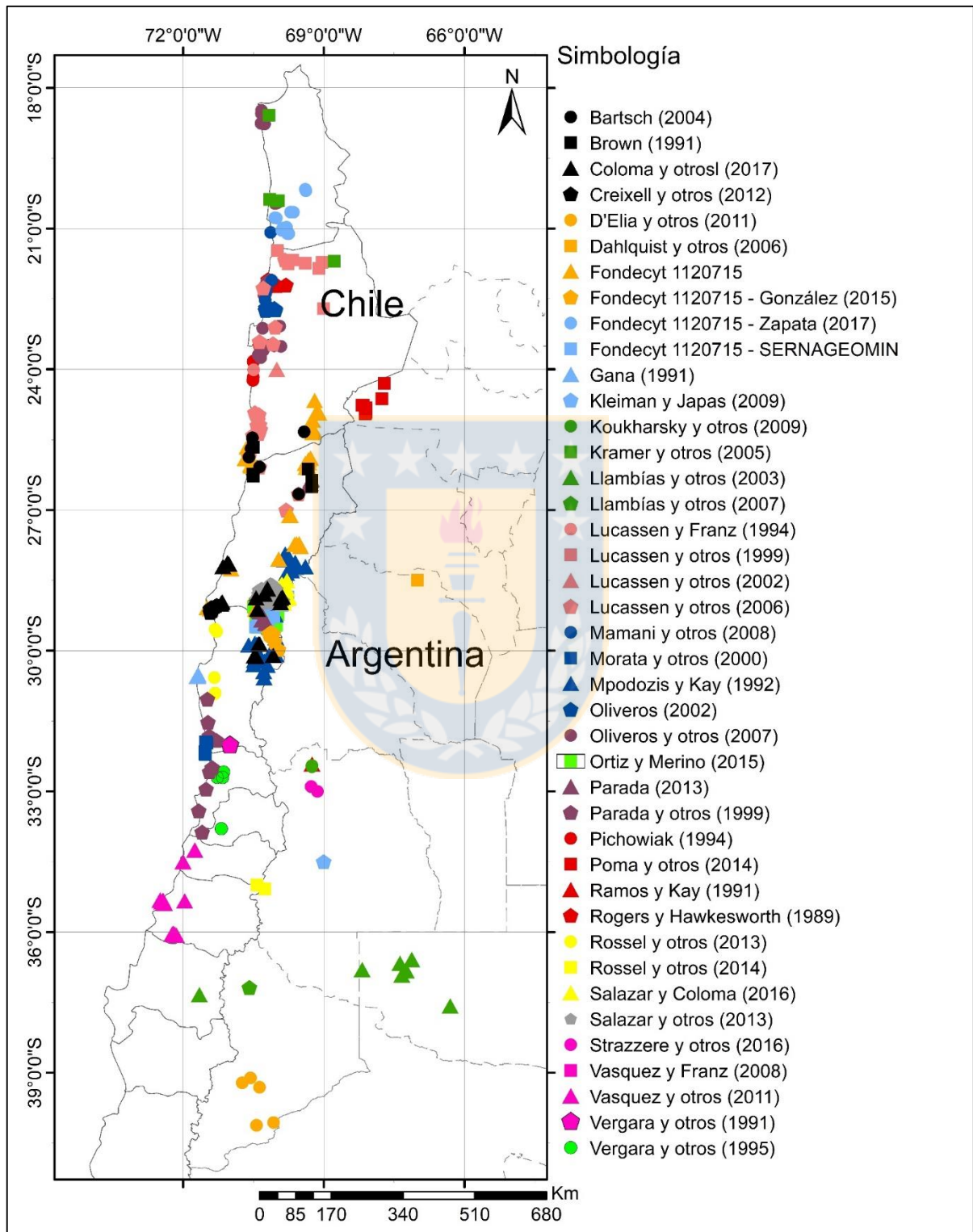
### 4.1. BASE DE DATOS

La tabla de recopilación de datos se hizo en *Excel* en base a una preexistente realizada por la profesora Verónica Oliveros que contenía 300 muestras aproximadamente. Se revisó la información de cada muestra para verificar la información y corregir errores y luego se adicionaron nuevos datos hasta alcanzar un total de 916 muestras, entre rocas volcánicas (que incluyen también las volcanoclásticas, volcanosedimentarias y subvolcánicas) y plutónicas. Estos datos fueron tomados de trabajos publicados entre los años 1991 y 2017, tanto artículos y cartas geológicas como tesis o memorias de título (Figura 4.1). A continuación, se detallará la estructura de la tabla (Anexo IA) y lo que representa cada campo en el orden en que ésta fue construida (columnas de izquierda a derecha) y los cálculos que se realizaron para completarla.

#### 4.1.1. Caracterización de muestras

Las columnas de caracterización especifican la información básica de las muestras, tanto física como espacial, y corresponden a nombre de la muestra (*Sample*), trabajo del que fueron tomados los datos (*Reference*), unidad a la que pertenece la muestra según el artículo utilizado (*Unit*), localidad de la muestra (*Locality*; este campo fue completado solo en los casos en que los autores no asignaban las rocas a alguna unidad en específico), petrografía de las muestras (*Petrography*; solo para las muestras en que los autores la especifican. Para los casos en que no había información se rellenó con N.D.), tipo de roca (*Rock*; si corresponde a roca volcánica -V- o plutónica -P-), y sus coordenadas este y norte separadas en dos columnas (*East* y *North*; para los trabajos en que no especificaban las coordenadas de las muestras, pero si incluían un mapa con sus

ubicaciones, se georreferenciaron dichos mapas en ArcGIS 10.3 para obtener y, en algunos casos, estimar las coordenadas de cada muestra).



**Figura 4.1.** Ubicación de muestras y sus respectivas referencias.

#### 4.1.2. Composición geoquímica

En este caso se crearon columnas en las que se especifica la concentración de elementos mayores y traza de las muestras. Primero están las columnas con la concentración en porcentaje en peso de los elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ , *Measured Fe*,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{LOI} = \text{loss on ignition}$  o pérdida por combustión y Total), en que *Measured Fe* representa el hierro total como la suma aritmética de ambos óxidos de hierro y el  $\text{FeO}^*$  que representa el hierro total pero recalculado todo a  $\text{Fe}^{2+}$  (los cálculos de hierro serán explicados en el subcapítulo 4.1.6). Luego se tienen las columnas con la concentración de los elementos traza en ppm (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Sc, Hf, Nb, Ta, Th, Zn, Co, Ni, Ba, Cr, V, Se, Br, Cu, Sr, Zr, Rb, As, Be, Sb, Sn, U, W, Bi, Cd, Cs, Ga, Ge, In, Mo, Pb, Ag, Tl). Finalmente, se incluye la información de las técnicas analíticas utilizadas para la determinación de estas concentraciones en la columna *Analytical technique (element)*.

Respecto a los elementos con valores bajo el límite de detección (L.D.), el dato se reemplazó por la mitad del valor del límite para cada elemento según la técnica utilizada antecedida por un signo menos (por ejemplo,  $< 3,0 = -1,5$ ). Si dicho valor no aparecía explícito en los artículos ( $< \text{L.D.}$  o  $\text{B.D.L.} = \text{below detection limit}$ ) se completó el espacio según los límites entregados por SGS (2008) que son valores aproximados, esto con el fin de uniformar la tabla ya que no tiene efecto en la construcción de los diagramas porque no se utilizan estos datos.

#### 4.1.3. Edad

Para la información de la edad, se construyeron seis columnas de edad más otras columnas con datos complementarios según la información disponible. En el caso de las muestras datadas en el mismo artículo del que fue tomada la información, los datos van en la columna de *Age (Ma) dating* con el error asignado ( $\pm$ ), las muestras con edades citadas de otros trabajos van en la columna *Age (Ma) reference* con su error correspondiente ( $\pm$ ) y en la columna contigua *Reference* va la cita correspondiente. Para las muestras que tenían rangos de edades la información se asignó en las columnas *Age max (Ma)* y *Age min (Ma)* con sus respectivos errores ( $\pm$ ) para edades tanto numéricas como relativas (por ejemplo, Triásico Superior). En este último caso el rango asignado es el correspondiente a dicho período, época o piso según la tabla cronoestratigráfica de Cohen y otros, (2013), y en caso de ser citados de otros trabajos, se rellenó la columna adyacente *Reference*. Para ciertas unidades se consideró información de edades más actualizadas y/o acotadas por lo cual

se completaron las columnas *Preferred Age max (Ma)* y *Preferred Age min (Ma)* con sus respectivos errores ( $\pm$ ) y referencias (*Reference*). Para tener una caracterización más completa de las edades, se agregaron las columnas *Radiometric dating technique* y *Dated material* las cuales indican la técnica utilizada para la determinación de la edad y el material datado respectivamente.

#### 4.1.4. Razones isotópicas

La información isotópica de las muestras está representada en columnas de razones actuales y razones iniciales. Para el sistema Rb-Sr se tienen las razones actuales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , ambos con columnas adyacentes de error ( $\pm$ ), y razones iniciales  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \text{ max}$   $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \text{ min}$ , las dos últimas representan rango de razones isotópicas iniciales. El sistema Sm-Nd está representado por las columnas de razones actuales  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  con sus errores ( $\pm$ ), y el  $\epsilon\text{Nd}$  en la columna  $\epsilon\text{Nd}$ , y las de razones iniciales  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ ,  $\epsilon\text{Ndi}$ ,  $\epsilon\text{Ndi max}$  y  $\epsilon\text{Ndi min}$ , en que las últimas dos representan rangos. Por último, el sistema isotópico del Pb está ordenado alternadamente por razones iniciales y actuales en las columnas  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , seguidas por las razones actuales de  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ .

#### 4.1.5. N.D. o no data

En los casos en que no se tuviera información para completar la tabla porque el artículo no lo detallaba (para el caso de los campos de caracterización), porque no hubo medición (en caso de concentración de elementos mayores y trazas) o porque no se midieron o no se pudieron hacer los cálculos correspondientes (para el caso de las razones isotópicas), los espacios fueron completados con N.D. que indica que no hay información. Se elige esta simbología en reemplazo del valor cero para evitar confusiones con los valores que sí se midieron, pero dan resultados igual a cero y para que al trabajar en *Python* fuese más sencillo transformar el texto N.D. a un número (esta necesidad de transformar a número se explica en el subcapítulo 4.2).

#### 4.1.6. Cálculos en base de datos

##### 4.1.6.1. Hierro

En la mayoría de los trabajos utilizados, la concentración de hierro se presenta en forma de hierro total que incluye a ambos cationes de Fe. Como esto no representa la proporción real, la cual es necesaria para construir el diagrama AFM de clasificación entre rocas toleíticas y calcoalcalinas, se requirió hacer cálculos para establecer las cantidades más correctas de ambos óxidos para cada

muestra y según eso poder calcular el  $\text{FeO}^*$  utilizado en el diagrama. En la minoría de los casos, ciertos autores entregan las concentraciones de ambos óxidos determinadas mediante un cálculo previo que no siempre está especificado. En caso que solo se entregara esta información, se utilizaron los valores de cada óxido, y si especificaban la concentración total de hierro y aparte las concentraciones calculadas, se utilizó el primer valor.

El Fe total (representado en los trabajos como  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ ,  $\text{FeO}_\text{T}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ) es la suma aritmética de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{FeO}$ , es decir:

$$\text{FeO}_\text{T} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \quad (4.1)$$

Middlemost (1989) define una razón constante entre la concentración de ambos óxidos para rocas volcánicas según la clasificación TAS de Le Bas (1986), de acuerdo a la composición normativa de estas rocas en base al trabajo de Le Maitre (1976) y a un análisis de los valores promedio, de desviación estándar y coeficientes de variación del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{FeO}$  de la información hasta la fecha de composiciones de rocas volcánicas recopiladas para determinar las concentraciones promedio de cada litología. Esta razón permite recalcular las abundancias de ambos óxidos de hierro en base al hierro total medido. La razón específica R (Tabla 4.1) para cada tipo de roca se define como:

$$R = \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} \quad (4.2)$$

**Tabla 4.1.** Valores estándar de razón  $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$  para rocas volcánicas. Modificado de Middlemost (1989).

<i>Roca</i>	<i>Razón</i>
Basalto	0,2
Andesita basáltica	0,3
Andesita	0,35
Dacita	0,4
Riolita	0,5
Traquiandesita	0,4
Traquita (traquidacita)	0,5

A partir de las ecuaciones 4.1 y 4.2 se obtienen las ecuaciones 4.3 y 4.4 que permiten calcular las concentraciones de ambos óxidos a partir de la concentración de hierro total. Es importante tener en cuenta que este cálculo es una aproximación de los valores reales.

$$\begin{aligned} \text{FeO}_T &= \text{FeO} + \text{FeO}/R \\ \text{FeO}_T &= \text{FeO} \times (1 + 1/R) \\ \text{FeO} &= \text{FeO}_T / (1 + 1/R) \end{aligned} \quad (4.3)$$

$$\begin{aligned} \text{FeO}_T &= (R \times \text{Fe}_2\text{O}_3) + \text{Fe}_2\text{O}_3 \\ \text{FeO}_T &= \text{Fe}_2\text{O}_3 \times (R + 1) \\ \text{Fe}_2\text{O}_3 &= \text{FeO}_T / (R + 1) \end{aligned} \quad (4.4)$$

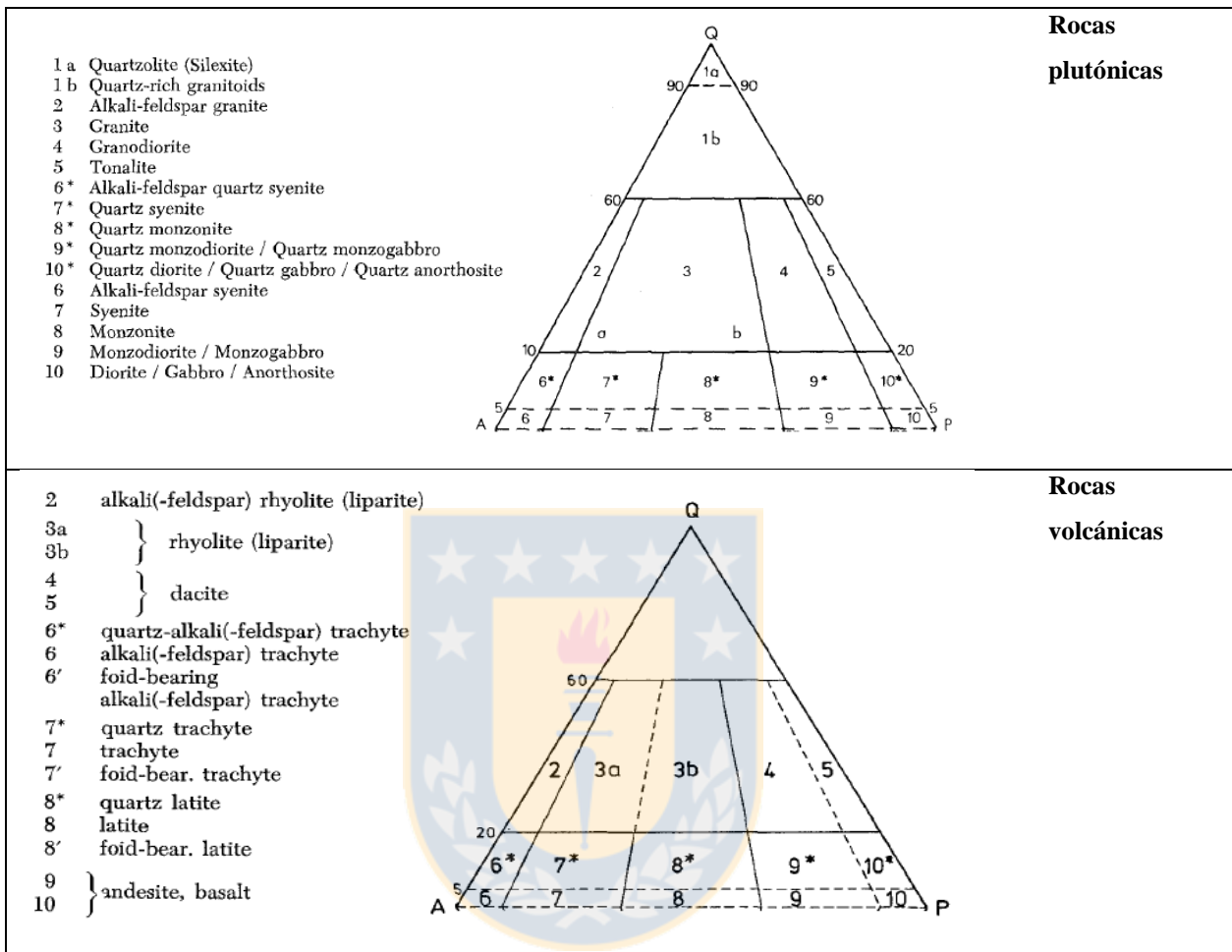
Para determinar  $\text{FeO}^*$ , se utilizaron los valores de FeO y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  según la ecuación 4.5.

$$\text{FeO}^* = \text{FeO} + (0,8998 \times \text{Fe}_2\text{O}_3) \quad (4.5)$$

Como la razón R está establecida solo para rocas volcánicas, se definieron los equivalentes plutónicos en base a los diagramas de Streckisen (Figura 4.2) para poder asignarles valores equivalentes y representativos de R y así realizar los cálculos correspondientes para todas las muestras de la base de datos. Para esto, se consideró la información petrográfica de las muestras entregada por los autores y en caso de que esta información no estuviera disponible, se clasificaron según el porcentaje de sílice normalizado en base anhidra según los rangos definidos por Le Bas (1986; Tabla 4.2).

Cabe destacar que todos estos cálculos fueron hechos en *Excel* (Anexo IA, Hoja Calculo de Fe) y no automatizados por *Python* para poder completar la base de datos antes de utilizarla en los códigos, pero esto llevó a un trabajo repetitivo de corrección cada vez que se actualizaba la base de datos, y por lo tanto se requería constante revisión para evitar cualquier tipo de error. Esta tarea fue algo tediosa por lo que para no perder el trabajo ya realizado con el Fe y disminuir potenciales

errores, se optó por automatizar dentro de cada código los demás cálculos necesarios para construir diagramas, como será explicado en el subcapítulo 4.2.



**Figura 4.2.** Diagrama QAP de clasificación de rocas plutónicas y rocas volcánicas. Tomado de Streckeisen (1974).

**Tabla 4.2.** Rocas volcánicas con sus equivalentes plutónicos, porcentaje de sílice normalizado y razón  $R = \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ . Basado en Streckeisen (1974, 1980), Le Bas (1986) y Middlemost (1989).

<i>Roca volcánica</i>	<i>Roca plutónica</i>	<i>% SiO<sub>2</sub>N</i>	<i>R</i>
Basalto	Gabro, Monzogabro, Diabasa, Gabronorita	42-52	0,2
Andesita	Diorita, Monzodiorita, Diorita cuarcífera	57-63	0,35
Dacita	Tonalita, Granodiorita, Monzonita, Sienita	57-63	0,4
Traquita (traquidacita)	Sienita cuarcífera	63-69	0,4
Riolita, Riodacita	Granito (monzogranito, sienogranito), Aplita	> 69	0,5

El número magnésico (#Mg), que se utiliza como indicador de los procesos de cristalización fraccionada en fundidos comagmáticos basálticos o poco diferenciados ya que evalúa la variación del  $Mg^{2+}$  respecto del  $Fe^{2+}$  y cuyas evoluciones cambian visiblemente en las primeras etapas de la cristalización (Rollinson, 1993), no fue calculado ya que no tiene utilidad al trabajar con muestras de diversas fuentes magmáticas, además de que la gran mayoría de las muestras en estudio corresponden a muestras de composiciones intermedias a ácidas.

#### 4.1.6.2. Razones isotópicas iniciales

Para poder evaluar aún mejor la evolución de las rocas en estudio, se incluyen las razones isotópicas iniciales  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb$  y  $^{208}Pb/^{204}Pb$  de las muestras. Aunque varios de los artículos utilizados contaban con esta información, se calcularon las razones isotópicas iniciales para muestras que contaran con las razones isotópicas actuales de  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ,  $^{143}Nd/^{144}Nd$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb$ ,  $^{207}Pb/^{204}Pb$  y  $^{208}Pb/^{204}Pb$  y edades absolutas, y así barajar una mayor cantidad de información. Las razones isotópicas se calcularon según el procedimiento detallado en el Anexo II de la memoria de título de González (2015) en que se utilizan las formulas 4.6, 4.7, 4.8, 4.9 y 4.10 para establecer las razones actuales de  $^{87}Rb/^{86}Sr$ ,  $^{147}Sm/^{144}Nd$ ,  $^{238}U/^{204}Pb$ ,  $^{235}U/^{204}Pb$  y  $^{232}Th/^{204}Pb$  necesarias para el cálculo de las razones iniciales a partir de las fórmulas 4.11, 4.12, 4.13, 4.14, 4.15.

$$\left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_{\text{actual}} = \left[\frac{Rb}{Sr}\right]_{\text{ppm}} \times \frac{\text{Ab. } ^{87}Rb}{\text{P. A. Rb}} \times \frac{\text{P. A. Sr}}{\text{Ab. } ^{86}Sr} \quad (4.6)$$

$$\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{\text{actual}} = \left[\frac{Sm}{Nd}\right]_{\text{ppm}} \times \frac{\text{Ab. } ^{147}Sm}{\text{P. A. Sm}} \times \frac{\text{P. A. Nd}}{\text{Ab. } ^{144}Nd} \quad (4.7)$$

$$\left(\frac{^{238}U}{^{204}Pb}\right)_{\text{actual}} = \left[\frac{U}{Pb}\right]_{\text{ppm}} \times \frac{\text{Ab. } ^{238}U}{\text{P. A. U}} \times \frac{\text{P. A. Pb}}{\text{Ab. } ^{204}Pb} \quad (4.8)$$

$$\left(\frac{^{235}U}{^{204}Pb}\right)_{\text{actual}} = \left[\frac{U}{Pb}\right]_{\text{ppm}} \times \frac{\text{Ab. } ^{235}U}{\text{P. A. U}} \times \frac{\text{P. A. Pb}}{\text{Ab. } ^{204}Pb} \quad (4.9)$$

$$\left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actual}} = \left[\frac{\text{Th}}{\text{Pb}}\right]_{\text{ppm}} \times \frac{\text{Ab. } ^{232}\text{Th}}{\text{P.A. Th}} \times \frac{\text{P.A. Pb}}{\text{Ab. } ^{204}\text{Pb}} \quad (4.10)$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{inicial}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{actual}} - \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{actual}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (4.11)$$

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{inicial}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actual}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actual}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (4.12)$$

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{inicial}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actual}} - \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actual}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (4.13)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{inicial}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actual}} - \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actual}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (4.14)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{inicial}} = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actual}} - \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{actual}} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (4.15)$$

Para visualizar y evaluar de manera más sencilla la evolución del  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , se utiliza el valor  $\epsilon\text{Nd}_i$  que corresponde a la razón isotópica inicial de la muestra contrastada con las razones isotópicas del reservorio condrítico uniforme (CHUR). Se calcularon los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  actual e inicial mediante las fórmulas 4.16 y 4.17 respectivamente según el procedimiento detallado en el Anexo II de la memoria de título de González (2015).

$$\epsilon\text{Nd}_{\text{actual}} = 10.000 \times \left[ \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{actual}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{CHUR}}} \right] \quad (4.16)$$

$$\varepsilon\text{Nd}_{\text{inicial}} = 10.000 \times \left[ \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{inicial}} - \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}}{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} \right] \quad (4.17)$$

## 4.2. SISTEMA DE ENTRADA DE INFORMACIÓN

Para poder construir los diagramas geoquímicos necesarios para la interpretación de los datos recopilados, se construyeron una serie de *scripts* o códigos en lenguaje *Python* versión 2.7 (Anexo II), ya que los programas existentes actualmente para este propósito no permiten un trabajo con grandes cantidades de datos porque requieren una serie de cálculos previos para que el programa reconozca la información. Por ejemplo, si se tiene más de una edad por muestra se debe realizar manualmente el cálculo de edad promedio para cada muestra porque no existe la opción de filtrado de edades según su relevancia y, como fue explicado previamente, esta base de datos cuenta en ciertos casos con más de un valor de edad por muestra y al ser más de 900 muestras es muy trabajoso este procedimiento además que puede inducir a errores. Cabe destacar que esta base de datos fue revisada, modificada y actualizada muchas veces por lo cual, al cambiar alguna información en la tabla, el corregir una y otra vez los cálculos habría sido bastante complicado y tedioso. Para ejemplificar de mejor forma los procedimientos, se incluyen figuras representativas de algunos de los códigos creados.

En *Python* existen una serie de paquetes que permiten trabajar con tablas o bases de datos, construir de figuras y representar gráficamente esta información. En este trabajo se utilizaron tres paquetes básicos que deben importarse al comienzo de cada código (Figura 4.3):

**Matplotlib** se utilizó para definir límites y nombres de campos, líneas divisorias, nombres de ejes, títulos del diagrama, entre otras. Además, permite la representación gráfica de datos en diagramas de dispersión tanto en escalas normales como logarítmicas, base fundamental de todos los diagramas utilizados.

**Astropy** fue empleado para leer los datos de forma directa desde el archivo de texto delimitado por tabulaciones (.txt) en que fue convertida la base de datos de *Excel* solo con el nombre de las columnas requeridas para trabajare en cada caso. Para poder “llamar” al

archivo sin necesidad de incluir todo el directorio, la única condición que se requiere es que el archivo de texto se encuentre en el mismo directorio que los códigos.

**Numpy** permitió trabajar los datos como *arrange* o *array* según el caso. Estos corresponden a listas de elementos del mismo tipo entre las cuales se pueden realizar cálculos y generar nuevas listas de elementos. Debido a la condición de que los elementos deben ser todos del mismo tipo, se requirió hacer algunas modificaciones a la base de datos, ya que estos están presentados como tipo *float* o decimales y *string* o caracteres por lo que no se cumple aquella condición y no es posible realizar tales operaciones. Para solucionarlo se reemplazó en otra base de datos creada especialmente para trabajar con Python (Anexo IB) la abreviación N.D. con el valor -33,00 (número aleatoriamente seleccionado porque se aleja bastante de los límites de detección) y se eliminaron las columnas con texto como las unidades, referencias, técnicas de medición, etc.

```
import matplotlib.pyplot as plt
import numpy as np
import numpy.ma as ma
from astropy.table import Table
from matplotlib import rc
```

**Figura 4.3.** Importación de paquetes de herramientas para construcción de diagramas.

Para poder diseñar los códigos se mantuvo una estructura similar en todos en que primero se dibujan los ejes y campos o límites de cada diagrama con sus respectivos nombres para luego seleccionar de la base de datos las columnas de información a utilizar otorgándoles nombres iguales o similares al de la base de datos y luego la definición de variables nuevas para incluir en ellas los resultados de los cálculos realizados dentro del código. Finalmente, se grafican estos valores diferenciando las muestras por color según sus edades para, posteriormente, visualizar el diagrama completo. Estos pasos o etapas serán detallados en los siguientes subcapítulos.

#### 4.2.1. Construcción de campos

En la primera etapa de los códigos se dibujan los campos de los diagramas, es decir, líneas divisorias y sus nombres, títulos y etiquetas de ejes (Figura 4.4). Para esto, primero se define el nombre de la figura final que entregará el código y se dibujan los campos del diagrama. Luego se

define el título de la figura, los nombres de los ejes y, finalmente, se escriben las etiquetas de los campos. Todo esto se trabaja en base a un sistema coordenado binario.

```
# TAS PARA TODAS LAS MUESTRAS
# Campos de diagrama con coordenadas (SiO2, alcalis)
fig = plt.figure('TAS_plut_todas')
plt.plot((41, 44, 52, 52, 53, 46.4, 44.5, 41), (3, 2, 1.75, 5.6, 7.2, 7, 5.75, 3), 'k-') # Gabbro
plt.plot((52, 55, 54.75, 52), (1.75, 1.75, 5.5, 5.6), 'k-') # vacio
plt.plot((55, 57, 63, 62.5, 54.75), (1.75, 2, 3.5, 7, 5.5), 'k-') # Diorite
plt.plot((63, 70, 65, 62.5), (3.5, 5.5, 9, 7), 'k-') # Qz-diorite (granodiorite)
plt.plot((70, 75, 75, 69.3, 65), (5.5, 8, 9, 11.9, 9), 'k-') # Granite, Alkali granite
plt.plot((65, 62, 57, 53), (9, 10, 9, 7.2), 'k-') # Syeno-diorite
plt.plot((46.4, 48, 50.25, 54.5, 51.5, 49, 40.5, 43.5, 39.5, 41), (7, 8.3, 9.25, 11, 13.2, 15, 9.5, 8.33, 4, 3), 'k-') # vacio
plt.plot((57, 54.25, 50.25), (9, 9.35, 9.25), 'k-') # Syeno-diorite
plt.plot((69.3, 62, 57.75, 54.5), (11.9, 14, 11.25, 11), 'k-') # Syenite
plt.plot((40.5, 36, 36, 39.5), (9.5, 6.5, 5.9, 4), 'k-') # Ijolite
plt.plot((62, 52.2, 51.5, 49), (14, 16.25, 16.25, 15), 'k-') # Nepheline syenite
# Curva de subdivision segun Irvine & Baragar(1971) con coordenadas (SiO2, alcalis)
plt.plot((43.51, 45, 48, 50, 53.7, 55, 60, 65, 73.73), (2.17, 2.8, 4, 4.75, 6, 6.4, 8, 8.8, 9.639), 'g-')
# Etiquetas de ejes
plt.xlabel('SiO2$ 2$ (wt%)')
plt.ylabel('Na$ 2$0 + K$ 2$0 (wt%)')
ax = plt.subplot()
ax.set_xlim(35, 80)
# Etiquetas de campos del diagrama
plt.text(45.5, 4.5, 'Gabbro', fontsize=9)
plt.text(57, 4.3, 'Diorite', fontsize=9)
syeno_diorite = plt.text(49, 8, 'Syeno-diorite', fontsize=7)
plt.text(59, 10.5, 'Syenite', fontsize=9)
plt.text(64, 6.8, 'Quartz', fontsize=9)
plt.text(64, 6.22, 'diorite', fontsize=9)
plt.text(63, 5.65, '(granodiorite)', fontsize=7)
plt.text(68.5, 7.8, 'Granite', fontsize=9)
plt.text(66.9, 9.7, 'Alkali granite', fontsize=7)
plt.text(53, 14, 'Nepheline', fontsize=9)
plt.text(53.3, 13.4, 'syenite', fontsize=9)
plt.text(38, 7, 'Ijolite', fontsize=9)
fig.patch.set_facecolor('white')
```

**Figura 4.4.** Construcción de campos, línea divisoria y etiquetas de campos y ejes de diagrama TAS para rocas volcánicas según Le Bas (1986).

En el caso de los diagramas ternarios, dado que los datos son graficados dentro de un sistema (x, y), se construye un triángulo equilátero de lado igual a uno y coordenadas (a, b, c) en que 'a' corresponde al origen (0,0), 'b' a la altura (0,5, 0,866) y c al segundo punto de la base (1,0). Luego se convierten las coordenadas ternarias (a, b, c) de los campos del diagrama (Figura 4.5a) y las de cada muestra, que representan las concentraciones de los tres elementos del diagrama, (Figura 4.5.b) en coordenadas cartesianas (x, y). Mediante las ecuaciones 4.18 y 4.19.

$$x = b + \frac{c}{2} \quad (4.18)$$

$$y = \frac{\sqrt{3} \cdot c}{2} \quad (4.19)$$

Para el caso de no encontrar los límites de campos en los artículos originales en que se definieron los diagramas, éstos se tomaron de los códigos en lenguaje R del programa GCDkit (Janoušek y otros, 2006), de los documentos de Igpert 2010 o del libro *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation* de Rollinson (1993).

```

# Conversion de coordenadas ternarias de campos binarias
Cx = (Ta_d / 100 + 0.5 * (Hf_d / 100))
Cy = (Hf_d / 100 * np.sqrt(3) / 2)
plt.plot(Cx, Cy, 'k-')
a

# Relleno de variables x e y
for c in range(len(ThN)):
    x.append(TaN[c] + (HfN[c] * 0.5))
    y.append(HfN[c] * np.sqrt(3) * 0.5)
b

```

**Figura 4.5.** Transformación de coordenadas ternarias a binarias de campos (a) y concentraciones (b) en diagrama Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980).

#### 4.2.2. Selección de datos y definición de variables

En esta etapa del código se definen las columnas de datos del archivo de texto que se van a utilizar para construir los diagramas. Para esto se define una variable ‘data’ con la función *Table.read* de astropy para llamar al archivo de texto, luego se definen las variables de elementos y se seleccionan de ‘data’ al especificar el nombre de la columna como se observa en la Figura 4.6.

```

# Selección de datos
data = Table.read("BD_FONDECYT_1120715_Geochem_Python.txt", format="ascii")
Sr = data["(87Sr/86Sr)i"]
Sr_rango = (np.array(data["(87Sr/86Sr)i max"]) + np.array(data["(87Sr/86Sr)i min"])) / 2
edad_articulo = data["Age (Ma) dating"]
edad_cita = data["Age (Ma) reference"]
edad_rango = (np.array(data["Age max (Ma)"]) + np.array(data["Age min (Ma)"])) / 2
edad_preferida = (np.array(data["Preferred Age max (Ma)"]) + np.array(data["Preferred Age min (Ma)"])) / 2
roca = data["Rock type"]

```

**Figura 4.6.** Selección de datos en código de diagrama  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  vs. edad.

Para definir las nuevas variables que se generan a partir de cálculos o combinación de datos se crean variables abiertas (Figura 4.7) que son las que se definen igual a un valor vacío y que luego serán llenadas con los nuevos datos en el mismo orden de la tabla original por lo que quedan asociados a la muestra que les corresponde y no se pierde ni mezcla información en el proceso. Esto es posible ya que se utilizan *loops* u operaciones iterativas *for in* en los que se define un

universo 'x' de largo total igual al largo de alguna de las columnas de la tabla y así poder evaluar todos los datos contenidos en ese espacio.

```
# Definición de variables
edad_grafico = []
La_chondrite = 0.237 # Sun and McDonough 1989
Sm_chondrite = 0.153 # Sun and McDonough 1989
La_grafico = []
Sm_grafico = []
LaN = []
SmN = []
ratio = []
ratio_promedio = []
edad_promedio = np.arange(140, 360, step=5)
promedio = 0.0
```

**Figura 4.7.** Definición de variables en código de diagrama  $La_N/Sm_N$  vs. edad.

Para explicarlo más detalladamente, se tomará como ejemplo el *loop* de la Figura 4.8 en la cual, para realizar estas operaciones iterativas, se define el universo 'e' en un rango igual al largo de la variable 'Sr' para el cual se van a realizar 3 operaciones dependiendo si se cumplen o no ciertas condiciones mediante las funciones *if* que permiten evaluar condiciones.

```
# Filtrado de datos de Sr
for e in range(len(Sr)):
    if Sr[e] > 0:
        Sr_grafico.append(Sr[e])
    if Sr[e] < 0 and Sr_rango[e] > 0:
        Sr_grafico.append(Sr_rango[e])
    if Sr[e] < 0 and Sr_rango[e] < 0:
        Sr_grafico.append(-33.00)
```

**Figura 4.8.** Relleno de variables abiertas en código de diagrama  $La_N/Sm_N$  vs. edad.

En este ejemplo, para el primer elemento en 'e' que corresponde al primer dato de concentración de Sr asociado a la primera muestra de la base de datos, se prueba la condición 'Sr[e]' > 0 (la 'e' entre corchetes es necesaria para indicar que esa variable está en el universo 'e' y es parte de una lista de datos), si es verdadera se completa la nueva variable 'Sr\_grafico' con el valor de variable 'Sr' y si es falsa se mueve a la segunda condición. En ella se evalúa si 'Sr[e]' < 0 y 'Sr\_rango[e]' > 0 donde la función *and* implica que ambas condiciones deben cumplirse simultáneamente. Si ambas se cumplen se va a completar la nueva variable 'Sr\_grafico' con la información de la columna 'Sr\_rango' calculada al inicio del código. En caso de que tampoco sea

verdadera la segunda condición, se pasa a la tercera en la que ambos datos serían negativos, es decir, que no hay información (N.D.) o está bajo el límite de detección (-0.05 por ejemplo) y se rellena la nueva variable con el valor -33.00 para posteriormente dejar fuera estos valores al momento de graficar los datos. Este *loop* realiza la evaluación de condiciones para cada valor de Sr en orden descendente en la tabla y, por lo tanto, la variable ‘Sr\_grafico’ es del mismo largo que todas las variables de la base de datos, en el mismo orden y, por consecuencia, queda fielmente representada cada muestra. Para añadir los datos a la nueva variable se utiliza la función *append* que incluye el nuevo valor al final de la nueva lista, es decir que, para la segunda iteración del *loop* que evalúa las condiciones para el segundo valor de la variable ‘Sr’, el nuevo valor será añadido después del primero.

Este procedimiento en base a *loops for in* constituye la base de los códigos ya que se utiliza para todos los cálculos que serán explicados en los subcapítulos siguientes porque es una manera de evaluar todos los datos de forma ordenada y evitar cualquier tipo de error o pérdida de información. Además, el realizar cada *loop* como etapas diferentes del código, permite evaluar al final de cada uno de ellos si la información creada es correcta y coherente.

#### 4.2.3. Filtrado de edad

Para que los diagramas fuesen representativos se optó por diferenciar las muestras según su edad y así evaluar la evolución temporal de cada parámetro. Para esto, se construye en todos los códigos una primera etapa de ordenamiento de datos en la cual se considera la relevancia de cada columna de edad para generar una nueva variable llamada ‘edad\_grafico’ que unifica las cuatro columnas (Figura 4.9) en que la más importante es la edad de la muestra datada propia del trabajo, luego la edad preferida ya que corresponde a edades actualizadas, en tercer lugar la edad de referencia y finalmente los rangos de edades.

```
# Filtrado y seleccion de edad
for time in range(len(edad_cita)):
    if edad_preferida[time] > 0:
        edad_grafico.append(edad_preferida[time])
    if edad_articulo[time] > 0 and edad_preferida[time] < 0:
        edad_grafico.append(edad_articulo[time])
    if edad_preferida[time] < 0 and edad_articulo[time] < 0 and edad_cita[time] > 0:
        edad_grafico.append(edad_cita[time])
    if edad_preferida[time] < 0 and edad_articulo[time] < 0 and edad_cita[time] < 0 and edad_rango[time] > 0:
        edad_grafico.append(edad_rango[time])
    if edad_preferida[time] < 0 and edad_articulo[time] < 0 and edad_cita[time] < 0 and edad_rango[time] < 0:
        edad_grafico.append(0)
```

**Figura 4.9.** Filtrado y definición de edad en códigos.

Las variables *edad\_artículo*, *edad\_preferida*, *edad\_cita* y *edad\_rango* corresponden a las columnas *Age (Ma) dating*, promedio entre *Preferred Age max (Ma)* y *Preferred Age min (Ma)*, *Age (Ma) reference* y promedio entre *Age max (Ma)* y *Age min (Ma)* respectivamente. Para evitar cualquier error en el llenado de la base de datos, se añade un último condicional que evalúa si todas las variables anteriores son menores a cero, lo que implica que no hay información, y se rellena con -33.00 que luego puede ser eliminado de los diagramas. Cabe destacar que el Carbonífero es representado como período y no por épocas, debido al bajo número de muestras incluidas en él.

#### 4.2.4. Cálculos previos

Para representar la información en diagramas de clasificación, discriminación tectónica, y algunos de variación, se requiere normalizar la concentración de elementos mayores a una composición anhidra. En los diagramas primero se crean las variables abiertas de formato ‘óxidoN’ que corresponden al valor normalizado (Figura 4.10a) y que son rellenas luego de realizar los cálculos correspondientes (Figura 4.10b). Como en algunos trabajos no se tenía información del valor de LOI (N.D.), éste fue reemplazado por -33,00 en la base de datos para *Python*, lo que llevó a errores al normalizar por lo que se optó por reemplazarlos con el valor equivalente a la mitad del límite de detección (0,005) para XRF según SGS (2008) que es 0,01%.

<b>a)</b>	<b>b)</b>
<pre># Definicion de variables SiO2N = [] TiO2N = [] Al2O3N = [] FeON = [] Fe2O3N = [] MnON = [] MgON = [] CaON = [] Na2ON = [] K2ON = [] P2O5N = []</pre>	<pre># Normalizacion a base anhidra for f in range(len(edad_grafico)):     SiO2N.append(SiO2[f] * 100 / (total[f] + (-1*LOI[f])))     TiO2N.append(TiO2[f] * 100 / (total[f] + (-1*LOI[f])))     Al2O3N.append(Al2O3[f] * 100 / (total[f] + (-1*LOI[f])))     FeON.append(FeO[f] * 100 / (total[f] + LOI[f]))     Fe2O3N.append(Fe2O3[f] * 100 / (total[f] + LOI[f]))     MnON.append(MnO[f] * 100 / (total[f] + (-1*LOI[f])))     MgON.append(MgO[f] * 100 / (total[f] + (-1*LOI[f])))     CaON.append(CaO[f] * 100 / (total[f] + (-1*LOI[f])))     Na2ON.append(Na2O[f] * 100 / (total[f] + (-1*LOI[f])))     K2ON.append(K2O[f] * 100 / (total[f] + (-1*LOI[f])))     P2O5N.append(P2O5[f] * 100 / (total[f] + (-1*LOI[f])))</pre>

**Figura 4.10.** Definición de variables abiertas ‘óxidoN’ (a) y cálculos para normalización de concentración de elementos mayores en base anhidra (b).

Otros cálculos que se realizan en los códigos son los de razones entre concentraciones de elementos traza, normalizaciones a composiciones conocidas, suma y conversión de concentraciones. Para todos estos procedimientos se definen variables abiertas que luego son

completadas con la función *append* que luego son representadas en los diferentes diagramas. Algunos de estos cálculos son detallados en los subcapítulos de los diagramas en cuestión.

#### 4.2.5. Representación de datos

Para representar la información geoquímica en los diferentes diagramas seleccionados en este trabajo, se crea un último *loop* en los códigos (Figura 4.11) en el que, en algunos casos, se establece una condición inicial para eliminar datos que no representen real información como razones o valores negativos (excepto para el  $\epsilon\text{Ndi}$ ) o para filtrar datos según la concentración normativa de algunos elementos mayores para luego representar los datos en gráficos de dispersión. Posteriormente, se detalla una serie de condiciones que van a permitir agrupar los datos según edad (se especifican las edades límite de cada período o época según Cohen y otros, 2013) y tipo de roca (plutónica -P- o volcánica -V-).

```
# Ploteo de datos en diagramas de dispersion segun edad
for a in range(len(SiO2_grafico)):
    if (edad_grafico[a] >= 298.9 and roca[a] == 'V'): # Carbonifero
        plt.scatter(SiO2N[a], alcalis[a], s=70, c='#556B2F', zorder=0)
    if (edad_grafico[a] >= 272.3 and edad_grafico[a] < 298.9 and roca[a] == 'V'): # Cisuraliano
        plt.scatter(SiO2N[a], alcalis[a], s=70, c='#FF0000', zorder=0)
    if (edad_grafico[a] >= 259.8 and edad_grafico[a] < 272.3 and roca[a] == 'V'): # Guadalupiano
        plt.scatter(SiO2N[a], alcalis[a], s=70, c='#FF6347', zorder=0)
    if (edad_grafico[a] >= 252.17 and edad_grafico[a] < 259.8 and roca[a] == 'V'): # Lopingiano
        plt.scatter(SiO2N[a], alcalis[a], s=70, c='#FFA07A', zorder=0)
    if (edad_grafico[a] >= 247.2 and edad_grafico[a] < 252.17 and roca[a] == 'V'): # Triasico Inferior
        plt.scatter(SiO2N[a], alcalis[a], s=70, c='#800080', zorder=0)
    if (edad_grafico[a] >= 237 and edad_grafico[a] < 247.2 and roca[a] == 'V'): # Triasico Medio
        plt.scatter(SiO2N[a], alcalis[a], s=70, c='#BA55D3', zorder=0)
    if (edad_grafico[a] >= 201.3 and edad_grafico[a] < 237 and roca[a] == 'V'): # Triasico Superior
        plt.scatter(SiO2N[a], alcalis[a], s=70, c='#D8BFD8', zorder=0)
    if (edad_grafico[a] >= 174.1 and edad_grafico[a] < 201.3 and roca[a] == 'V'): # Jurasico Inferior
        plt.scatter(SiO2N[a], alcalis[a], s=70, c='#1E90FF', zorder=0)
    if (edad_grafico[a] >= 163.5 and edad_grafico[a] < 174.1 and roca[a] == 'V'): # Jurasico Medio
        plt.scatter(SiO2N[a], alcalis[a], s=70, c='#00BFFF', zorder=0)
    if (edad_grafico[a] >= 145 and edad_grafico[a] < 163.5 and roca[a] == 'V'): # Jurasico Superior
        plt.scatter(SiO2N[a], alcalis[a], s=70, c='#B0E0E6', zorder=0)
plt.xlim(40, 85)
```

**Figura 4.11.** Filtrado de datos según edad y tipo de roca (V: volcánica) para su representación en gráficos de dispersión para diagrama TAS (Le Bas, 1986).

Para graficar se utiliza la función de matplotlib *scatter* (para diagramas de escala normal) o *semilogy* (para diagramas con eje y logarítmico) en las que se especifican las variables x e y, tamaño, forma (círculo para las rocas volcánicas y cuadrado para las plutónicas) y color (en formato #RRGGBB, Tabla 4.3) del símbolo, basado en el cuadro cronoestratigráfico de Cohen y otros (2013). Como algunos diagramas requieren escalas fijas del eje x y/o del eje y, estos límites se definieron con las funciones *plt.xlim* y *plt.ylim* respectivamente. Además, para eliminar los datos

que se alejan con valores extremos de los parámetros de los diagramas, también se optó por limitar los ejes.

**Tabla 4.3.** Código de colores utilizados para representar cada período o época basado en el cuadro cronoestratigráfico de Cohen y otros (2013).

<i>Color</i>	<i>Nombre del color</i>	<i>Código hexadecimal</i> <i>#RRGGBB</i>	<i>Período o Época</i>
	<i>Powder blue</i>	#B0E0E6	Jurásico Superior
	<i>Deep sky blue</i>	#00BFFF	Jurásico Medio
	<i>Dodger blue</i>	#1E90FF	Jurásico Inferior
	<i>Thistle</i>	#D8BFD8	Triásico Superior
	<i>Medium orchid</i>	#BA55D3	Triásico Medio
	<i>Purple</i>	#800080	Triásico Inferior
	<i>Light salmon</i>	#FFA07A	Lopingiano
	<i>Tomato</i>	#FF6347	Guadalupiano
	<i>Red</i>	#FF0000	Cisuraliano
	<i>Dark olive Green</i>	#556B2F	Carbonífero

#### 4.2.6. Promedios

Los diagramas generados comprenden una gran cantidad de muestras por lo que, para poder visualizar de mejor manera, aunque general, esta información se incorpora al final de algunos códigos un *loop for in* en el cual se calcula el promedio de la variable estudiada cada 5 Ma (Figura 4.12).

```
# Calculo de promedio cada 5 Ma
for b in range(len(edad_promedio) - 1):
    contador = 0
    for c in range(len(ratio)):
        if (ratio[c] > 0 and edad_grafico[c] >= edad_promedio[b] and edad_grafico[c] < edad_promedio[b + 1] and
ratio[c] > 0):
            promedio = ratio[c] + promedio
            contador += 1
    if (contador == 0):
        contador = 1
    ratio_promedio.append(promedio / contador)
    promedio = 0
edad_promedio = np.delete(edad_promedio, (len(edad_promedio) - 1))
ratio_promedio = ma.masked_equal(ratio_promedio, 0)
plt.scatter(edad_promedio, ratio_promedio, s=50, color="black", edgecolors='black')
```

**Figura 4.12.** Cálculo de valores promedio de la razón LaN/SmN cada 5 Ma.

Para efectuar el cálculo de promedios primero se crea la variable ‘edad\_promedio’ (definida previamente como un *array* de valores entre 145 y 350 con saltos cada 5), y las variables abiertas ‘ratio\_promedio’ y ‘promedio’ como se puede ver en el ejemplo de la Figura 4.7. En la Figura 4.12 se observa que, primero que todo, se define el universo ‘b’ de largo igual a ‘edad\_promedio’ y se asocia una variable ‘contador’ que al inicio es igual a cero. Dentro de este *loop* se crea otro que comprende los valores totales de elementos de la base de datos ya que tiene el largo de la razón  $L_{N}/S_{mN}$  calculada previamente, y en el cual se evalúan las condiciones de que ‘edad\_grafico’ sea mayor o igual al primer valor de ‘edad\_promedio’ en ‘b’, que sea menor al valor siguiente en ‘b+1’ y que la razón  $L_{N}/S_{mN}$  sea mayor a cero. Posteriormente se completa la variable ‘promedio’ con la razón asociada a este dato de edad y simultáneamente se agrega una unidad a la variable ‘contador’.

Por ejemplo, en la primera iteración, se evaluará que ‘edad\_grafico’ sea mayor o igual a 140 y menor a 145 y que la razón sea mayor a 0. Si esta condición es verdadera, se añade el primer valor que la cumple a la variable ‘promedio’ y, por lo tanto, ‘contador’ será igual a uno. Se vuelve a repetir este procedimiento para la siguiente muestra que cumpla esta condición por lo que ahora la variable ‘promedio’ será la suma de estas dos razones y ‘contador’ será igual a dos. Esto se repite hasta que no hayan muestras que cumplan la condición. Cuando termina de revisar la base de datos para dicho rango de edad, evalúa si la variable ‘contador’ es igual a cero o no. Como en este ejemplo, ‘contador’ es igual a dos, el código sigue y se modifica la variable ‘ratio\_promedio’ que va a ser igual a la división de ‘promedio’ por ‘contador’. Luego se reinicia el valor de ‘promedio’ y de ‘contador’, que vuelven a ser igual a cero, para evaluar el siguiente rango de edades (145-150) del universo ‘b’ e incluirlo a la variable ‘ratio\_promedio’ que ya tiene su primer elemento. Finalmente, se obtiene una variable ‘ratio\_promedio’ que incluye a todas las razones promedio cada 5 Ma. Para los casos en que dentro de esos 5 Ma ninguna muestra cumpla las condiciones y por lo tanto ‘ratio\_promedio’ sea igual a cero, los valores se ocultan de la gráfica con la función *ma.masked\_equal()*.

Estos promedios sirven como una mirada general de los datos, no contemplan la ubicación geográfica de las muestras ni la unidad o formación a la cual pertenecen, algo que puede ser significativo considerando la vasta área estudiada. Cabe destacar que no se excluyeron valores extremos que, aunque caen fuera de los límites definidos para los ejes de los diagramas, al momento

de hacer los cálculos de promedio de todas formas fueron incluidos para representar toda la información por lo que se pueden observar algunos valores promedios bastante desviados de la tendencia general.

Cabe mencionar que al graficar 'ratio\_promedio' versus 'edad\_promedio' (definida cada 5 Ma desde 140 hasta 360), los valores promedios quedan ubicados al inicio del rango. Por ejemplo, para los promedios calculados entre 140 y 145 Ma el punto queda sobre el 140, por lo que el promedio del siguiente rango (145-150) quedará en el 145 y así sucesivamente, aunque no debería alterar la interpretación ya que no hay traslape de los rangos evaluados.

### 4.3. DIAGRAMAS GENERADOS

#### 4.3.1. Diagramas de clasificación

Durante muchos años se ha buscado la mejor manera de clasificar las rocas de acuerdo a su composición química y se han propuesto diversos diagramas para ello. Para trabajar la información recopilada en este trabajo se seleccionaron los diagramas de clasificación más utilizados en bibliografía y, para visualizarla y describirla de mejor manera se decide crear cinco diagramas dentro de cada código que corresponden a un primer diagrama que incluye todas las muestras con el fin de poder hacer un análisis general de la información y cuatro diagramas adicionales que separan las muestras por período y sus respectivas épocas.

En la Tabla 4.4 se resumen los diagramas de clasificación construidos junto a sus respectivas referencias. En todos ellos, se normalizó la concentración de los elementos mayores a una base anhidra mediante el procedimiento explicado en el subcapítulo 4.2.4.

**Tabla 4.4.** Diagramas de clasificación.

<i>Diagrama</i>	<i>Referencia</i>
TAS para rocas volcánica	Le Bas (1986)
Zr/Ti vs. Nb/Y	Pearce (1996) basado en Winchester y Floyd (1977)
TAS para rocas plutónicas	Wilson (1989) basado en Cox y otros (1979)
R1-R2 para rocas plutónicas	De la Roche y otros (1980)
AFM para series subalcalinas	Irvine y Baragar (1971)
A/NK vs. A/CNK	Shand (1943)

### 4.3.2. Diagramas de variación

Dado que la abundancia de los elementos traza, y por consecuencia de isótopos, tiene directa relación con la génesis de las rocas y los procesos que influyen en la generación de magmas dadas sus características químicas, se decide utilizar diversos diagramas que representen la evolución temporal de las razones más representativas entre elementos traza e isótopos para poder inferir y así caracterizar las fuentes magmáticas que participaron en la evolución del margen suroccidental de Gondwana. Para esto se normalizaron algunos elementos y se calcularon los promedios cada 5 Ma según lo explicado en el subcapítulo 4.2.6.

En la Tabla 4.5 se resumen los diagramas de variación utilizados y sus referencias. En algunos casos se decidió representar la información en un diagrama que incluyera todas las muestras y en otros se diferenciaron por edad, dependiendo de la cantidad de información a visualizar.

**Tabla 4.5.** Diagramas de variación.

<i>Diagrama</i>	<i>Referencia</i>
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. edad	
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ vs. edad	
$\epsilon\text{Nd}_i$ vs. edad	
Eu/Eu* vs. edad	
LaN/SmN vs. edad	
LaN/YbN vs. edad	Profeta y otros (2015)
Sr/Y vs. edad	Profeta y otros (2015)
Diagramas de Reservorios	Zindler y Hart (1986)

### 4.3.3. Diagramas multielemento

El análisis de elementos traza respecto de valores conocidos (composición de condritos o del manto primitivo) permite inferir la evolución petrológica de las rocas al visualizar el fraccionamiento sufrido por los minerales que las componen al momento de formarse dichas rocas. Además, este fraccionamiento permite caracterizar en muchos casos las fuentes magmáticas de las que provienen.

En la Tabla 4.6 se resumen los diagramas de multielemento construidos junto a las referencias de los valores de normalización utilizados. Dado que la cantidad de datos incluidos en estos diagramas es muy alta, por lo que se satura el espacio y se impide una clara visualización de la información, se crean 10 diagramas, uno para el Carbonífero y nueve para el resto de los períodos diferenciados por época.

**Tabla 4.6.** Diagramas multielemento.

<i>Diagrama</i>	<i>Referencia de normalización</i>
De Tierras Raras normalizado al Condrito	Sun and McDonough (1989)
Multielemento normalizado al Manto Primitivo	Sun and McDonough (1989)

#### 4.3.4. Diagramas de clasificación tectónica

Para poder tener una mejor idea del ambiente tectónico en que se formaron las rocas en estudio y complementar la información presentada en los diagramas anteriores, se construyen tres diagramas de discriminación tectónica en base a elementos traza, dos para rocas plutónicas ácidas y uno para rocas volcánicas básicas e intermedias. En estos códigos se debió normalizar la composición de elementos mayores a una base anhidra con el fin de filtrar según el porcentaje de sílice y el tipo de roca (P o V) para poder clasificar dichas rocas según la utilidad de los diagramas.

En la Tabla 4.7 se resumen los diagramas de clasificación tectónica construidos y utilizados junto a sus referencias correspondientes. Para visualizar la información se decide crear diagramas que incluyeran todas las rocas y otros separados por edad, según la cantidad de datos representados.

**Tabla 4.7.** Diagramas de discriminación tectónica.

<i>Diagrama</i>	<i>Referencia</i>
Rb vs. Y+Nb para rocas graníticas	Pearce y otros (1984)
Rb vs. Yb+Ta para rocas graníticas	Pearce y otros (1984)
Th-Hf/3-Ta para rocas basálticas	Wood y otros (1980)

## 5. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

En este capítulo se presentan y describen los diagramas generados con *Python 2.7* agrupados en diagramas de clasificación, variación, multielemento o de discriminación tectónica para luego realizar una descripción general de cada período. Es importante destacar que no todas las muestras contaban con todos los datos necesarios para incluirlas en ciertos diagramas por lo que no siempre se trabajó con las 916 muestras.

### 5.1. DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN

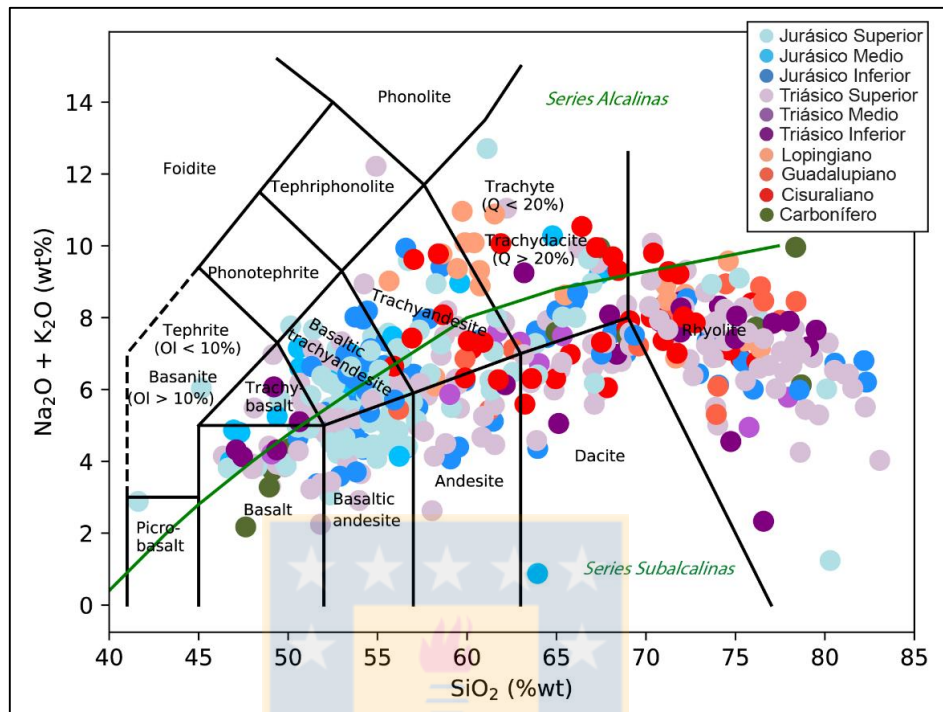
Dado que este estudio se centra en el magmatismo y se incluyen además de las rocas volcánicas y plutónicas, rocas volcanoclásticas, volcanosedimentarias, subvolcánicas, las clasificaciones utilizadas son más bien para establecer tendencias composicionales que para establecer la petrografía de las rocas en estudio.

#### 5.1.1. Diagrama TAS para rocas volcánicas (Le Bas, 1986)

Este diagrama clasifica las rocas volcánicas según su contenido de sílice y álcalis que corresponde a la composición normativa en base anhidra de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ . El único caso en que se dejaron muestras fuera del estudio (y por ende de la base de datos) fue del artículo de Ramos y Kay (1991) que señalan que dos de las muestras presentaban un alto grado de alteración. Dentro del mismo diagrama se incluye la línea clasificación de Irvine y Baragar (1971) para diferenciar entre series alcalinas y subalcalinas cuyos valores se tomaron de Rollinson (1993).

En la Figura 5.1 se puede ver que la mayoría de las muestras caen en el campo de las series subalcalinas y que las rocas pérmicas son las más diferenciadas. En la Figura 5.2 se observa que durante el Carbonífero dominan los basaltos y riolitas, aunque hay que destacar la poca cantidad de datos por lo que no sería muy representativo. Hacia el Pérmico hay una mayor población de datos y diferenciación de la petrografía en que dominan claramente las composiciones andesíticas, dacíticas y sobre todo riolíticas con menores cantidades de traquitas, traquiandesitas y traquidacitas. En el Triásico se reconocen composiciones que varían desde basaltos a riolitas, aunque en general dominan composiciones más diferenciadas y hacia el Triásico Superior aumentan las rocas menos diferenciadas. Para el Jurásico, la distribución es más bien uniforme a

lo largo de todo el período, pero se puede reconocer una predominancia de las rocas de composición andesítico-basálticas hacia el Jurásico Medio y Superior.

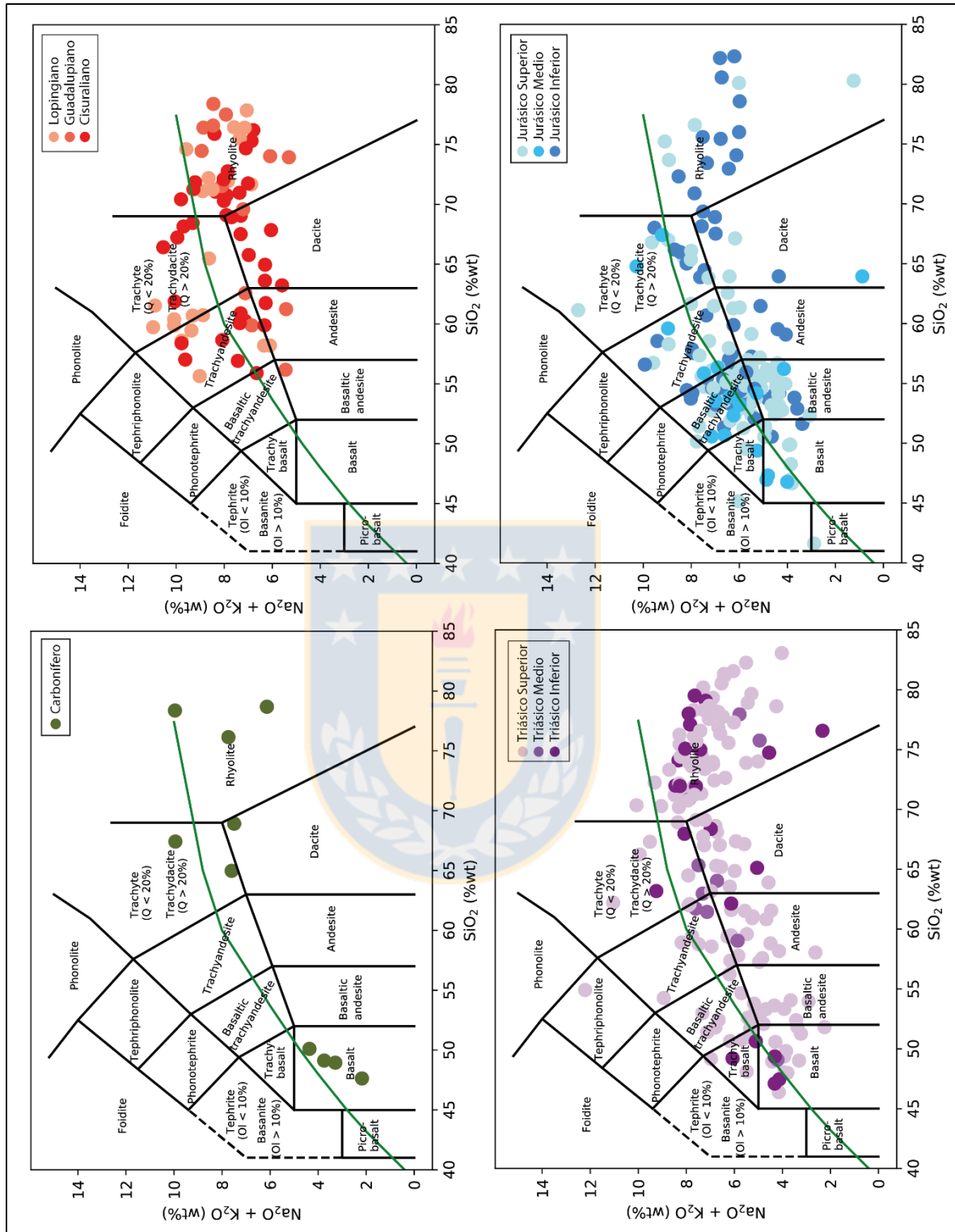


**Figura 5.1.** Diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas para todas las muestras, según Le Bas (1989) con línea divisoria entre series alcalinas y subalcalinas según Irvine y Baragar (1971).

### 5.1.2. Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y para rocas volcánicas (Pearce, 1996 basado en Winchester y Floyd, 1977)

Winchester y Floyd (1977) proponen clasificar las rocas volcánicas frescas según las razones  $Zr/TiO_2$  como índice de diferenciación y  $Nb/Y$  como índice de alcalinidad, ya que estos elementos son inmóviles durante los procesos de alteración y metamorfismo (a diferencia del Na y K utilizados en el diagrama TAS) y sus concentraciones y proporciones varían sistemáticamente durante la diferenciación magmática. Posteriormente, Pearce (1996) hace una modificación al diagrama y ajusta los campos en función del Ti ya no como óxido.

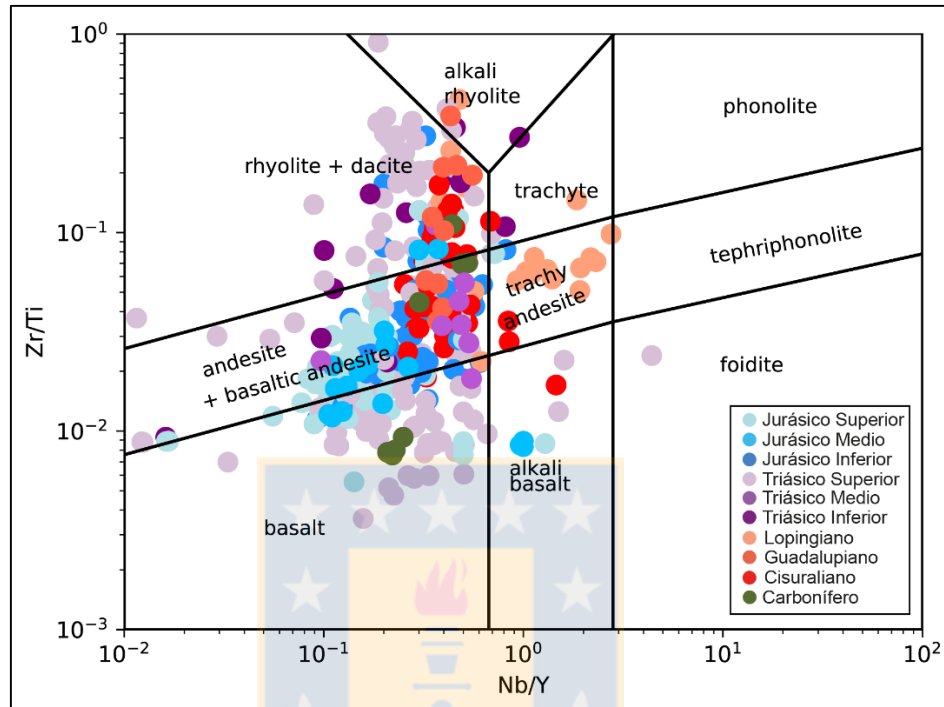
La transformación desde la concentración en porcentaje en peso de  $TiO_2$  normalizado en base anhidra a ppm de Ti corresponde a la multiplicación de la cantidad de óxido por la proporción de Ti en el óxido (0,5995) multiplicado por el factor de conversión (1% en peso = 10.000 ppm), es decir,  $Ti = \%TiO_2 * 5995$ .



**Figura 5.2.** Diagramas TAS de clasificación de rocas volcánicas por períodos, según Pearce (1986).

En estos cinco diagramas se pueden observar tendencias similares a las observadas anteriormente en el diagrama TAS, pero con algunas diferencias que pueden ser atribuidas a la

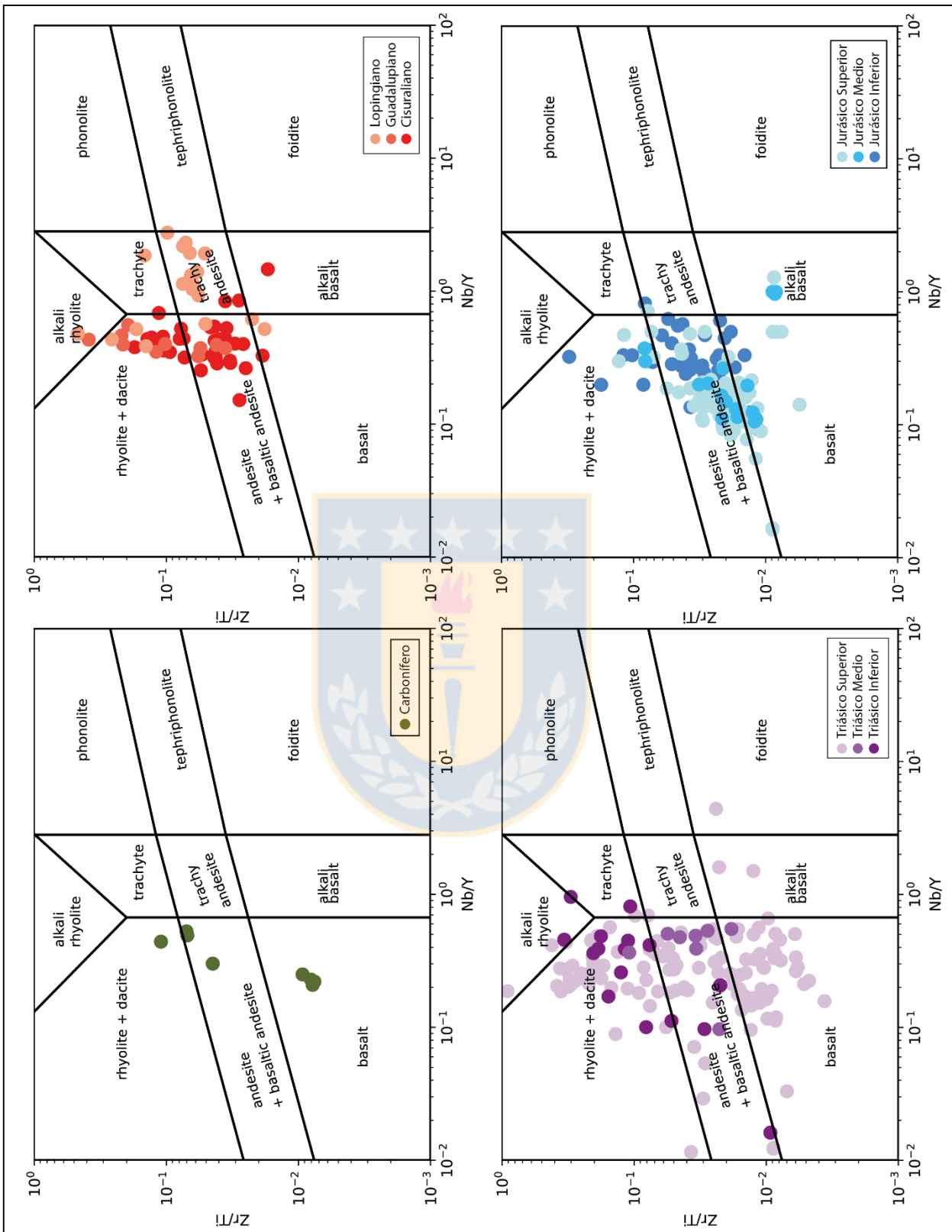
utilización de elementos menos móviles para la determinación de alcalinidad (Nb/Y). En la Figura 5.3 se puede ver que a diferencia de la Figura 5.1, hay un menor número de muestras que caen en campos alcalinos y son en su mayoría lopingianas.



**Figura 5.3.** Diagramas Zr/Ti vs. Nb/Y de clasificación de rocas volcánicas para todas las muestras, según Pearce (1996) basado en Winchester y Floyd (1977).

En la Figura 5.4 se observan algunas diferencias en las tendencias respecto de la Figura 5.2 relativas a todos los períodos, aunque en general la distribución composicional es muy similar.

Para el Carbonífero se ve una bimodalidad menos marcada ya que hay muestras que caen en el campo 'andesita + andesita basáltica' y en el caso del Pérmico se observa una distribución más uniforme de las composiciones sin predominar tan notoriamente la riolítica. Para el Triásico se puede ver que ya no aparecen muestras basálticas para el Triásico Inferior, hacia el Triásico Medio hay un aumento de las composiciones menos diferenciadas, y que en el Triásico Superior las composiciones abarcan todo el espectro, desde basálticas a riolíticas, con predominancia de las andesitas basálticas. Por último, para el Jurásico se observan composiciones desde basalto a riolita, pero con clara una concentración de las muestras en la composición andesítico-basáltica más bien uniforme a lo largo de todo el período, al igual que lo evidenciado por el diagrama TAS.

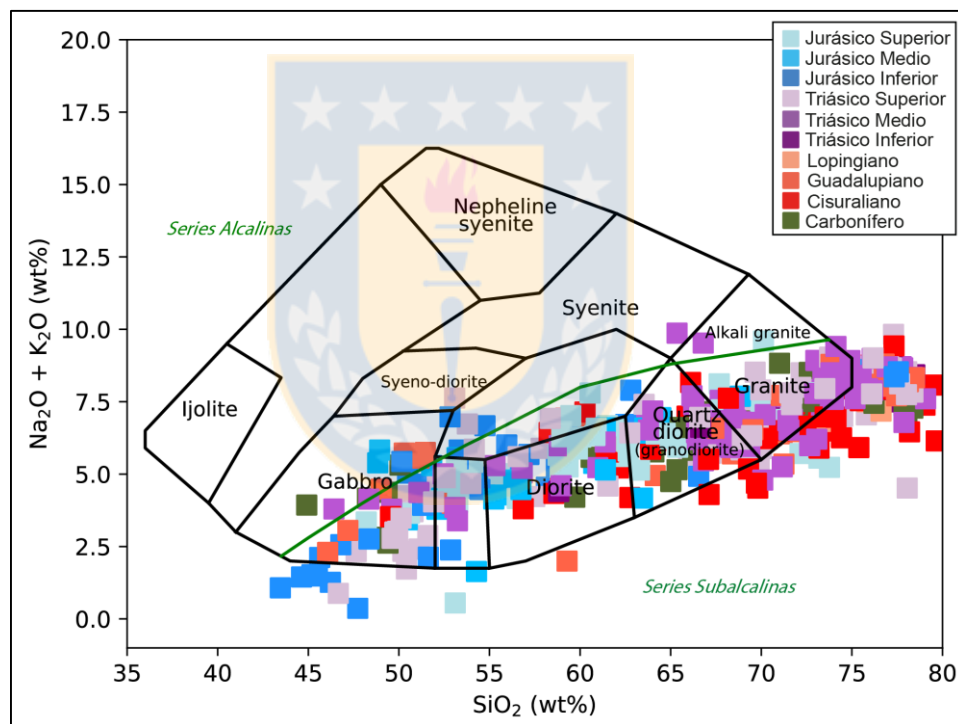


**Figura 5.4.** Diagramas Zr/Ti vs. Nb/Y de clasificación de rocas volcánicas por períodos, según Pearce (1996) basado en Winchester y Floyd (1977).

### 5.1.3. Diagrama TAS para rocas plutónicas (Wilson, 1989 basado en Cox y otros, 1979)

Este diagrama, al igual que el de rocas volcánicas, clasifica las rocas plutónicas en función del contenido de sílice y álcalis normalizados en base anhidra y por lo tanto también se puede ver afectado por el grado de alteración sufrido por las rocas dado el carácter móvil del Na y K. Se incluye la línea divisoria entre series alcalinas y subalcalinas definida por Irvine y Baragar (1971).

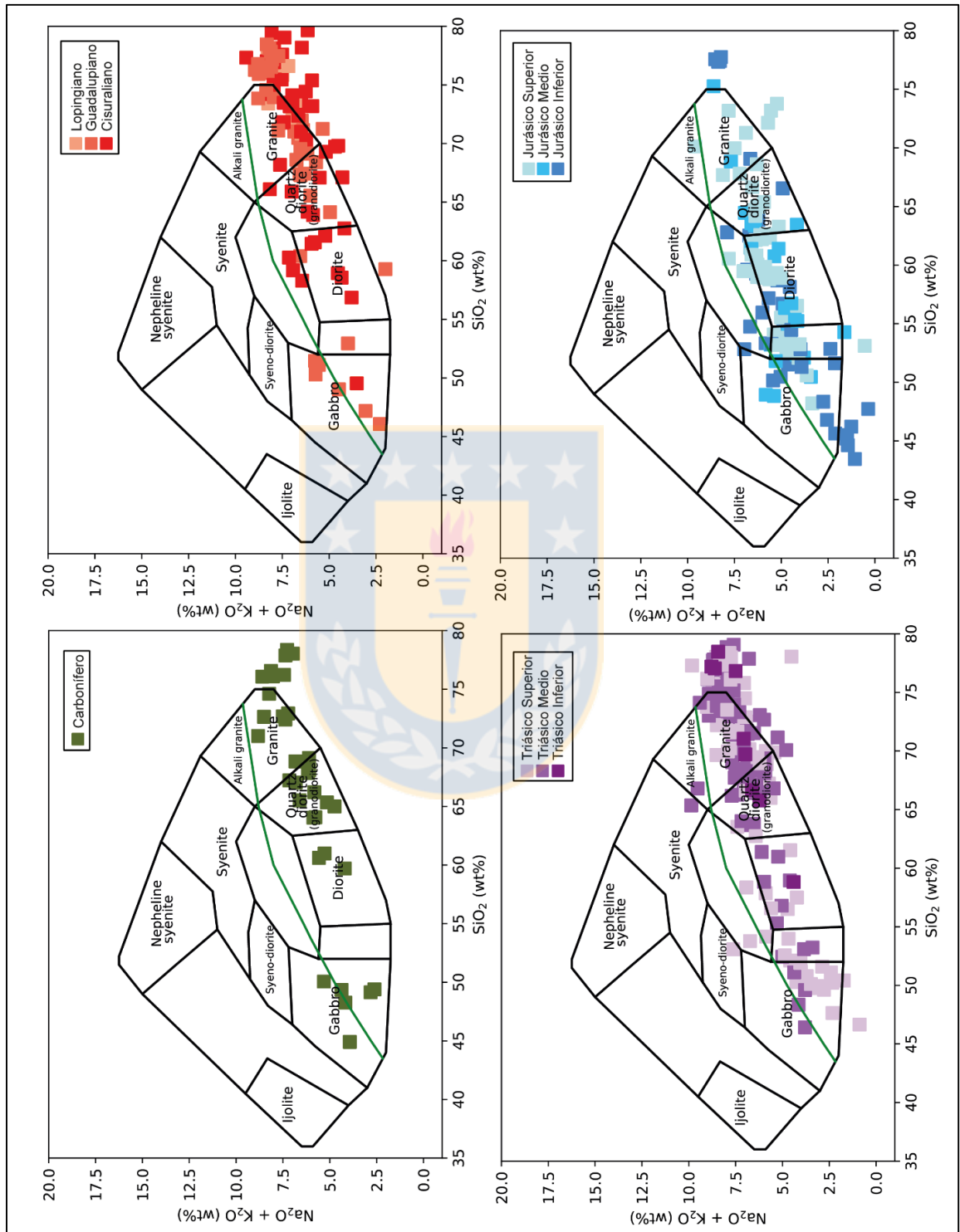
En la Figura 5.5 se puede ver que la mayoría de las muestras se clasifican como subalcalinas y que hay una distribución más o menos uniforme a lo largo de los períodos con una aparente predominancia de composiciones graníticas y cuarzo dioríticas en el Pérmico-Triásico y de dioritas y gabros en el Jurásico. Cabe destacar que aunque muchas de las muestras caen fuera de los límites del campo de granitos igualmente corresponden a composiciones más diferenciadas.



**Figura 5.5.** Diagramas TAS de clasificación de rocas plutónicas para todas las muestras, según Wilson (1989) basado en Cox y otros (1979) con división de series alcalinas y subalcalinas según Irvine y Baragar (1971).

En la figura 5.6 se observa que en todos los diagramas las composiciones son variadas y abarcan todo el espectro composicional, aunque en el Carbonífero y Pérmico, incluso el Triásico, dominan las composiciones más diferenciadas. Hacia el Triásico Superior y con mayor notoriedad

en el Jurásico Inferior-Medio, las composiciones se vuelven menos diferenciadas y en el Jurásico Superior dominan las composiciones dioríticas.



**Figura 5.6.** Diagramas TAS para clasificación de rocas plutónicas por períodos, según Wilson (1989) basado en Cox y otros (1979).

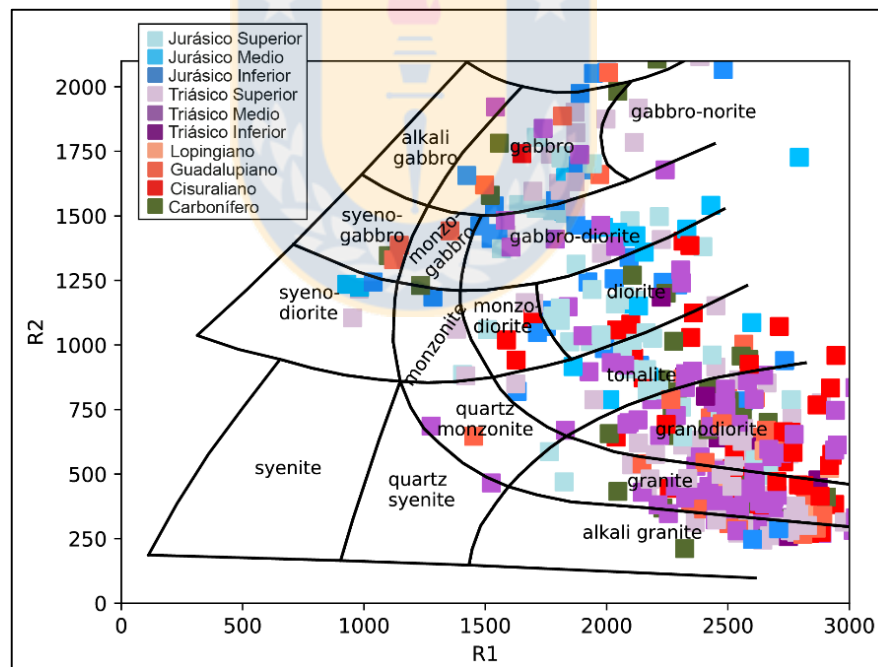
#### 5.1.4. Diagrama R1-R2 para rocas plutónicas (De la Roche y otros, 1980)

Esta clasificación se basa en la proporción catiónica, expresada en milicaciones, de los elementos mayores de las rocas plutónicas agrupadas en dos variables definidas como:

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) \quad R2 = Al + 2Mg + 6Ca$$

Para calcular las proporciones catiónicas primero se debe transformar la concentración del óxido a moles al dividir el porcentaje en peso por el peso molecular. Ese valor se multiplica por el número de cationes en la molécula y luego por 1.000 para expresarlo en milicaciones. Se utiliza este diagrama ya que incluye todos los elementos mayores lo que implica que se consideran también los componentes máficos de la roca para su clasificación (Rollinson, 1993) y permite un mejor contraste con los resultados obtenidos con el diagrama TAS.

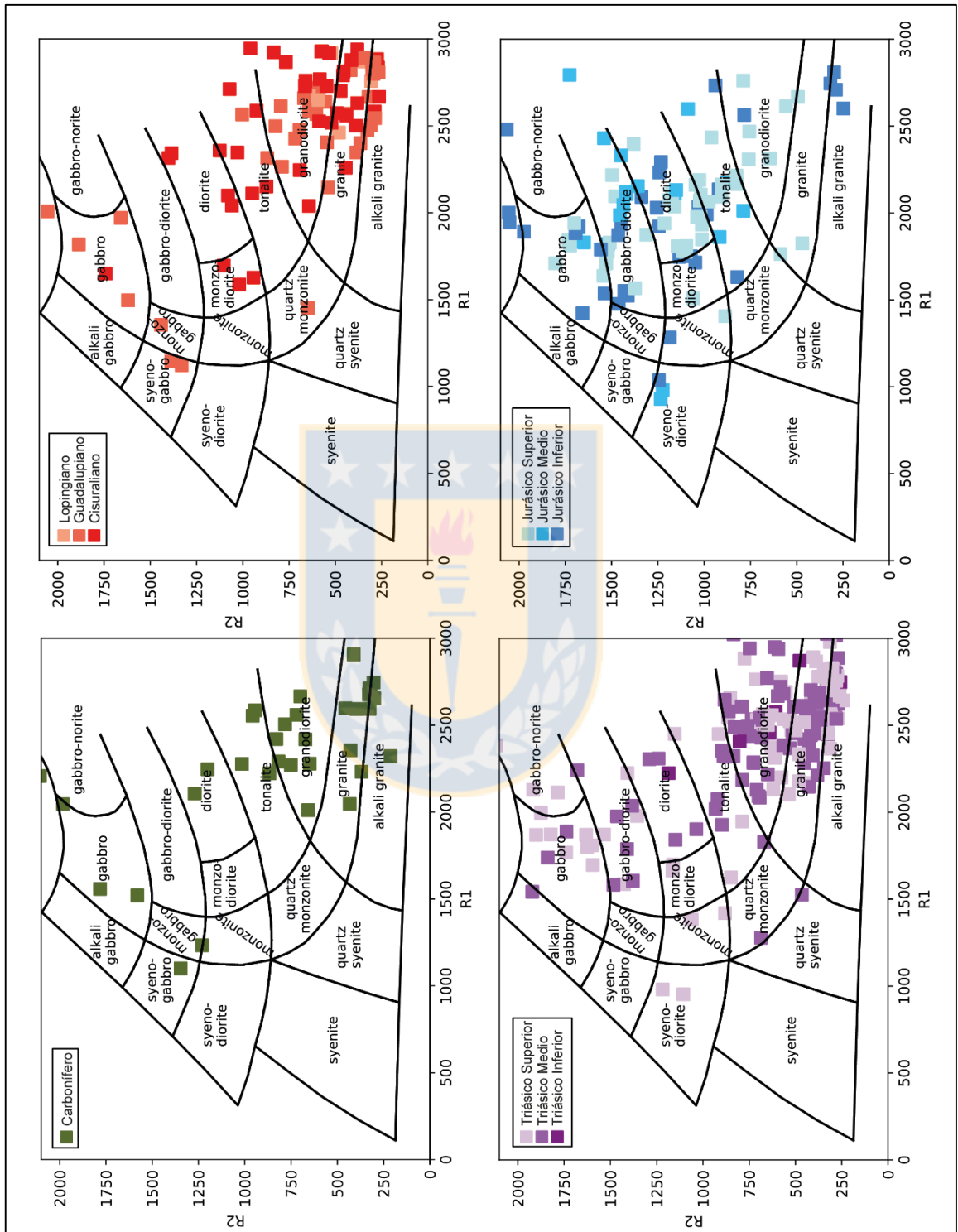
Al observar todas las muestras (Figura 5.7) se puede notar que, aunque hay una distribución general de ellas en todo el espectro composicional, la mayoría se concentra en composiciones más diferenciadas, hacia abajo y a la derecha del diagrama, al igual que lo observado en la Figura 5.5.



**Figura 5.7.** Diagrama R1-R2 de clasificación de rocas plutónicas para todas las muestras, según De la Roche y otros (1980).

En la Figura 5.8 se puede ver que se mantienen las tendencias observadas en la Figura 5.6 ya que tanto en el Carbonífero y Pérmico como en el Triásico predominan las composiciones más diferenciadas (granitos y granodioritas) de manera más bien homogénea a lo largo de cada período

con un leve aumento de composiciones menos diferenciadas (tonalíticas, dioríticas y gábricas) hacia el Triásico Superior que se hace más evidente en el Jurásico.



**Figura 5.8.** Diagrama R1-R2 de clasificación de rocas plutónicas por período, según De la Roche y otros (1980).

### 5.1.5. Diagrama AFM para series subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971)

Este diagrama permite diferenciar las series subalcalinas entre calcoalcalinas y toleíticas, tanto para rocas plutónicas como volcánicas, según la cantidad de álcalis (A),  $\text{FeO}^*$  (F) y  $\text{MgO}$  (M). En las series calcoalcalinas las rocas de composición intermedia no presentan un marcado enriquecimiento en  $\text{FeO}^*$  a diferencia de las toleíticas lo cual permite inferir el ambiente tectónico en el que se formaron dichas rocas ya que en zonas de subducción las composiciones intermedias con baja proporción de  $\text{FeO}^*$  son dominantes. Es importante destacar que los valores de  $\text{FeO}^*$  pueden verse modificados producto de la alteración sufrida por las rocas, aunque de todas formas constituye una herramienta útil de caracterización de las rocas a grandes rasgos.

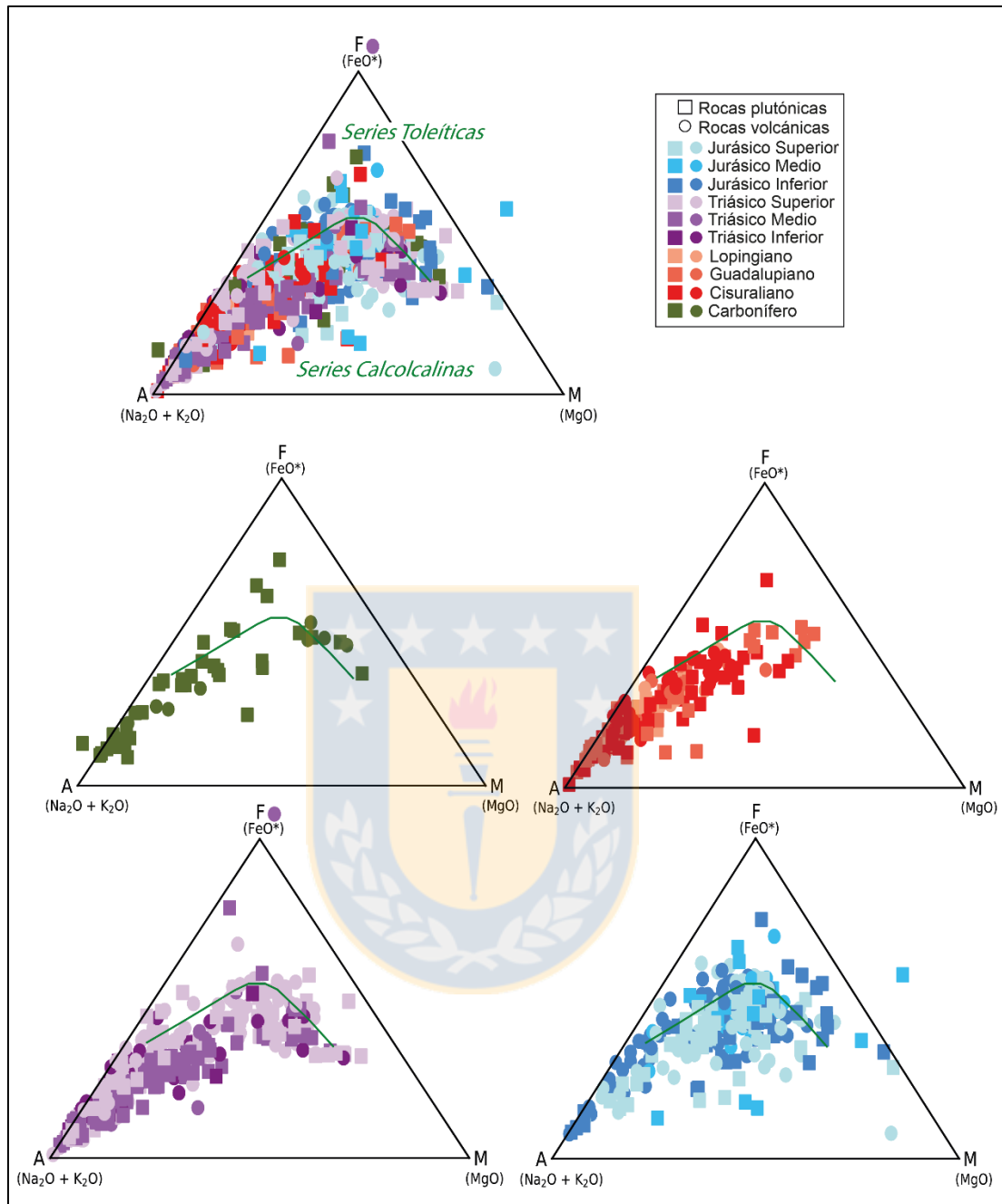
Para construir el diagrama se debe normalizar las concentraciones de óxidos a base anhidra, luego convertir el  $\text{Fe}^{3+}$  a  $\text{Fe}^{2+}$  según la fórmula  $\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}^{3+} \times 0,8998$  para luego sumarlo al  $\text{Fe}^{2+}$  y obtener el  $\text{Fe}^{2+}$  total denominado  $\text{FeO}^*$ . Finalmente, se vuelve a normalizar al 100% que corresponde a  $A + F + M$  para graficar los puntos.

En la Figura 5.9 se observa que la mayoría de las muestras en estudio se clasifican como rocas calcoalcalinas salvo algunas excepciones en el Carbonífero y en el Jurásico, donde son más abundantes. Además, se refleja la predominancia de rocas más diferenciadas, o con menos contenidos normalizados de  $\text{FeO}^*$  y Mg, durante el Carbonífero, Pérmico y Triásico de manera más bien homogénea a lo largo de los períodos y que hacia el Triásico Superior-Jurásico se vuelven menos diferenciadas. Estas tendencias se corresponden con las descritas en los diagramas de clasificación previos, a pesar de que todos evalúan diferentes elementos.

### 5.1.6. Diagrama A/NK vs. A/CNK (Shand, 1943)

Este diagrama compara la razón molar (porcentaje en peso del óxido dividido por el peso molecular) entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y álcalis (A/NK) versus la razón molar entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Ca}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (A/CNK), para clasificar las rocas plutónicas y volcánicas como peraluminosas, metaluminosas o peralcalinas.

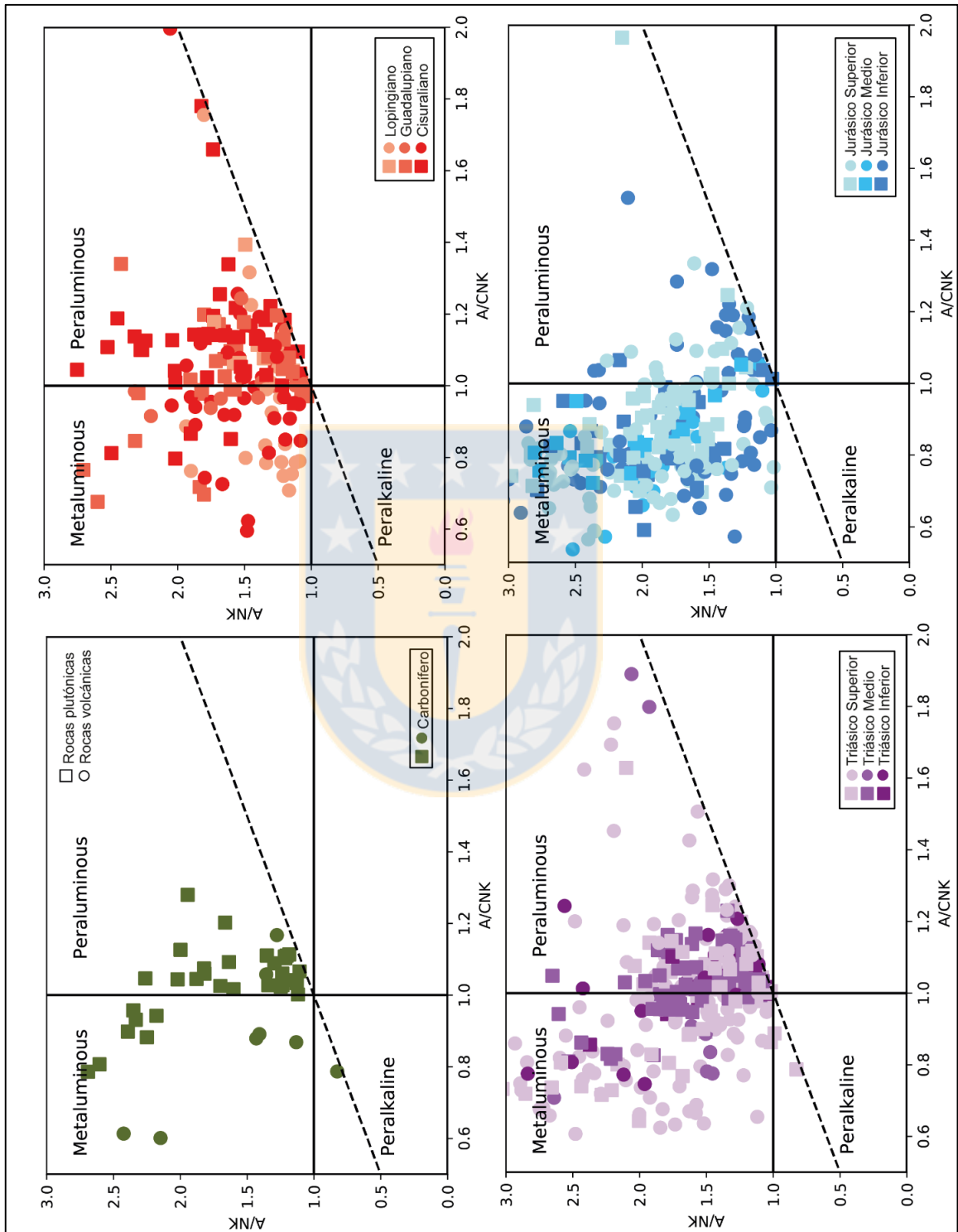
Se utiliza esta clasificación ya que permite dilucidar, en parte, el ambiente tectónico en que se formaron las rocas ya que, como indican Petro y otros (1979), en ambientes compresionales son características las rocas peraluminosas, en ambientes extensionales las rocas peralcalinas y en ambos, son comunes las composiciones metaluminosas.



**Figura 5.9.** Diagramas AFM para clasificación de series subalcalinas para todas las muestras y por períodos, según Irvine y Baragar (1971).

En la Figura 5.10 se observa que en el Carbonífero y Pérmico las rocas son mayoritariamente peraluminosas y que en el Lopingiano aumentan las composiciones metaluminosas. En el Triásico, si bien aún dominan las rocas peraluminosas, hay un aumento en las composiciones metaluminosas, sobre todo hacia el Triásico Superior que finalmente dominan casi totalmente en el Jurásico. En este caso no se incluye el diagrama para todas las muestras ya

que la evolución de las composiciones no se visualiza muy claramente y no es muy útil para la interpretación del diagrama.



**Figura 5.10.** Diagramas A/NK vs. A/CNK para clasificación de rocas ígneas por períodos, según Shand (1943).

## 5.2. DIAGRAMAS DE VARIACIÓN

Como fue mencionado en el capítulo 4.4, el análisis tanto de isótopos como de elementos traza ha sido fundamental en el estudio de las diversas fuentes magmáticas que participan en la génesis de las rocas y si hay, y en qué grado, interacción entre ellas. Es por eso que en este capítulo se presentan varios diagramas en los que se evalúan razones entre elementos traza e isótopos en función de la edad de las rocas y así visualizar su evolución temporal. Además, se incluyen dos diagramas de reservorios de Zindler y Hart (1986) para complementar el análisis.

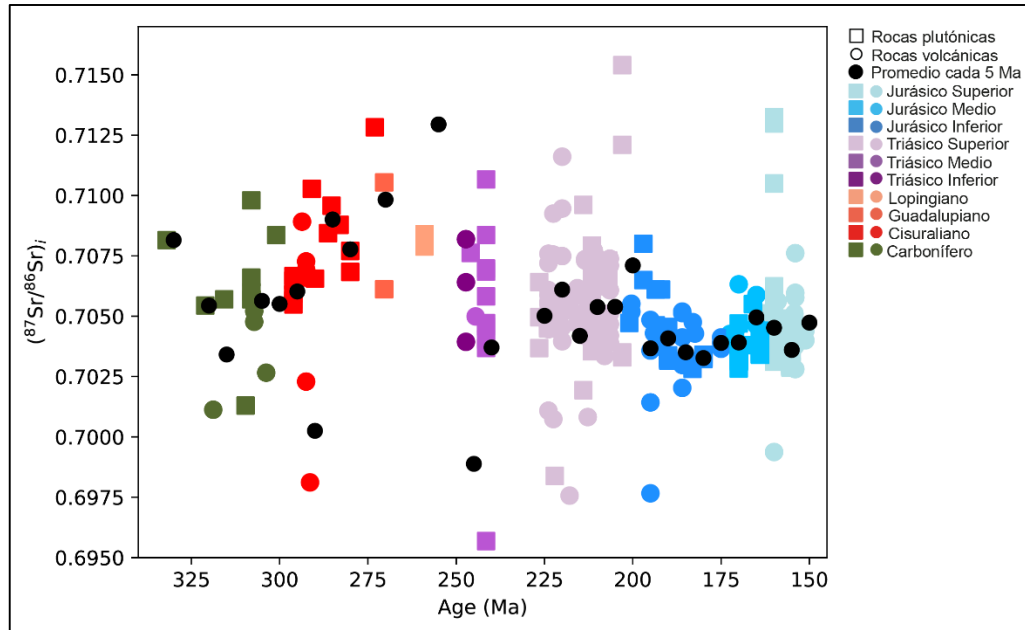
### 5.2.1. Diagrama ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> vs. edad

El sistema Rb-Sr es un buen trazador de fuentes tanto corticales como mantélicas debido a la gran diferencia de sus propiedades químicas. Esto implica que al ser el Rb un elemento altamente incompatible y muy soluble o móvil se concentra en el fundido que da origen a la corteza continental, la que con el paso del tiempo se enriquece en  $^{87}\text{Sr}$  respecto del manto, el cual queda deprimido en este elemento (White, 2011).

En la Figura 5.11 se puede ver que la abundancia inicial de  $^{87}\text{Sr}$  respecto de  $^{86}\text{Sr}$  tiende a aumentar desde el Carbonífero al Pérmico e incluso alcanza los valores más altos en este último período lo que queda aún más claro al observar los promedios cada 5 Ma. Posteriormente, se observa una tendencia general a disminuir desde el Pérmico al Triásico con una mayor densidad de puntos en los valores similares a los registrados para las muestras carboníferas, tendencia que se mantiene hacia el Jurásico en que los valores disminuyen, agrupándose la mayoría de las muestras en un rango más acotado esas razones, lo que queda reflejado en la menor dispersión que presentan los promedios en este período.

En el Carbonífero los valores promedio están entre 0,7030 y 0,7080 aunque la mayoría se encuentra alrededor del 0,7050. En el Pérmico varían de 0,7055 a 0,7098 y hacia el Triásico van desde 0,7037 a 0,7060. En el Jurásico estas razones varían entre 0,7030 y 0,7050.

Los promedios que se escapan de estos rangos son producto de que hay algunas muestras con valores extremadamente bajos o altos que se encuentran fuera de los límites del eje y, y que probablemente constituyen errores en los análisis o a muestras con un grado de alteración importante.



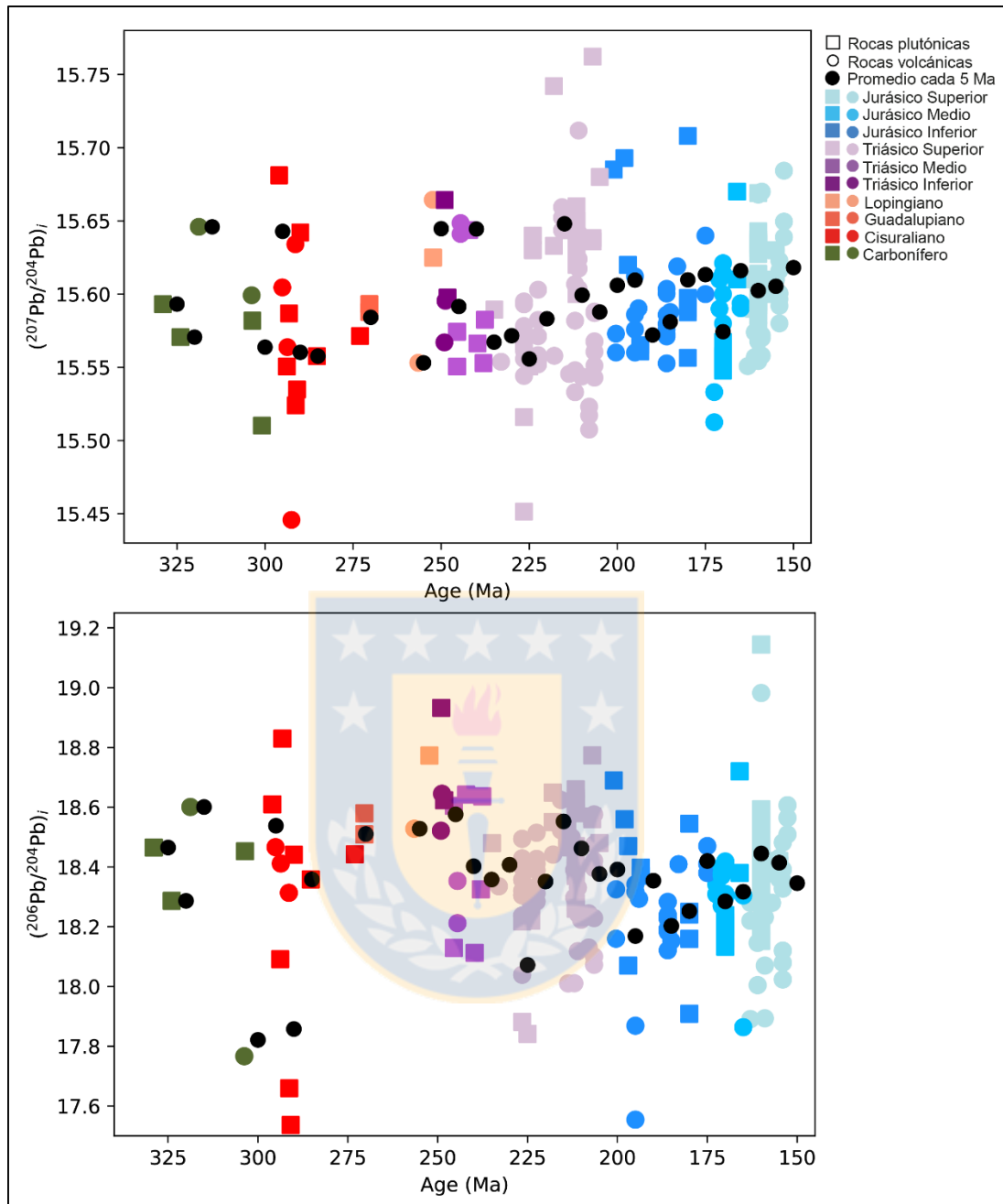
**Figura 5.11.** Diagrama  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  vs. edad.

### 5.2.2. Diagramas $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ vs. edad y $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ vs. edad

En el sistema U-Pb ambos elementos son incompatibles, aunque el U es más compatible y móvil que el Pb, por lo que se incorpora con mayor facilidad a la fase fundida (Rollinson, 1993). Es por esto que la mayor presencia de Pb será, en general, característica de fuentes corticales ya que, tanto padres como hijos al ser isótopos del mismo elemento deberían tener comportamiento similar (White, 2011).

En la Figura 5.12 se presenta la variación de ambas razones a lo largo del tiempo y en ella se puede ver una evolución más o menos constante en el tiempo. En el caso del  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ , se observa una mayor dispersión de los promedios entre el Carbonífero y el Triásico Superior, aunque la mayoría varía entre 15,55 y 15,60. Hacia el Jurásico se acota el rango de los promedios (menor dispersión) y varían entre 15,57 y 15,62 lo que implica una pequeña alza en la tendencia general.

En el caso del  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  los promedios varían muy poco aunque se vuelve a observar un cambio entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior, pero que esta vez corresponde a una disminución de la tendencia general desde valores entre 18,30 y 18,60 del Carbonífero al Triásico Superior y valores entre 18,15 y 18,30 en el Jurásico. Cabe destacar que en ambos diagramas los valores jurásicos de traslapan parcial o totalmente con los observados para los períodos anteriores lo que implicaría una evolución relativamente constante de estos parámetros en el tiempo.



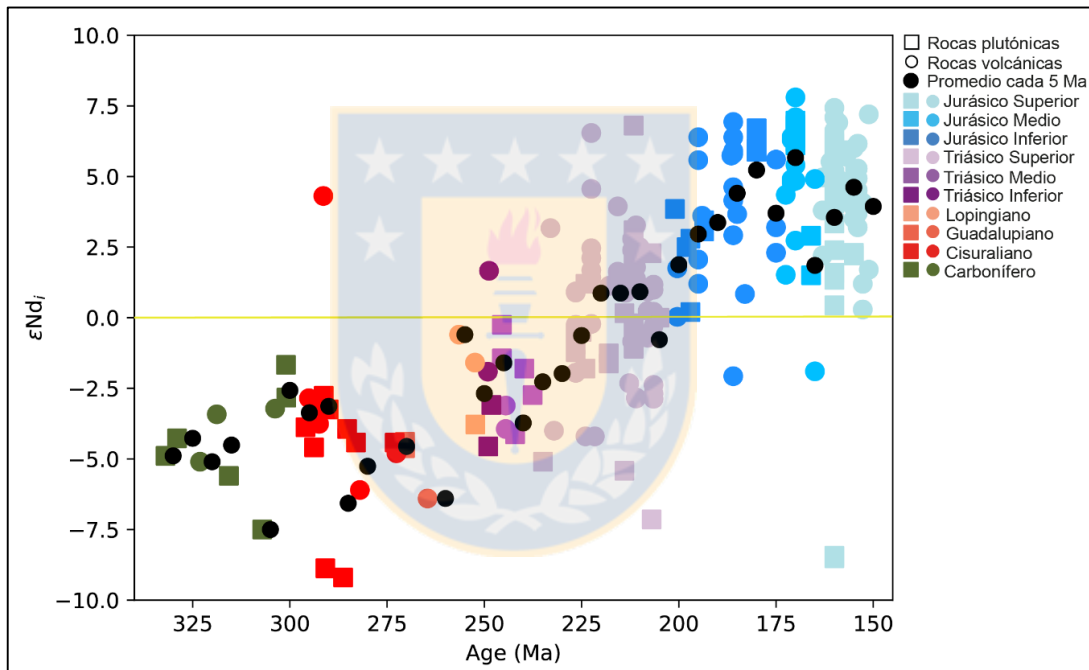
**Figura 5.12.** Diagramas  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  vs. edad y  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  vs. edad.

### 5.2.3. Diagrama $\epsilon\text{Nd}_i$ vs. edad

En el sistema Sm-Nd, ambos elementos tienen un comportamiento similar, ya que los dos son altamente inmóviles en fase fundida por lo que las razones Sm/Nd, y por ende las concentraciones de  $^{143}\text{Nd}$ , serán mucho más altas en el manto que en la corteza. Esto permite

conocer la señal isotópica de la fuente magmática ya que sus concentraciones no se verán afectadas por procesos que involucren condiciones hidrotermales (Rollinson, 1993).

Para visualizar mejor esta información se evalúa la evolución del  $\epsilon\text{Nd}_i$  (Figura 5.13), la cual presenta una clara tendencia lineal de pendiente positiva y sostenida en el tiempo, desde valores negativos de  $\epsilon\text{Nd}_i$  en el Carbonífero-Pérmico con promedios entre -7,5 y -2,5 hasta valores de -4.5 a -0.5 en el Triásico Inferior-Medio. En el Triásico Superior los valores se vuelven ligeramente positivos, pero aun cercanos a cero (-0,5 a 1,0), y en el Jurásico se vuelven marcadamente positivos y en su mayoría cercanos a 5,0 con un valor máximo de 6,5 en el Jurásico Medio y valores mínimos de 2,0.



**Figura 5.13.** Diagrama  $\epsilon\text{Nd}_i$  vs. edad, con composición del CHUR (amarillo).

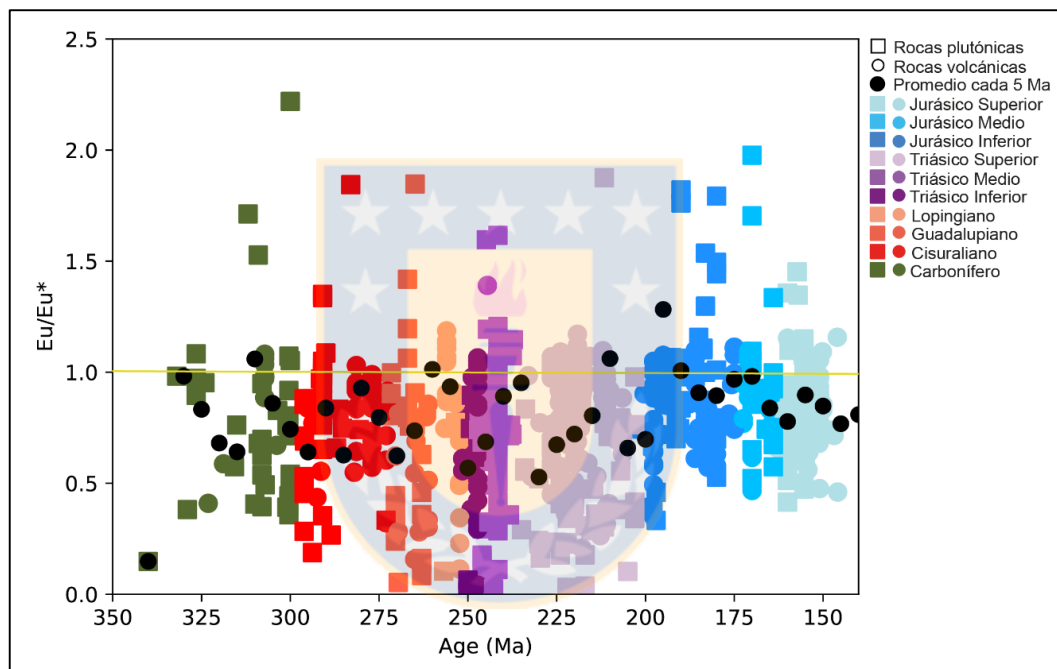
#### 5.2.4. Diagrama $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ vs. edad

El Eu es una tierra rara media que, cuando presenta valencia  $2^+$ , es compatible con las fases feldespáticas, en particular con la plagioclasa. Las anomalías de Eu pueden ser cuantificadas al compararlas con la concentración esperada de Eu ( $\text{Eu}^*$ ) que se obtiene al interpolar las concentraciones normalizadas de Sm y Gd (REE adyacentes en diagrama spider) según la ecuación 5.1, en que los valores mayores a 1,0 indican una anomalía positiva y los menores a 1,0 una

negativa (Rollinson, 1993). Para normalizar se utilizaron los valores de condrito definidos por Sun y McDonough (1989).

$$Eu^* = \frac{Eu_N}{\sqrt{Sm_N \times Gd_N}} \quad (5.1)$$

En la Figura 5.14 se puede ver que la mayoría de las muestras se ubica bajo 1,0 lo que indica que estas rocas poseen una anomalía negativa de Eu, aunque como varía en promedio desde 0,5 a 0,9, la anomalía es relativamente baja.



**Figura 5.14.** Diagrama  $Eu/Eu^*$  vs. edad.

El patrón general de todas las muestras presenta una ligera tendencia cóncava en el centro que corresponde a un mayor fraccionamiento o anomalía de Eu entre el Guadalupiano y el Triásico Superior pero que al analizar los promedios, éstos no muestran un desplazamiento marcado hacia valores más bajos lo que indica que dichas anomalías son más bien rasgos secundarios dentro de una tendencia general de bajas razones  $Eu/Eu^*$ .

Cabe destacar que en todos los períodos existen algunas muestras, en su mayoría plutónicas, que presentan razones mayores a 1,0 y como estas tendencias no quedan reflejadas en el patrón general de los promedios se consideran rasgos minoritarios.

### 5.2.5. Diagrama $La_N/Sm_N$ vs. edad

La razón  $La_N/Sm_N$  es utilizada como indicador de la pendiente general de tierras raras livianas (LREE) las cuales son un rasgo distintivo para diferenciar entre rocas mantélicas, que en general están empobrecidas en LREE con pendientes relativamente planas e incluso algo positivas de esos elementos, de rocas corticales habitualmente enriquecidas en estos elementos y con una marcada pendiente negativa. Los valores de La y Sm fueron normalizados a los valores condriticos de Sun y McDonough (1989).

En la Figura 5.15, si bien casi todas las muestras tienen valores de  $La_N/Sm_N$  mayores a uno lo que indica una pendiente negativa de LREE, hay un cambio significativo en el Triásico Medio traducido en una disminución en estas razones promedio, las cuales venían en aumento desde el Carbonífero-Cisuraliano con valores entre 2,5 y 3,5 hasta el Guadalupiano-Triásico Medio período en que alcanzan valores máximos entre 3,8 y 4,3. En el Triásico Superior-Jurásico Medio disminuyen desde 3,2 hasta el mínimo observado en los promedios de 2,6. En el Jurásico Superior se observa un nuevo cambio en las tendencias que aumentan hacia valores similares a los del Triásico Superior. Las variaciones descritas se traducen en un aumento de las pendientes de LREE entre el Carbonífero y Lopingiano, luego una disminución de ellas entre el Lopingiano-Jurásico Medio y finalmente una tendencia a aumentar en el Jurásico Superior.

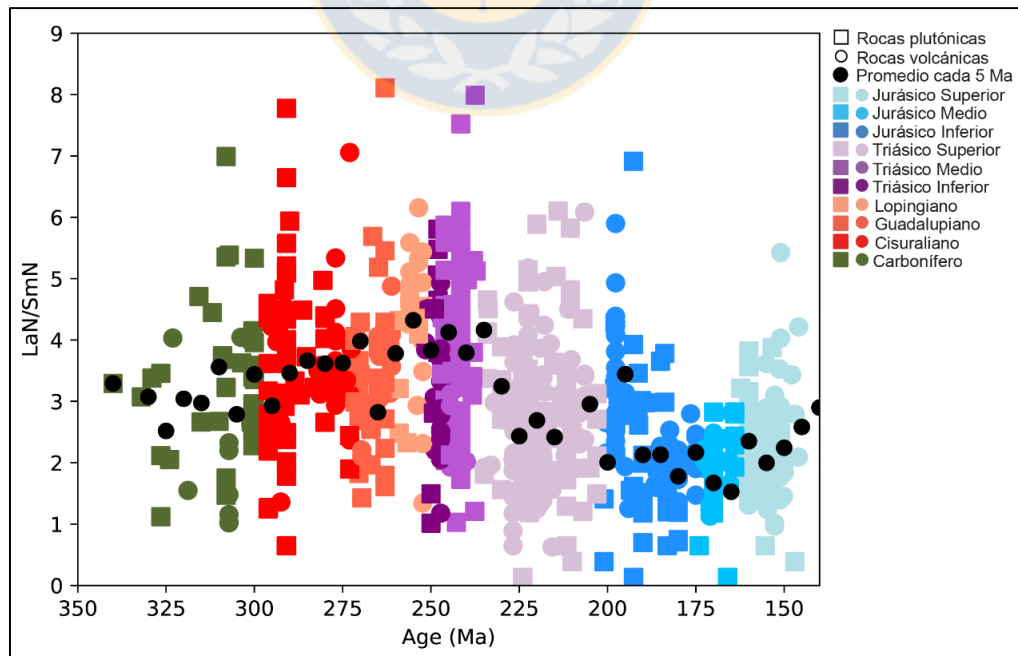
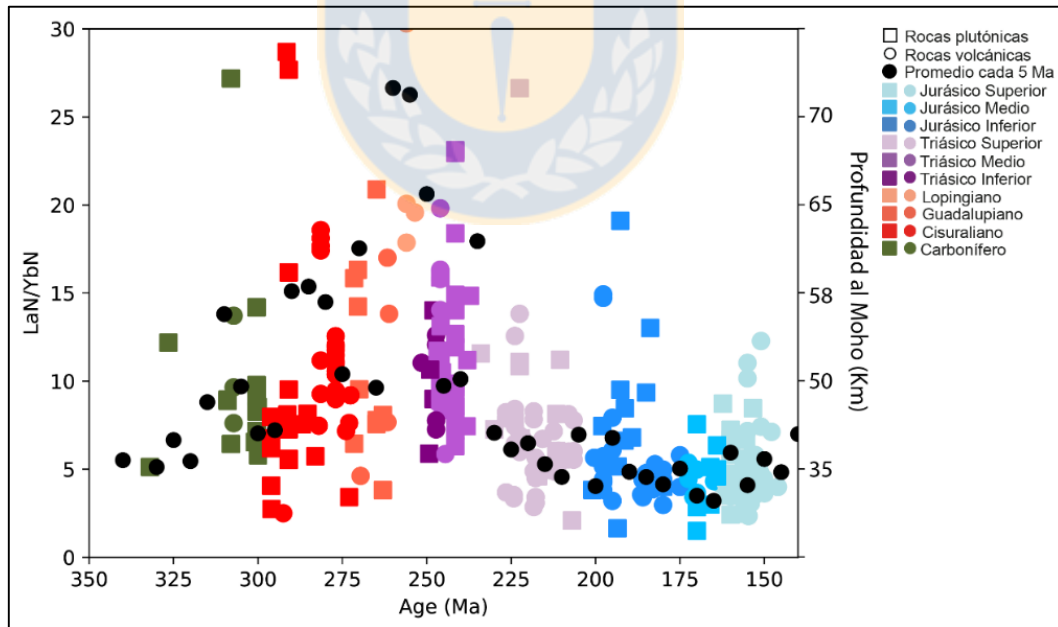


Figura 5.15. Diagrama  $La_N/Sm_N$  vs. edad.

### 5.2.6. Diagrama $La_N/Yb_N$ vs. edad (Profeta y otros, 2015)

Esta razón es indicativa de la pendiente general del patrón de REE lo que permite inferir el grado de fraccionamiento de LREE versus las HREE (tierras raras pesadas) y compararlo con las tendencias modelo de diferentes ambientes tectonomagmáticos. Profeta y otros (2015), basados en el trabajo de Chapman y otros (2015), utilizan esta razón como *proxie* o trazador del espesor cortical para rocas de composición intermedia con contenidos de  $SiO_2$  normalizados a una base anhidra entre 55% y 68% y de La e Yb normalizados al condrito con valores de Sun y McDonough (1989).

Al igual que en el diagrama  $La_N/Sm_N$  (Figura 5.15), en la Figura 5.16 se puede ver que todas las razones son superiores a 1,0 lo que indica una pendiente general negativa para el patrón de REE normalizadas al condrito y también se puede reconocer el quiebre en el Triásico Superior. Entre el Carbonífero y el Triásico Medio hay un aumento en las razones  $La_N/Yb_N$  con promedios desde 5 hasta 20. Desde el Triásico Superior al Jurásico Medio estas razones presentan menos dispersión y disminuyen levemente desde valores cercanos a 7 hasta 2 que es el mínimo observado, para luego aumentar en el Jurásico Superior a valores similares a los del Triásico Superior.



**Figura 5.16.** Diagrama  $La_N/Yb_N$  vs. edad y espesores corticales según Profeta y otros (2015).

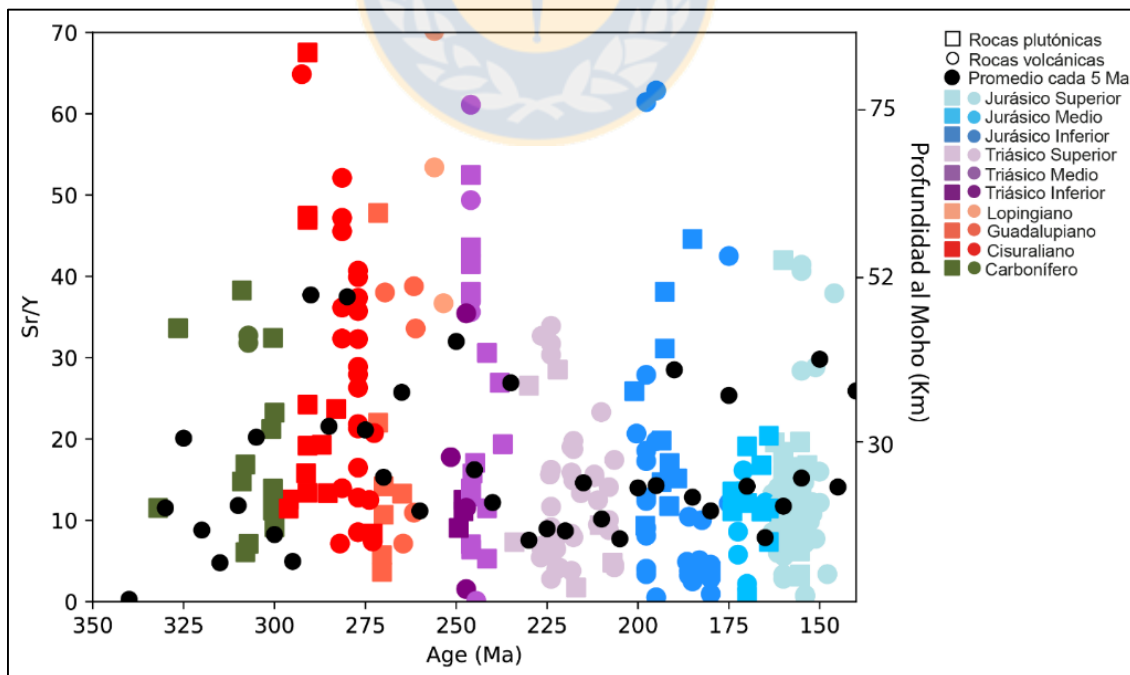
Las tendencias descritas indican un aumento general en el espesor cortical desde el Carbonífero (ente 35 y 50 Km) al Pérmico-Triásico Medio (entre 40 y 70 Km) el cual disminuye a

finales del Triásico y se mantiene relativamente constante cercano a los 35 Km hasta el Jurásico Superior.

### 5.2.7. Diagrama Sr/Y vs. edad (Profeta y otros, 2015)

Al igual que el diagrama anterior  $La_N/Yb_N$  vs. edad, la razón Sr/Y sirve como trazador del espesor cortical para rocas de composición intermedia ya que sus coeficientes de partición varían según las condiciones de presión (Sr más compatible a bajas presiones e Y más compatible a altas presiones) lo que permite utilizar esta razón como un pseudo-geobarómetro que refleja las profundidades a las que ocurre la diferenciación magmática (Profeta y otros, 2015).

En la Figura 5.17 se observa una gran dispersión tanto de las muestras como de los promedios por lo que cuesta ver una tendencia clara, aunque la mayoría de los promedios entre el Carbonífero y Jurásico se concentran en la parte inferior del diagrama, con razones entre 5 y 20, asociadas a espesores bajo o cercanos a los 30 Km. A pesar de esto, se reconoce un máximo en las razones entre el Pérmico y Triásico Medio (espesores cercanos a los 52 Km), el quiebre del Triásico Superior, aunque mucho menos notorio que en la Figura 5.16, y la menor dispersión de las muestras y sus promedios en valores más acotados de Sr/Y en el Triásico Superior-Jurásico los que varían entre 8 y 14.



**Figura 5.17.** Diagrama Sr/Y vs. edad y espesores corticales según Profeta y otros (2015).

En este caso los espesores varían entre 10 y 33 Km principalmente, con valores máximos en el Pérmico cercanos a 52 Km, pero notablemente más bajos que los de la Figura 5.16, con valores mínimos cercanos a 35 Km y máximos en torno a los 65 Km. Sin embargo, en ambos casos se puede observar un aumento en el espesor cortical entre el Pérmico-Triásico Medio.

### 5.2.8. Diagramas de Reservorios (Zindler y Hart, 1986)

Debido al fraccionamiento de isótopos a lo largo de la evolución de la tierra, ha sido posible inferir que existen diversos reservorios mantélicos que dan origen a la amplia gama de composiciones químicas observadas en las rocas. En base a esto, Zindler y Hart (1986) proponen un modelo de reservorios en función de las razones isotópicas de  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  vs.  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  y  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ . Para ambos diagramas, los campos de reservorios fueron tomados de los códigos de Igpct 2010.

En el diagrama  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  vs.  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  la mayoría de las muestras caen en el campo de EMII o *Enriched Mantle II* (Figura 5.18), aunque algunas muestras Jurásicas y Pérmicas tienden a acercarse al BSE o *Bulk Silicate Earth* y otras al campo HIMU que corresponde a un manto con alta razón U/Pb.

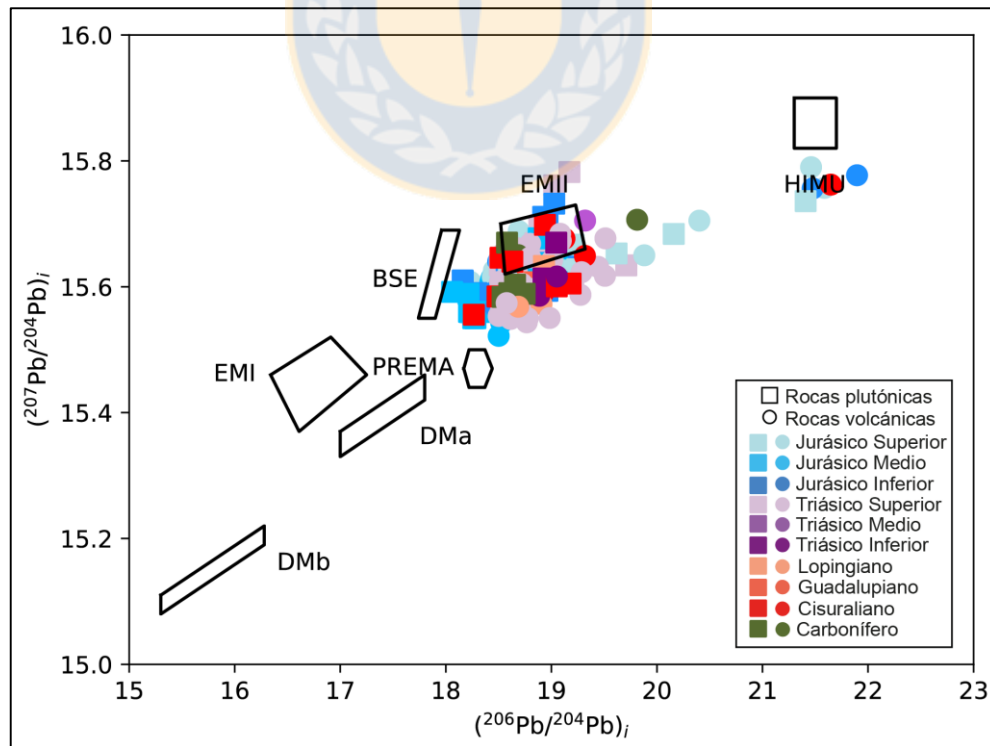
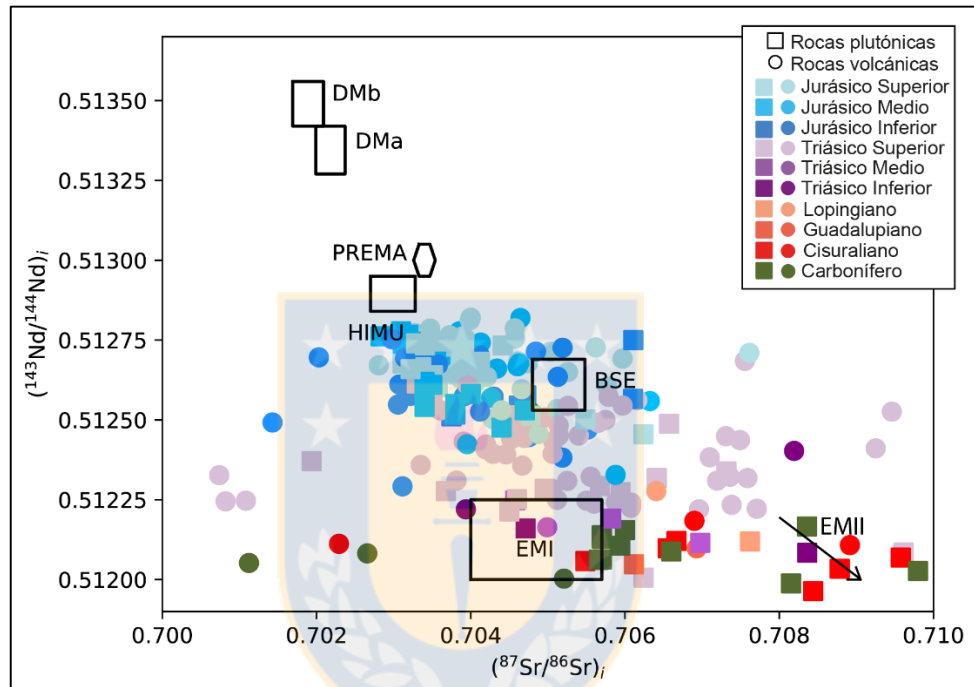


Figura 5.18. Diagrama  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  vs.  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  según Zindler y Hart (1986).

En el caso del diagrama  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  se observa una mayor dispersión de los datos (Figura 5.19) pero con una tendencia general a migrar desde fuentes enriquecidas en razones iniciales de Sr y bajas razones  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  (EMI y EMII) hacia fuentes con señales inversas (BSE y HIMU) en función de la edad. La diferencia entre EMI y EMII radica en que el primero tiene bajas razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  por lo que se asocia a la corteza inferior y EMII tiene mayores razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y se asocia a material de la corteza superior (Rollinson, 1993).



**Figura 5.19.** Diagrama  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  según Zindler y Hart (1986).

Si evaluamos ambos diagramas, podremos observar que las altas razones de  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  y  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ , que son características del material cortical, se mantienen más bien constantes en el tiempo en contraposición a lo observado en las razones de  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  y  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  que varían con la edad y de manera inversa entre ellas. Es decir, a medida que aumenta el Nd disminuye el Sr.

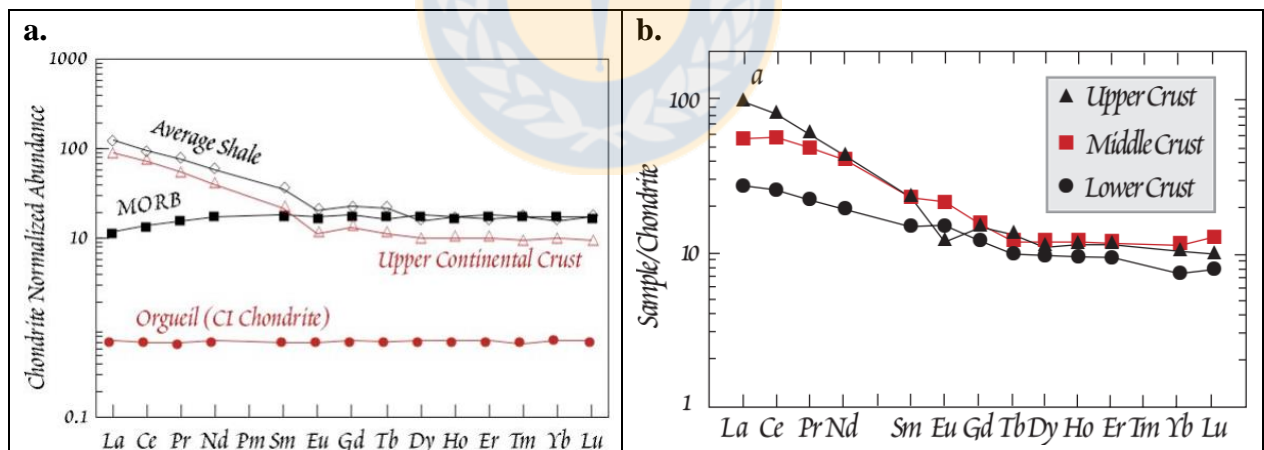
### 5.3. DIAGRAMAS MULTIELEMENTO

Una forma de evaluar el fraccionamiento de elementos traza es normalizarlo a un valor estándar como son el Condrito (composición de la nebulosa original y de la tierra antes de formarse el núcleo) y el Manto Primitivo (composición de la tierra luego de separarse el núcleo del manto y

antes de formarse la corteza) lo que permite reconocer patrones más o menos definidos para diferentes procesos petrológicos asociados a ambientes tectónicos determinados. En este caso se utilizaron los valores de normalización de Condrito y Manto Primitivo propuestos por Sun y McDonough (1989) y se evalúan rocas volcánicas y plutónicas juntas.

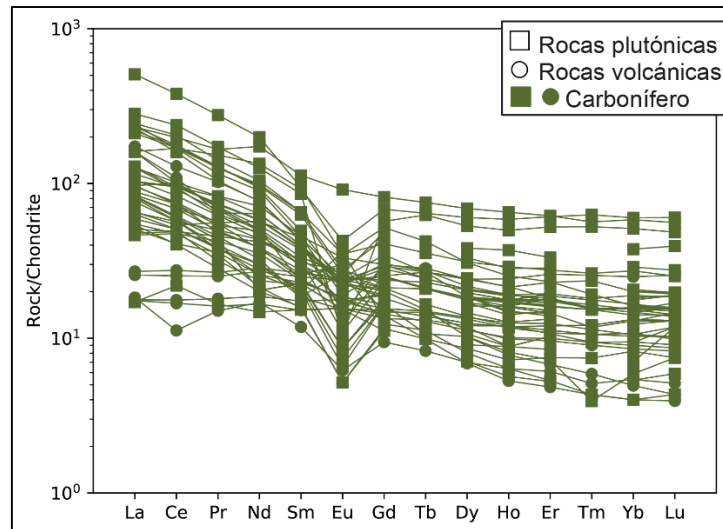
### 5.3.1. Diagrama de Tierras Raras normalizado al Condrito

Las Tierras Raras (REE) permiten caracterizar procesos petrológicos ya que, aunque estos elementos son todos incompatibles e inmóviles en fases fluidas (incluye metamorfismo de bajo grado, meteorización alteración hidrotermal), al disminuir sus radios atómicos con el aumento del número atómico (de izquierda a derecha) se vuelven menos incompatibles y, por lo tanto, sufren fraccionamiento diferenciado. Las rocas de la corteza continental se caracterizan por tener un patrón de REE enriquecido en LREE respecto de las HREE, es decir enriquecida en elementos más incompatibles y pueden presentar anomalía negativa de Eu, a diferencia de las rocas provenientes del manto como son los MORB, que tienen patrones en general opuestos, enriquecidos en HREE respecto de las LREE, aunque con pendientes menos marcadas que las de la corteza continental como se puede ver en la figura 5.20a. En la Figura 5.20b se puede ver que hay una diferencia entre las rocas corticales, pero todas siguen el mismo patrón característico.



**Figura 5.20.** Diagrama REE normalizado al Condrito para composiciones promedio de rocas corticales y MORB (a) y de los diferentes reservorios corticales (b). Tomado de White (2011).

En la Figura 5.21 se presenta el patrón de REE para las rocas carboníferas en el que se reconoce un enriquecimiento en LREE respecto de las HREE para todas las rocas traducido en la pendiente general negativa del patrón, además de una anomalía negativa, aunque no tan significativa, de Eu.

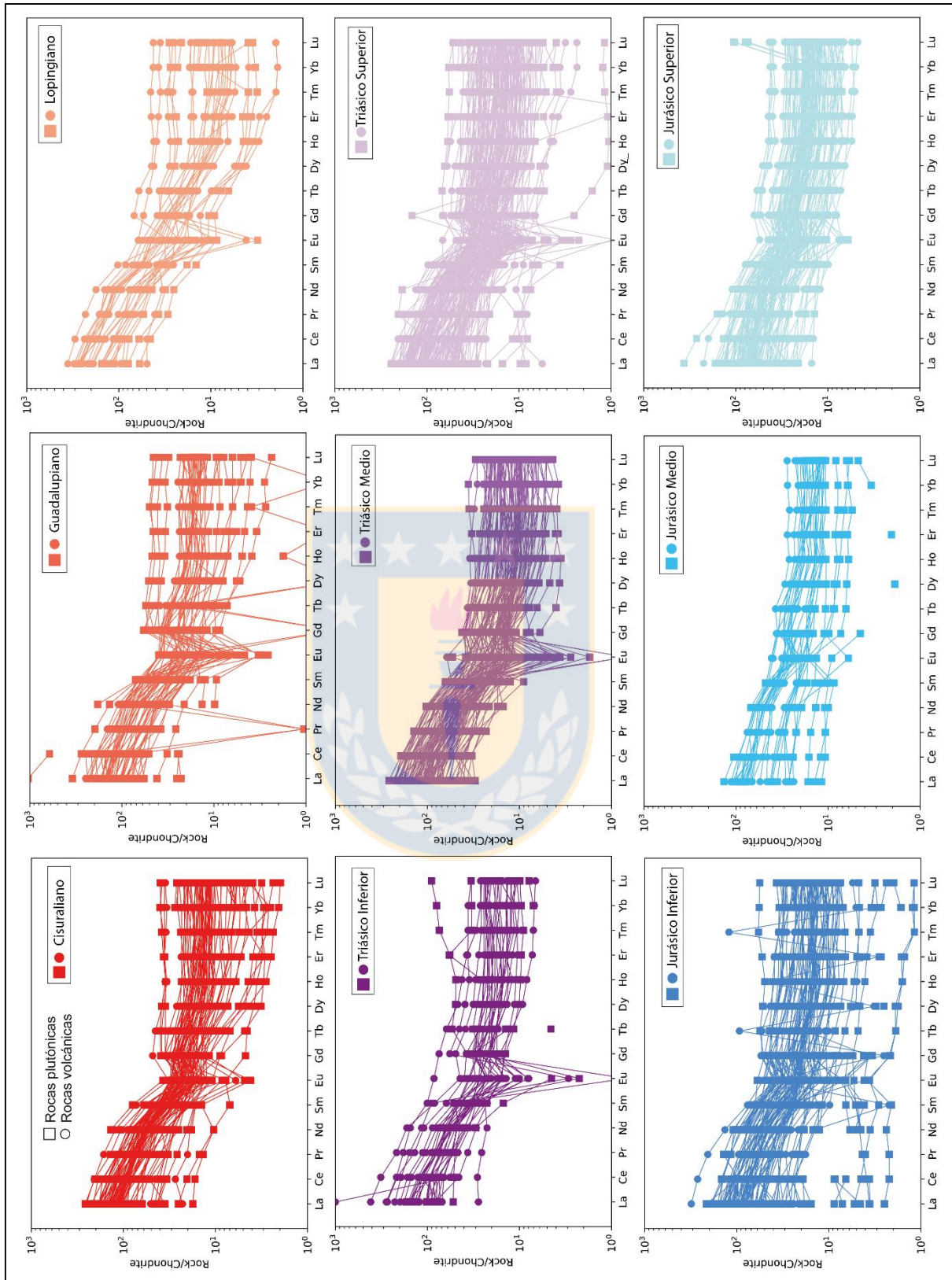


**Figura 5.21.** Diagrama de REE normalizado al Condrito (Sun y McDonough, 1989) para el Carbonífero.

Los patrones para las rocas pérmico-jurásicas se muestran en la Figura 5.22 se diferencian por épocas dada la gran cantidad de datos. En ella se puede ver que en el Cisuraliano hay un aumento en las razones de LREE y una disminución en las HREE respecto del Carbonífero, tendencia que se mantiene a lo largo de todo el Pérmico. En el Triásico Inferior-Medio se puede ver que las razones de LREE tienden a aumentar al igual que las HREE en contraste con las tendencias carbonífero-pérmicas. Hacia el Triásico Superior las muestras se vuelven algo menos enriquecidas en todas las REE. La disminución en las abundancias de REE se puede observar también para el Jurásico Inferior y Medio y luego se aprecia una tendencia a aumentar en el Jurásico Superior. Durante este último período, los patrones se vuelven más planos lo que indica un fraccionamiento menos marcado de LREE versus HREE, pero aun así se puede ver la pendiente negativa característica de rocas más ricas en incompatibles. Respecto de las anomalías de Eu, éstas son más bien bajas y constantes entre el Carbonífero y Triásico, aunque entre el Lopingiano y Triásico Superior se reconocen algunas rocas con anomalías más negativas, pero éstas constituyen un rasgo secundario del patrón general. En el Jurásico las anomalías son muy bajas, casi inexistentes, lo que se traduce en patrones relativamente rectos.

### 5.3.2. Diagrama Multielemento normalizado al Manto Primitivo

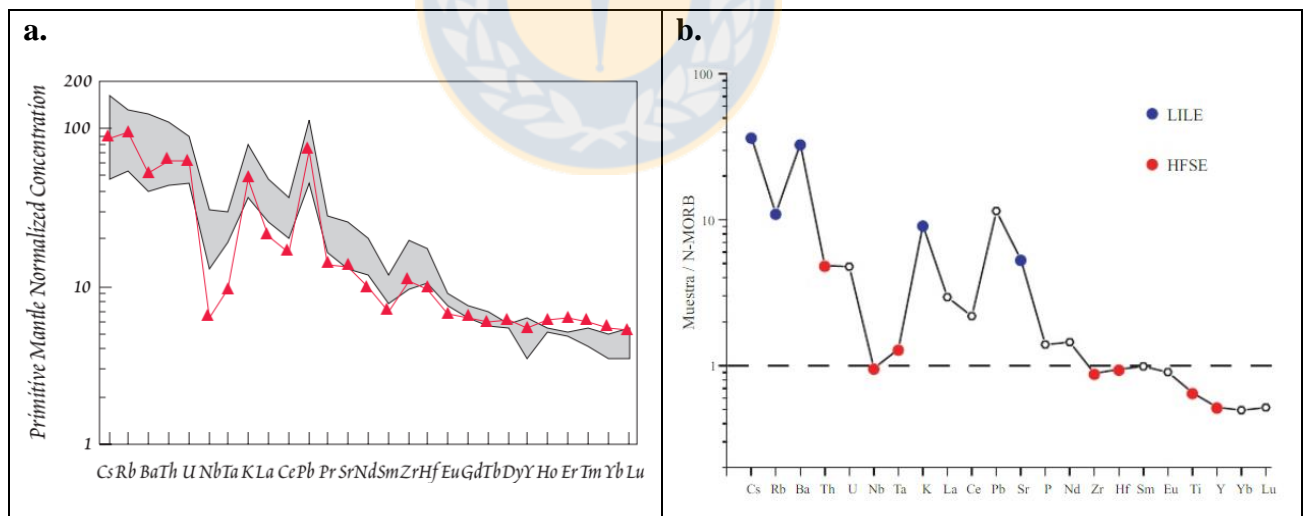
En este diagrama se evalúa la concentración de diversos elementos traza respecto del manto primitivo para caracterizar los procesos que participaron en la génesis de las rocas según el fraccionamiento que han sufrido esos elementos.



**Figura 5.22.** Diagrama de REE normalizado al Condrito (Sun y McDonough, 1989) para el Pérmico, Triásico y Jurásico.

En el caso del K y P se calcularon las concentraciones en ppm a partir de la concentración (% en peso) de los óxidos al multiplicarlo por el peso atómico de cada elemento, dividirlo por el peso molecular del óxido y multiplicar este resultado por 10.000.

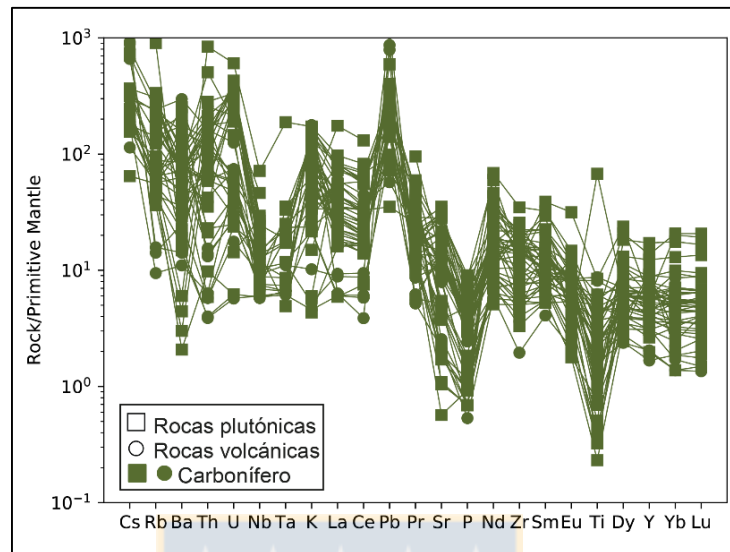
En la Figura 5.23a se puede ver el patrón típico de rocas corticales (gris) que muestra un enriquecimiento en elementos incompatibles respecto de los menos incompatibles, anomalías negativas de Nb y Ta y un enriquecimiento relativo de en Pb y K. En rojo se tiene el patrón de andesitas del arco de Banda en el que se observa una tendencia similar a la anterior, pero con la anomalía de Nb-Ta más marcada. La similitud entre rocas corticales y de arco se debe a que el principal mecanismo formador de corteza continental es el magmatismo de zonas de subducción (White, 2011). En la Figura 5.23b se muestra el patrón de basaltos de arco normalizado a N-MORB (el cual representa al manto deprimido) por lo que el fraccionamiento será menos marcado que el observado respecto del manto primitivo. En ella se reconoce la misma tendencia anterior, es decir, enriquecimiento en elementos más incompatibles (LILE) respecto de los menos incompatibles (HFSE), la anomalía negativa de Nb-Ta y anomalías positivas de Pb y K. Cabe mencionar que Pearce y otros (1984) identifican que las rocas graníticas de intraplaca no presentan la anomalía negativa de Nb-Ta.



**Figura 5.23.** Diagrama multielemento (a) normalizado al Manto Primitivo para composiciones promedio de rocas corticales (gris) y de andesitas del arco de Banda (rojo), tomado de White (2011) y (b) normalizado al MORB para basaltos del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, tomado de Bernal y Railsback (2008).

En la Figura 5.24 se puede ver que el patrón carbonífero es similar al observado para rocas corticales de arco con un mayor fraccionamiento de los elementos más incompatibles (LILE)

respecto de los menos incompatibles (HFSE). Además, se reconocen anomalías negativas de Nb, Ta, Ba, Sr, P y Ti, y un marcado enriquecimiento de Pb.



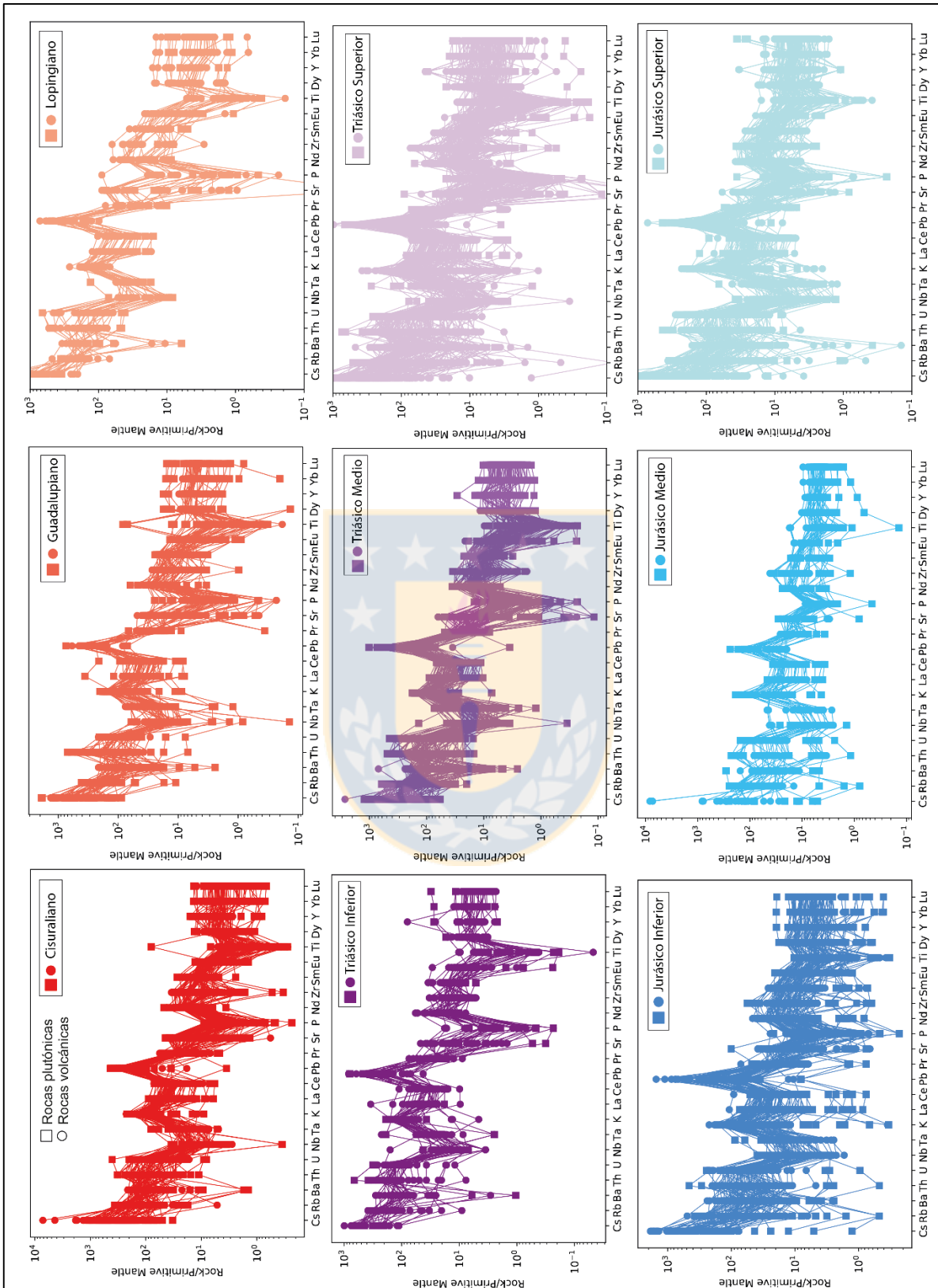
**Figura 5.24.** Diagrama multielemento normalizado al Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989) para el Carbonífero.

En los patrones para cada período (Figura 5.25) se observan tendencias similares entre ellos y con los patrones carboníferos con valores variables en las anomalías negativas de Nb, Ta, Ba, Pb, Sr, Ti y P, y de las anomalías positivas de Pb.

En los diagramas multielemento no se reconoce una tendencia temporal como las vistas en el resto de los diagramas de este capítulo, si no que más bien corresponden a patrones homogéneos a lo largo del tiempo. En el Jurásico Medio hay una clara disminución en las anomalías, tanto positivas como negativas, que vuelven a ser más notorias y similares al resto de las épocas en el Jurásico Superior, pero preservan el patrón característico de rocas de arco.

#### 5.4. DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA

En este subcapítulo se presentan diagramas que diferencian ambientes tectónicos en base a elementos traza. Estos diagramas tienen limitaciones debidas a que se debe distinguir entre el tipo de roca ígnea (plutónicas o volcánicas) y son aplicables para ciertos rangos composicionales solamente, por lo cual no todas las rocas quedan representadas.

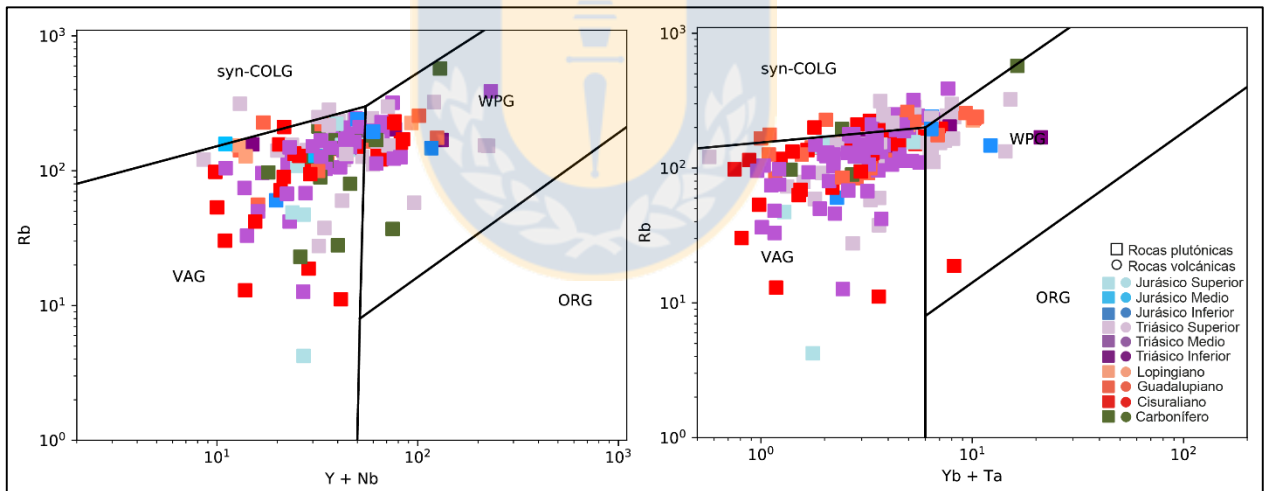


**Figura 5.25.** Diagrama multielemento normalizado al Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989) para el Pérmico, Triásico y Jurásico.

#### 5.4.1. Diagramas Rb vs. Y+Nb y Rb vs. Yb+Ta para rocas graníticas (Pearce y otros, 1984)

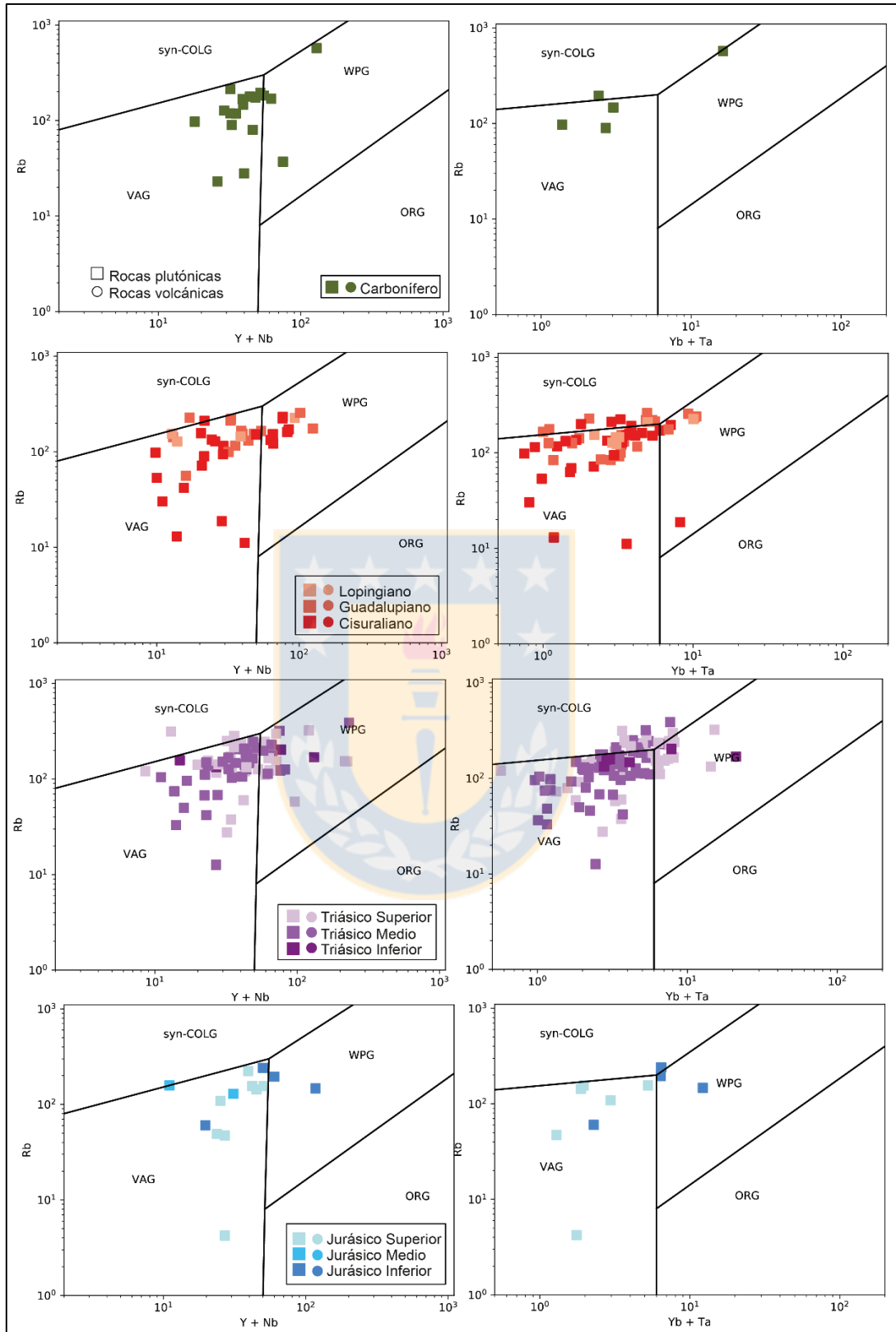
Las rocas graníticas se pueden subdividir de acuerdo al ambiente en que se formaron en cuatro grupos: granitos de dorsales oceánicas (*ocean ridge granites*; ORG), granitos de arcos volcánicos (*volcanic arc granites*; VAG), granitos de intraplaca (*within plate granites*; WPG) y granitos sin-colisionales (*syn-collision granites*; syn-COLG). Se construyen los diagramas Rb vs. Y+Nb y Rb vs. Yb+Ta porque son complementarios y del análisis de ambos es posible sacar una conclusión más clara sobre el ambiente tectonomagmático. De acuerdo a las composiciones representativas utilizadas en el trabajo de Pearce y otros (1984) se incluyeron en el diagrama todas las rocas intrusivas con SiO<sub>2</sub> normalizado en base anhidra superior a 68%.

En la Figura 5.26 se presentan los diagramas para todas las muestras las que mayoritariamente caen dentro del campo de granitos de arcos volcánicos. En el caso del diagrama Rb vs. Y+Nb hay un menor número de muestras que caen en el campo de granitos de intraplaca, tendencia que no se mantiene tan clara en el diagrama Rb vs. Yb+Ta, y en el cual algunas muestras se acercan al campo de granitos sincolisionales.



**Figura 5.26.** Diagramas de discriminación tectónica para rocas graníticas Rb vs. Y+Nb y Rb vs. Yb+Ta según Pearce y otros (1984).

En la Figura 5.27 se muestran ambos diagramas para cada período. En ella se puede ver que las rocas que caen en el campo WPG son principalmente pérmicas y triásicas. Además, se puede ver una tendencia a la horizontal de las muestras desde el Carbonífero al Triásico la que en el Jurásico se vuelve más inclinada. Esto se debe a que en el Pérmico y Triásico los valores de Rb son altos y relativamente homogéneos para todas las muestras.

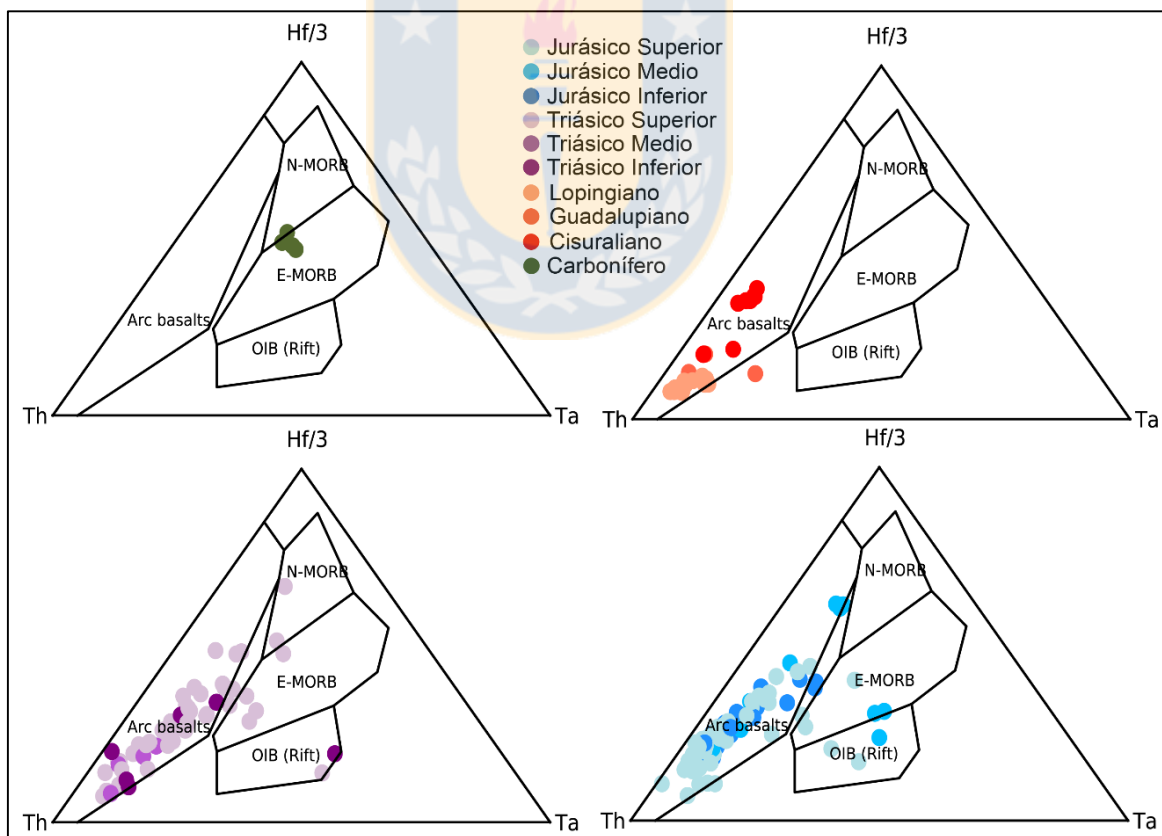


**Figura 5.27.** Diagramas Rb vs. Y+Nb y Rb vs. Yb+Ta de discriminación tectónica para rocas graníticas según Pearce y otros (1984) por períodos.

### 5.4.2. Diagrama Th-Hf/3-Ta para rocas basálticas (Wood y otros, 1980)

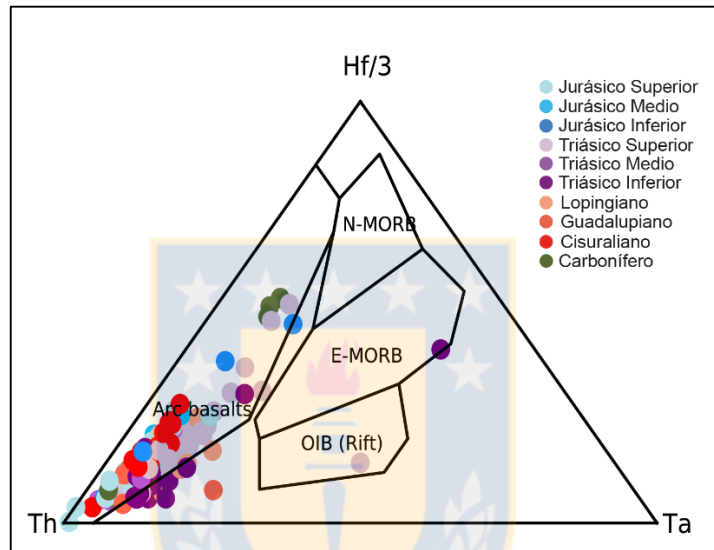
Este diagrama sirve para determinar el ambiente tectonomagmático en el cual se formaron rocas de composición basáltica en base a las concentraciones en ppm de Th, Hf y Ta, ya que son elementos muy sensibles a la contaminación cortical la que muchas veces puede no quedar evidenciada en el trazado isotópico de las rocas. Wood y otros (1979) y Wood (1980) indican que este diagrama también es útil para discriminar rocas intermedias y félsicas, por lo cual se incluyeron, junto con los basaltos, rocas andesítico-basálticas y andesíticas.

A lo largo de los períodos existe una clara dominancia de la señal de arco (*arc basalts*; Figura 5.28) similar a lo observado en los diagramas de discriminación tectónica para rocas graníticas. En el Carbonífero, Triásico y Jurásico se reconocen algunas muestras con señales más enriquecidas en Ta o Hf. Cabe mencionar que estas señales enriquecidas se asocian a rocas ampliamente reconocidas por pertenecer a un contexto de subducción como son las rocas carboníferas y jurásicas.



**Figura 5.28.** Diagrama Th-Hf/3-Ta de discriminación tectónica para basaltos y rocas intermedias según Wood y otros (1980) por períodos.

Con afán de complementar los diagramas de rocas graníticas, y como no se encontraron diagramas ampliamente utilizados para discriminar ambientes tectónicos de rocas volcánicas ácidas, se decide graficar las rocas que posean más de un 63% de sílice normalizado. En la Figura 5.29 se puede ver que para todos los períodos las rocas caen en el campo de basaltos de arco, lo que se condice con lo indicado por Wood y otros (1979) y Wood (1980) de que los magmas silíceos caen bastante cerca de sus magmas parentales básicos y con lo obtenido en los diagramas de discriminación anteriores.



**Figura 5.29.** Diagrama Th-Hf/3-Ta de discriminación tectónica para rocas ácidas según Wood y otros (1980) para todas las muestras.

## 5.5. RESUMEN POR PERÍODOS

### 5.5.1. Carbonífero-Pérmico

Respecto a los aspectos composicionales, las rocas volcánicas presentan una bimodalidad en el Carbonífero en que dominan las composiciones riolíticas. En el Pérmico aparecen elementos intermedios (andesíticas-dacíticas). Por otra parte, las rocas plutónicas muestran una evolución hacia composiciones menos diferenciadas más lenta que en el caso de las rocas volcánicas, ya que hasta el Pérmico hay un dominio de rocas ácidas (granitos y granodioritas). Ambos tipos de rocas son en su mayoría de carácter peraluminoso y calcoalcalinas. Para estos períodos se tienen razones relativamente altas de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  y  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  que varían entre 0,705-0,708, 15,55-15,65 y 18,-18,6 respectivamente y presentan valores negativos de  $\epsilon\text{Nd}_i$  (entre -7,5 y -2,5),

todos ellos prácticamente constantes entre ambos períodos. Estas características se asocian a fuentes más enriquecidas en incompatibles (EMII-EMI) asociadas a una participación importante de material cortical.

Al evaluar los elementos traza, se ve que todas las rocas tienen anomalías levemente negativas y relativamente constantes de Eu reflejadas en razones  $Eu/Eu^*$  entre 0,5 y 0,9. Las razones  $La_N/Sm_N$  tienden a aumentar desde el Carbonífero al Lopingiano en el que alcanzan los máximos valores medidos y se traduce en un aumento de la pendiente en los patrones de LREE. Las razones  $La_N/Yb_N$  también aumentan desde el Carbonífero hasta finales del Pérmico lo que indica un aumento de las pendientes de los patrones generales de REE y, además, puede traducirse en un aumento casi lineal de espesores corticales. Al evaluar las razones Sr/Y los espesores corticales asociados son más bien constantes entre 10-52 Km y en general menores a los definidos para  $La_N/Yb_N$  que varían entre 30 y 65 Km. Tanto en los diagramas spider como en los multielemento se reconocen claros patrones de rocas continentales de arco ya que ambos tienen con un claro enriquecimiento de elementos más incompatibles (LREE y LILE) respecto de los menos incompatibles (HREE y HFSE) junto con las anomalías negativas características de Nb-Ta y positivas de Pb. Esto es respaldado por lo observado en los diagramas de discriminación tectónica que asocian estas rocas a un ambiente de subducción y arco continental.

### 5.5.2. Triásico

El Triásico se puede catalogar como período de transición desde las tendencias carbonífero-pérmicas a las del Jurásico en casi todos los aspectos aquí evaluados. Es en este período hay un claro aumento de las composiciones intermedias tanto en rocas volcánicas como plutónicas (más marcado en las primeras), tendencia que se reafirma al ver que aumentan las composiciones con mayor cantidad de  $FeO^*$  y MgO, en particular hacia el Triásico Superior, aunque siempre dentro del campo calcoalcalino. También hay un aumento en las rocas metaluminosas respecto del Pérmico, pero aun predomina el carácter peraluminoso.

En el caso de las señales isotópicas se observa una leve disminución en las razones  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  con valores promedio entre 0,7037 y 0,7060. Las razones  $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$  y  $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$  se mantienen entre 15,55-15,60 y 18,30-18,60 respectivamente, y ocurre un notorio aumento del  $\epsilon Nd_i$  que hacia el Triásico Superior presenta valores cercanos a cero, tanto negativos como positivos sin observarse un patrón particular en esta época. Como las razones de isótopos de Pb se

mantienen, las rocas triásicas siguen agrupadas cerca del EMII pero al evaluar el  $\epsilon\text{Nd}_i$  vs.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ , hay una clara evolución hacia señales más mantélicas y una notoria separación de las tendencias carbonífero-pérmicas. El fraccionamiento de LREE respecto de HREE es menos marcado en las rocas triásicas y disminuye paulatinamente desde el Triásico Inferior al Triásico Superior, pero aún se mantiene un patrón general de pendiente negativa. Las razones  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , y por lo tanto las anomalías de Eu, se mantienen prácticamente constantes desde el Carbonífero. En relación a los patrones multielemento normalizado al manto primitivo, éstos presentan anomalías negativas importantes de Nb, Ta, Sr y P, y positivas de Pb. Por último, los diagramas de discriminación tectónica apuntan a rocas de origen asociado a subducción.

### 5.5.3. Jurásico

El Jurásico corresponde al último período en estudio y es el que comprende las rocas menos diferenciadas y señales más mantélicas. Esto queda evidenciado en la predominancia de composiciones intermedias y básicas, tanto plutónicas como volcánicas, calcoalcalinas, con mayores contenidos de  $\text{FeO}^*$  y  $\text{MgO}$ , y en general metaluminosas. Las razones de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  disminuyen sutilmente en relación al Triásico con promedios entre 0,7030-0,7050 al igual que el  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  que va desde 18,2 a 18,45. El  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  aumenta levemente respecto de los períodos anteriores y el  $\epsilon\text{Nd}_i$  alcanza los valores más altos reconocidos en este estudio (en general cercanos a 5,0). Estos cambios se traducen en una evolución hacia reservorios mantélicos (BSE y HIMU) aunque al evaluar los isótopos de Pb este cambio no es tan evidente.

Las razones  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  y  $\text{Sr}/\text{Y}$  evidencian una clara disminución en los espesores corticales. Los patrones en diagramas spider y multielemento sufren una disminución en las pendientes, así como de las anomalías, tanto negativas como positivas, aunque ambos con clara señal se rocas asociadas a subducción al igual que lo evidenciado por los diagramas Rb vs. Y+Nb, Rb vs. Yb+Ta y Th-Hf/3-Ta (señal de arco volcánico).

## 6. DISCUSIÓN

En este capítulo se presentan las interpretaciones geoquímicas e implicancias tectónicas de los resultados obtenidos en el Capítulo 5, así como también nuevos diagramas que permitan complementar y respaldar esta información. Finalmente se evalúa la información en función de los ciclos tectónicos propuestos por Charrier y otros (2007) para la evolución del margen suroccidental de Gondwana.

Antes de detallar el análisis es importante considerar ciertos aspectos del trabajo realizado, así como de los datos incluidos. Al tratarse de una recopilación bibliográfica, es evidente que existen zonas con una mayor cantidad de información (como por ejemplo la zona al norte de los 33°S respecto del sur de esta latitud o la cantidad de datos de Argentina respecto de Chile), por lo que ellas quedan sobre representadas en los diagramas y pueden incluir un sesgo al analizar los resultados. Para evitar este sesgo y complementar el análisis desde otro punto de vista, se construyeron figuras para visualizar los valores de algunas razones y su ubicación. Otro factor que no se toma en cuenta al analizar los diagramas es la diferencia en el volumen de magmatismo que representan las diferentes unidades o formaciones incluidas, como por ejemplo la Formación La Negra, el Grupo Choiyoi o los Complejos Elqui e Ingaguás al compararlas con el Granito Algodones o Chacharramendi, aunque para la escala de trabajo y como se está analizando el magmatismo, todas las rocas ígneas constituyen una característica importante en la evolución de éste. Además, en la Tabla 6.1 se resume la cantidad de muestras por edad y tipo de roca que incluye la base de datos para tener una mejor noción de la representatividad de la información.

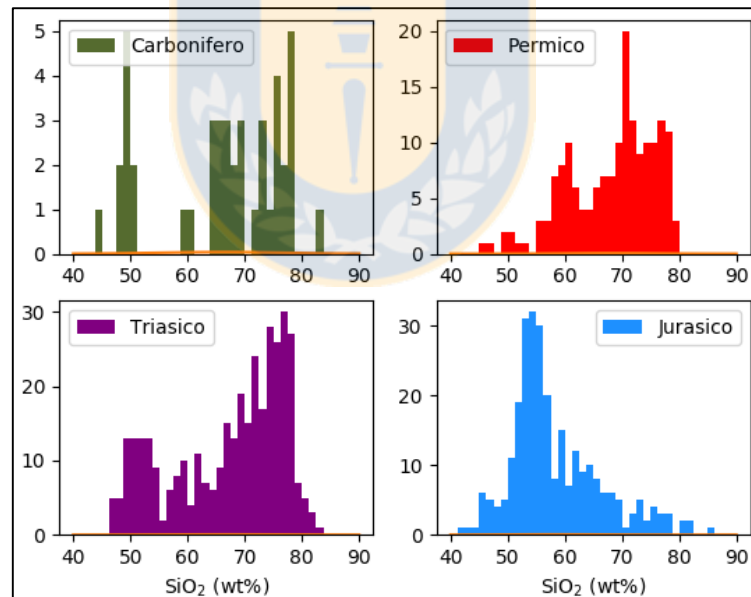
**Tabla 6.1.** Cantidad de muestras incluidas en base de datos según tipo de roca y edad.

<i>Tipo de roca</i>	<i>Edad</i>	<i>Cantidad de muestras</i>
Plutónica	Jurásico	113
	Triásico	193
	Pérmico	95
	Carbonífero	37
Volcánica	Jurásico	174
	Triásico	166
	Pérmico	73
	Carbonífero	10
		Total: 916

Por último, como los datos recopilados no siempre contaban con la ubicación exacta de las muestras lo que, en conjunto con la escala de muestreo pequeña de algunos trabajos en relación a la escala continental de esta memoria, implicó que muchas veces las muestras quedaran superpuestas, la representación de la información no queda exenta de pequeños errores de visualización.

## 6.1. ELEMENTOS MAYORES

La clasificación composicional mediante elementos mayores de las rocas en estudio evidencia una evolución continua y paulatina desde el Carbonífero al Jurásico (Figuras 5.1 a 5.8) y con un amplio espectro composicional (Figura 6.1). El carácter bimodal reconocido por Brown (1991), Gana (1991), Mpodozis y Kay (1992), Parada y otros (1999), Morata y otros (2000) y Kleiman y Japas (2009), entre otros, para las rocas permo-triásicas no es tan evidente, si no que más bien se observa una transición desde composiciones predominantemente félsicas en el Carbonífero- Triásico, y básicas e intermedias en el Jurásico.



**Figura 6.1.** Histogramas por período de  $\text{SiO}_2$  normalizado.

Todas las rocas se clasifican como calcalcalinas según la división propuesta por Irvine y Baragar (1971) para el diagrama AFM (Figura 5.9), y se reconocen algunas composiciones menores más alcalinas o enriquecidas en incompatibles tanto para el Pérmico como el Triásico y Jurásico lo que corresponde un rasgo secundario de las rocas formadas en un ambiente de

subducción. Otro rasgo que presenta una evolución progresiva es el contenido de alúmina de las rocas que pasa de un carácter peraluminoso dominante entre el Carbonífero-Triásico Medio a uno predominantemente metaluminoso en el Triásico Superior-Jurásico (Figura 5.10). Esto sugiere la disminución de asimilación cortical ya que disminuyen los contenidos de Al (Coloma y otros, 2017). Cabe mencionar que la alteración sufrida por las rocas en estudio puede alterar las concentraciones tanto de Fe como álcalis, por lo que los diagramas AFM y TAS pueden no ser tan concluyentes. Para evitar este sesgo, se respalda dicha información con el diagrama A/NK vs. A/CNK que evalúa el contenido de Al y como es un elemento inmóvil los resultados son más confiables.

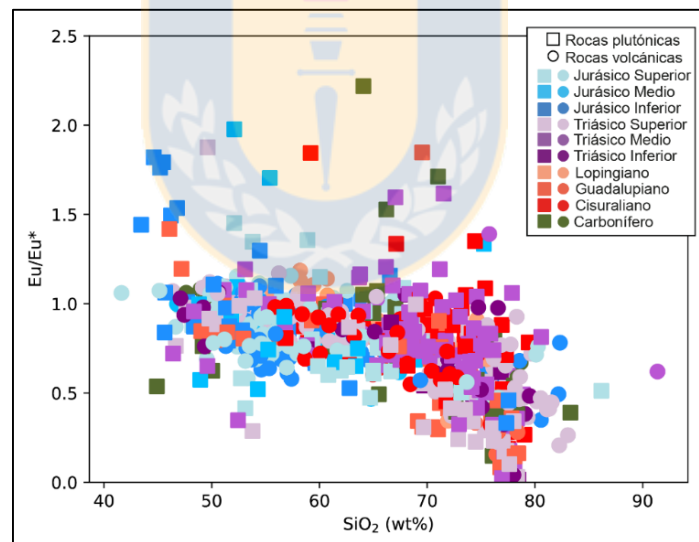
## 6.2. ELEMENTOS TRAZA

La evolución temporal de los elementos traza es sostenida en el tiempo, sin grandes quiebres que evidencien un cambio significativo o abrupto en el régimen tectónico. Al analizar los patrones de tierras raras y multielemento se reconocen señales corticales y de arco para todos los períodos, es decir, enriquecimiento de LREE respecto de HREE (altas razones  $La_N/Yb_N$ ), enriquecimiento de LILE sobre HFSE, anomalías negativas Nb y Ta, y anomalías positivas de Pb (Figuras 5.16 y 5.20 a 5.25). Esto es reafirmado por los diagramas de clasificación tectónica de Pearce y otros (1984) y Wood y otros (1980) en los cuales las rocas se clasifican en su mayoría como rocas de arco volcánico (Figuras 5.26 a 5.29), y por los trabajos de Brown (1991) y D'Elia y otros (2012).

En los patrones de REE normalizadas al condrito se reconoce un aumento de las razones  $La_N/Yb_N$ , y por lo tanto de sus pendientes, desde el Carbonífero al Guadalupiano cuando alcanza los máximos valores, para luego disminuir sostenidamente del Lopingiano-Triásico Inferior al Jurásico Superior. Esta tendencia se relaciona con un aumento en los espesores corticales, al igual que lo evidenciado por las razones Sr/Y que presentan tendencias similares para los mismos períodos (Figuras 5.16 y 5.17) y en general representan espesores corticales promedio.

Otro factor que permite diferenciar las características químicas de los magmas es la magnitud de la anomalía de Eu normalizada al condrito ( $Eu/Eu^*$ ) ya que indica la compatibilidad o no de este elemento con las plagioclasas al momento de su cristalización cuando esta cristalización

fraccionada constituye un control de la diferenciación magmática. Si el magmatismo se produce en condiciones de alta fugacidad de oxígeno o reductoras, todas las REE tendrán valencia  $3^+$  y, por lo tanto, el  $\text{Eu}^{3+}$  no se incorporará a las plagioclasas ya que no puede reemplazar al  $\text{Ca}^{2+}$  en la estructura cristalina y no se producirá la anomalía negativa. Por otra parte, si el magmatismo se produce en condiciones de baja fugacidad de oxígeno u oxidantes, el Eu va a presentar valencia  $2^+$  y el  $\text{Ca}^{2+}$  será reemplazado en las plagioclasas y de producirá la anomalía negativa de Eu en rocas más diferenciadas, es decir, desde andesitas basálticas en adelante. En este caso, casi todas las rocas presentan anomalías negativas de Eu muy bajas con valores promedio de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  entre 0,5 y 0,9 (Figura 5.14) lo que indica que en general el Eu se encontraba como  $\text{Eu}^{3+}$  al momento de formarse dichas rocas y que las fuentes corresponderían más bien magmas oxidados, los cuales son característicos de zonas de subducción. Además, como se ve en la Figura 6.2 las anomalías no cambian según el porcentaje de sílice lo que se traduce en una ausencia de las anomalías negativas al avanzar la diferenciación (patrón predominantemente plano), salvo unas pocas muestras muy diferenciadas ( $>78\%$ ) donde las anomalías son sistemáticamente más bajas.



**Figura 6.2.** Diagrama  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  vs.  $\text{SiO}_2$  normalizado para todas las muestras.

En la Figura 6.3a no se observa un patrón geográfico de las razones  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , así como tampoco una correlación con la distribución de edades (Figura 6.3b). Esto permite inferir que la condición oxidada de los magmas habría sido relativamente homogénea tanto espacial como temporalmente.

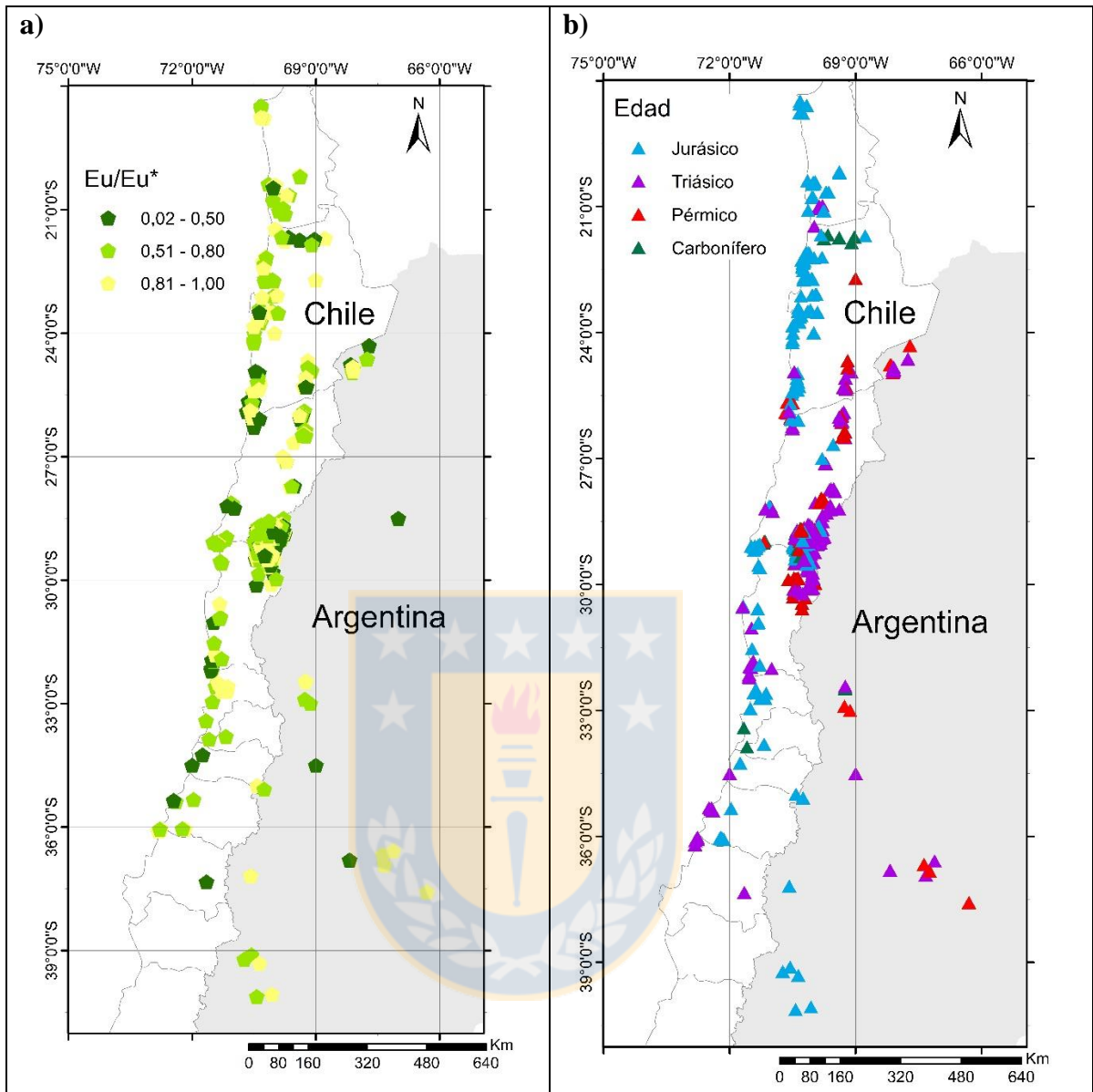


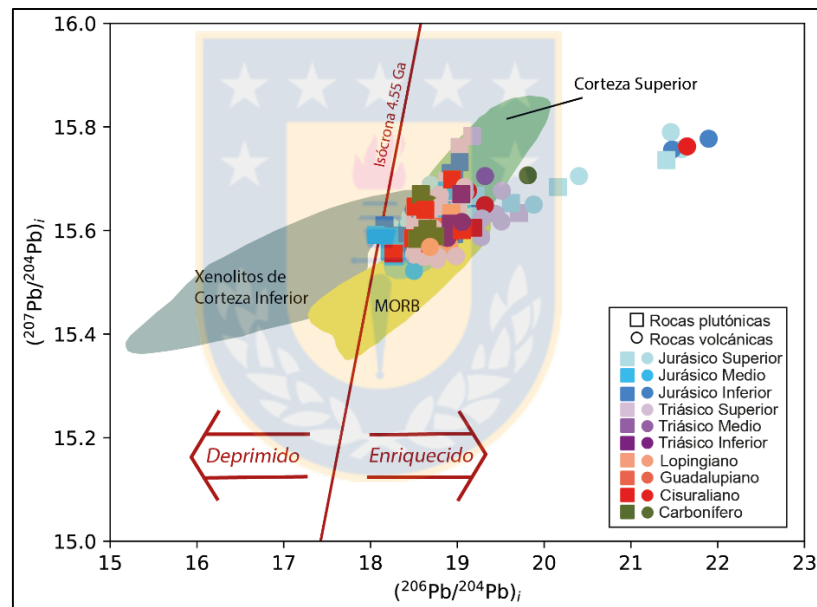
Figura 6.3. Distribución geográfica de razones  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  (a) y edades (b).

### 6.3. ISÓTOPOS

La evolución prácticamente lineal del  $\epsilon\text{Ndi}$  desde valores marcadamente positivos en el Carbonífero-Triásico Medio, a una zona de transición con valores entre  $-0,5$  y  $0,5$  en el Triásico Superior, y finalmente a valores positivos en el Jurásico (Figura 5.13), junto con las tendencias desde reservorios corticales hacia reservorios con señales mantélicas evidenciadas por el diagrama  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  versus  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  de reservorios propuesto por Zindler y Hart (1986; Figura 5.19)

permite inferir que los magmas que dieron origen a las rocas en estudio derivarían a partir de fuentes mantélicas que han sufrido diversos grados de contaminación cortical. Así mismo, se reconoce el cambio desde razones  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  relativamente altas en el Carbonífero Superior-Pérmico hacia razones predominantemente más bajas en el Triásico-Jurásico (Figura 5.11) evolución que se correlaciona con las demás tendencias isotópicas.

Al analizar la evolución de los isótopos de Pb esos cambios no son tan notorios ya que es prácticamente constante en el tiempo. Tanto la razón  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  como la razón  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  presentan valores asociados a corteza superior y cercanos al traslape entre este campo y los MORB, es decir, valores de 15,55-15,65 y 18,2-18,6 respectivamente (Figura 6.4). Esto reafirma la hipótesis de que los magmas habrían sufrido contaminación cortical.

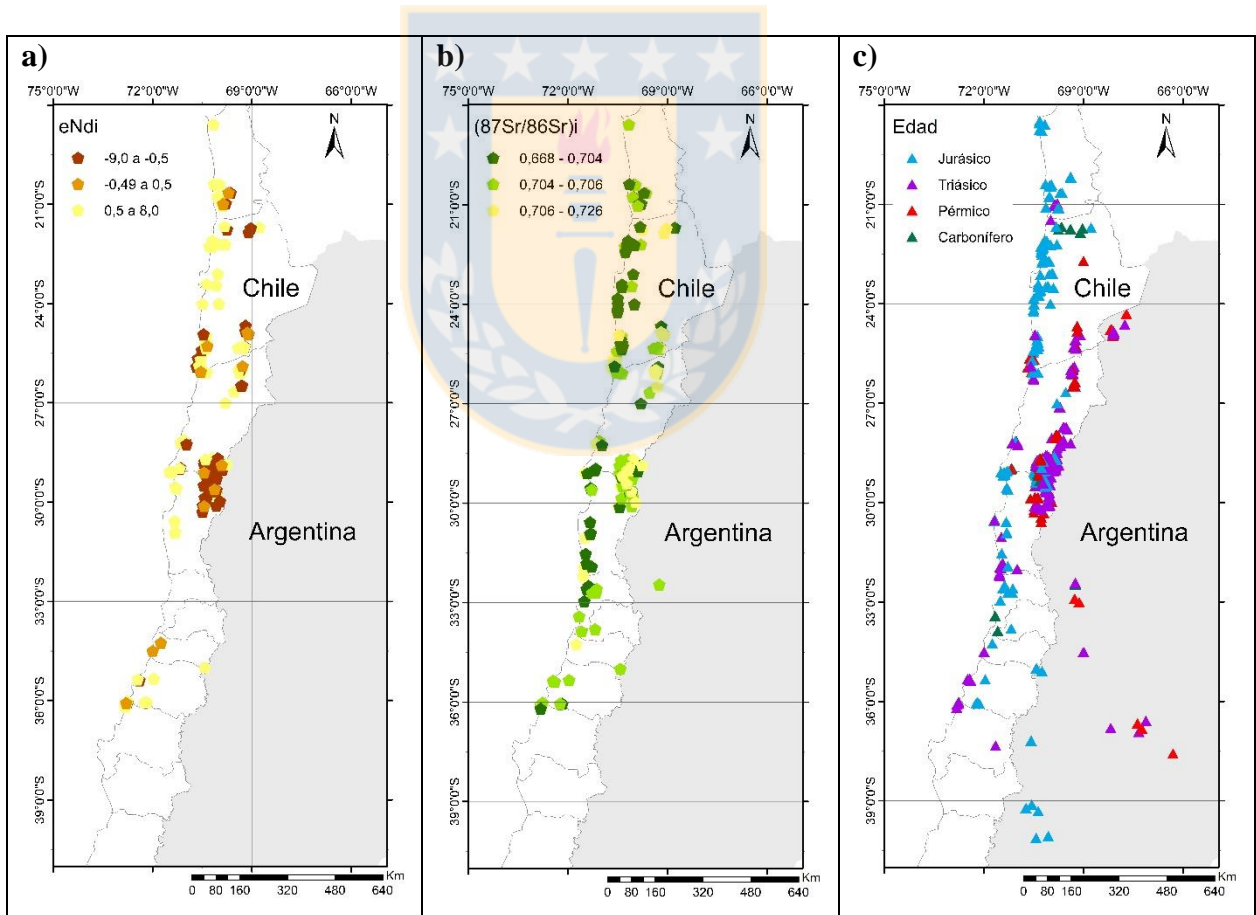


**Figura 6.4.** Diagrama  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  vs.  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  de los principales reservorios terrestres y de las muestras en estudio. Modificado de White (2011).

En la Figura 6.5a se ve que los valores de  $\epsilon\text{Nd}_i$  asociados a señales corticales (café oscuro) se ubican hacia el este del área de estudio al igual que las razones más altas de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  en amarillo (Figura 6.5b). Los valores “intermedios” de ambas razones (café claro y verde claro) se ubican tanto al este como a oeste de los ejes de arco y, finalmente, las razones isotópicas asociadas a señales más mantélicas o con menor contaminación cortical se ubican hacia el W ( $\epsilon\text{Nd}_i$  en

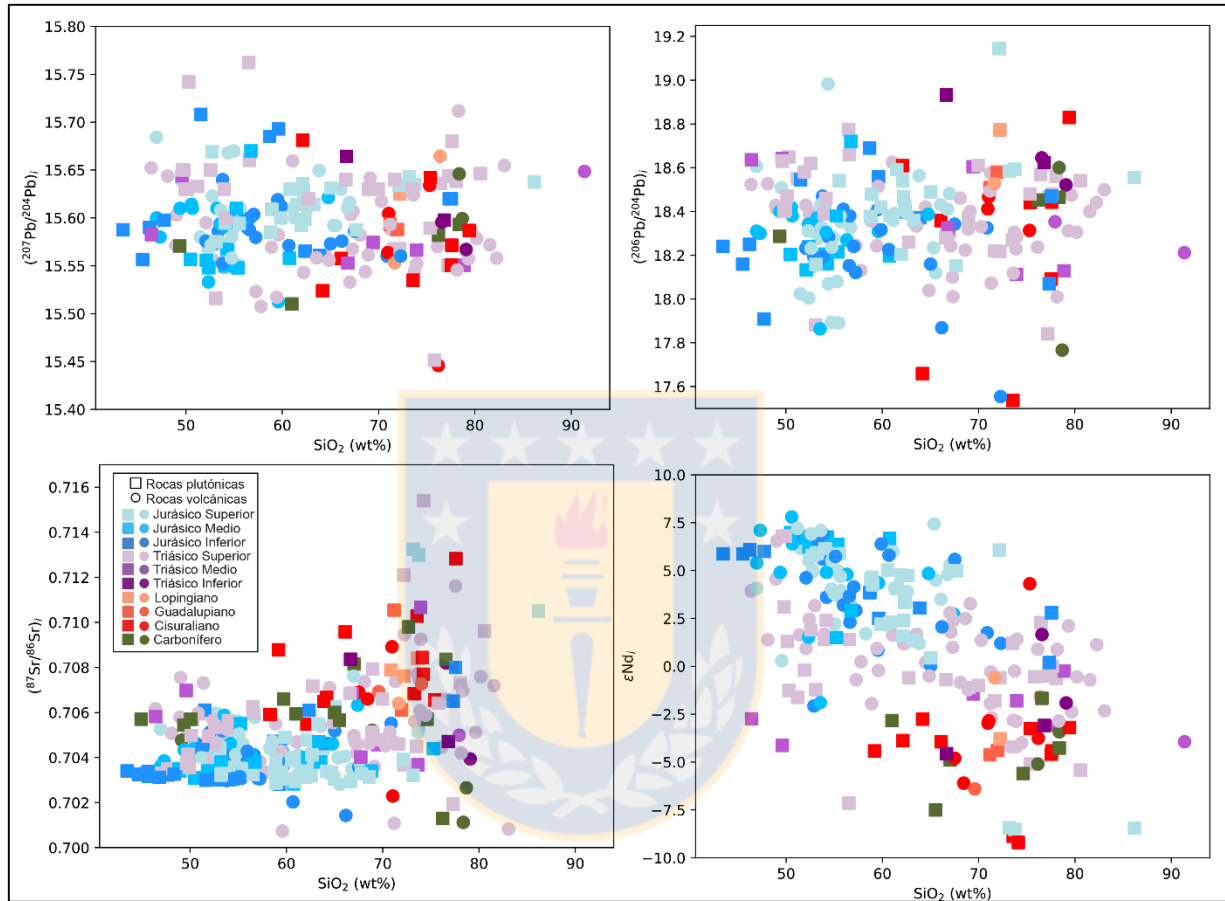
amarillo y  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  en verde oscuro). Esto indicaría que el cambio en las fuentes magmáticas sería un proceso relativamente homogéneo a lo largo del margen.

Estas tendencias geográficas podrían interpretarse como cambios continentales en los procesos de subducción que generaron cambios en la ubicación y el tipo de magmatismo a lo largo de la historia geológica del margen, ya que se correlacionan con la migración del eje principal del arco Pérmico-Triásico, ubicado en la actual Cordillera Andina, hacia el eje del arco Jurásico, emplazado sobre la actual Cordillera de la Costa (Figura 6.5c). La transición desde fuentes corticales a mantélicas en la evolución magmática del margen suroccidental de Gondwana entre el Pérmico-Jurásico también es reconocido por Brown (1991), Pichowiak y otros (1994), Lucassen y otros (1999), Parada y otros (1999), Glodny y otros (2006), Del Rey y otros (2014) y Coloma y otros (2017).



**Figura 6.5.** Distribución geográfica de  $\epsilon\text{Ndi}$  (a), razones  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (b) y edades (c).

Como se puede ver en los diagramas de la Figura 6.6 la homogeneidad en la evolución magmática es respaldada por el hecho de que las tendencias isotópicas no guardan una relación estrecha con la composición de las rocas, ya que se puede notar que para un amplio espectro de contenidos de SiO<sub>2</sub> las señales isotópicas son similares.

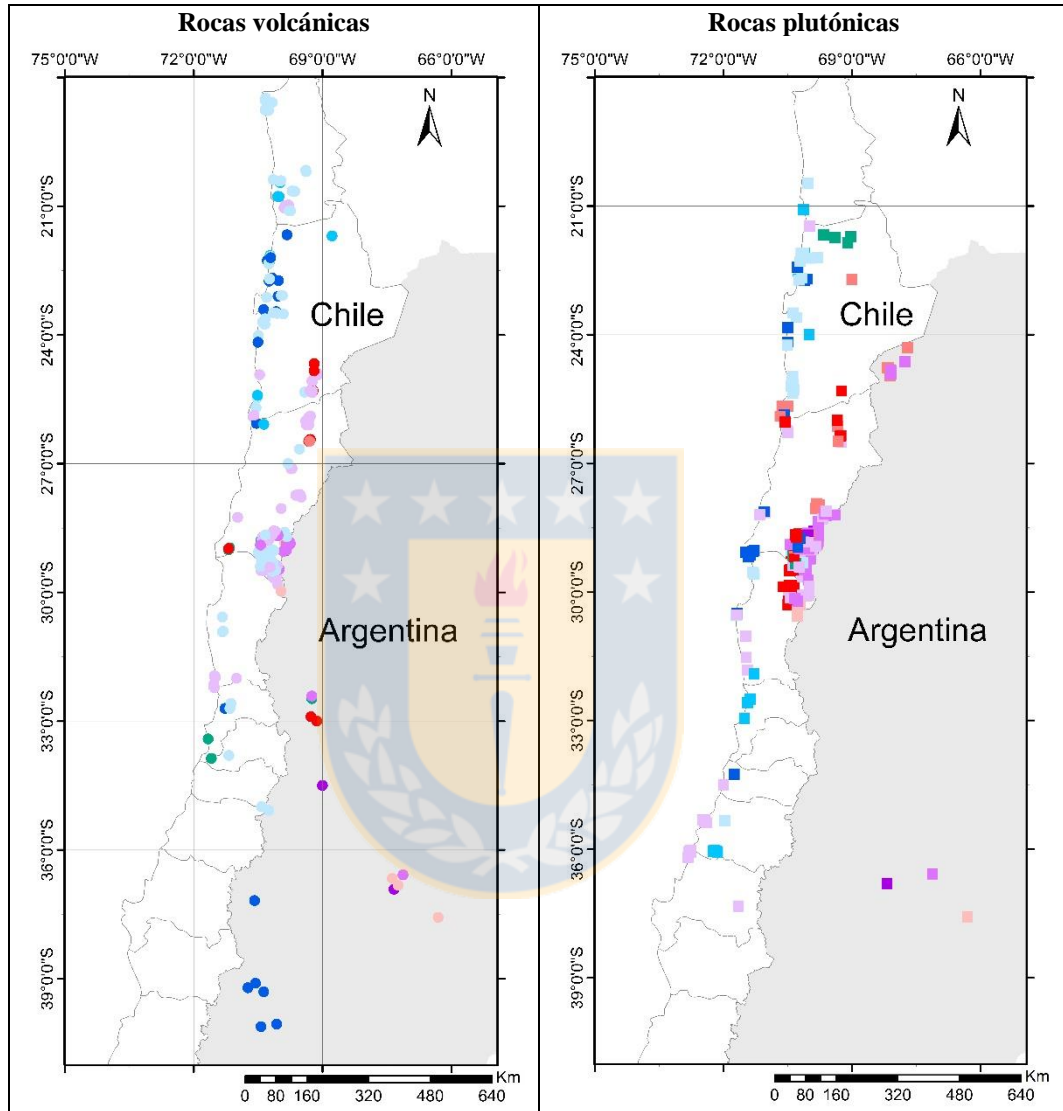


**Figura 6.6.** Diagramas de variación de razones isotópicas versus contenido de sílice normalizado en base anhidra.

#### 6.4. AMBIENTE GEOTECTÓNICO

La subducción habría comenzado en el Carbonífero Superior en el margen SW de Gondwana con el desarrollo de un margen activo acrecionario y evolucionado (Bahlburg y Hervé, 1997; Glodny y otros, 2006; Charrier y otros, 2007) en el cual se reconocen complejos de acreción, cuencas de antearco, arco magmático y cuencas de trasarco (Charrier y otros, 2007). Willner y otros (2005) sugieren que el proceso acrecionario se habría mantenido hasta los 224 Ma. En la Figura 6.7 se observa que toda la actividad magmática (tanto plutónica como volcánica) se

concentra en dos ejes principales de orientación N-S. El eje oriental correspondería al arco magmático Carbonífero-Triásico Medio-Superior y el eje occidental correspondería al arco Jurásico, de lo cual se infiere un período de transición durante el Triásico Superior.



**Figura 6.7.** Distribución geográfica de rocas volcánicas y plutónicas por edad.

En el eje oriental se reconoce un cambio en la orientación cerca de los 33°S desde una posición casi N-S a una NW-SE. Este cambio se puede asociar a que durante el Carbonífero el margen SW de Gondwana se extendía hasta el sur de Chile y Cuyania (en torno a los 38°S; Mpodozis y Ramos, 1989) en el cual habría ocurrido subducción paralela a éste y transversal al margen principal, que habría permitido la migración de Patagonia desde el sur y su posterior

colisión en Carbonífero Superior alto-Pérmico Inferior, compresión que habría continuado hasta el Triásico Superior hasta el colapso del *slab* (Pankhurst, 2006). Kleiman y Japas (2009) reconocen este cambio en el eje del arco a finales del Pérmico producto de una subducción oblicua NE-SW en el margen que luego, como consecuencia de una rotación horaria del continente, queda paralelo a la dirección de convergencia principal lo que facilitaría un régimen extensional. Estos autores indican que la subducción habría continuado al sur de los 36°S al igual que lo propuesto por Pankhurst (2006) evidenciado por la deformación en Sierra de Ventana.

En el Pérmico Inferior habría ocurrido un cambio en el régimen tectónico asociado a la Fase Orogénica San Rafael (FOSR; Llambías y Sato, 2001) la cual deforma las secuencias de antepaís del margen (Kleiman y Japas, 2009). Lucassen y otros (1999) definen un escenario geodinámico transpresivo y transtensivo que explicaría la anomalía termal en la corteza que condujo a la gran fusión cortical evidenciada por un largo cinturón magmático con baja señal mantélica, y que este último habría permitido las intrusiones de granitoides, pero no habría contribuido al engrosamiento cortical. Probablemente la FOSR habría sido resultado de la simultánea rotación horaria del continente junto con la colisión de Patagonia (Pankhurst, 2006; Kleiman y Japas, 2009) e indicaría el inicio del cambio en el régimen tectónico del margen al quedar este casi paralelo a la dirección de convergencia (Pankhurst, 2006). En Triásico Medio-Superior se reconoce una migración del eje del arco hacia el oeste (Figura 6.7 y Mpodozis y Ramos, 1989) el cual se habría mantenido cuasi-estacionario y paralelo al margen (cercano a la actual línea de costa) durante el Jurásico.

Los cambios geotectónicos descritos previamente se pueden reconocer en la geoquímica de las rocas analizadas ya que primero hay un dominio de rocas más evolucionadas hasta el Triásico y ausencia de bimodalidad en éste (las rocas de composición intermedia son casi tan abundantes como las de composición básica) con señales isotópicas de contaminación cortical, que se asocia a un sistema de subducción bajo condiciones transpresivas (Glodny y otros, 2006; Kleiman y Japas, 2009) entre el Carbonífero-Triásico Inferior que luego evoluciona paulatinamente hacia un sistema transtensivo entre el Triásico Superior-Jurásico respaldado con el dominio de composiciones menos diferenciadas (intermedias y básicas), la paralela disminución en las señales isotópicas corticales. Esto podría explicar el desarrollo de cuencas extensionales NW-SE durante el Triásico a lo largo de las zonas de sutura paleozoicas (Charrier y otros, 2007; Spikings y otros, 2016), que

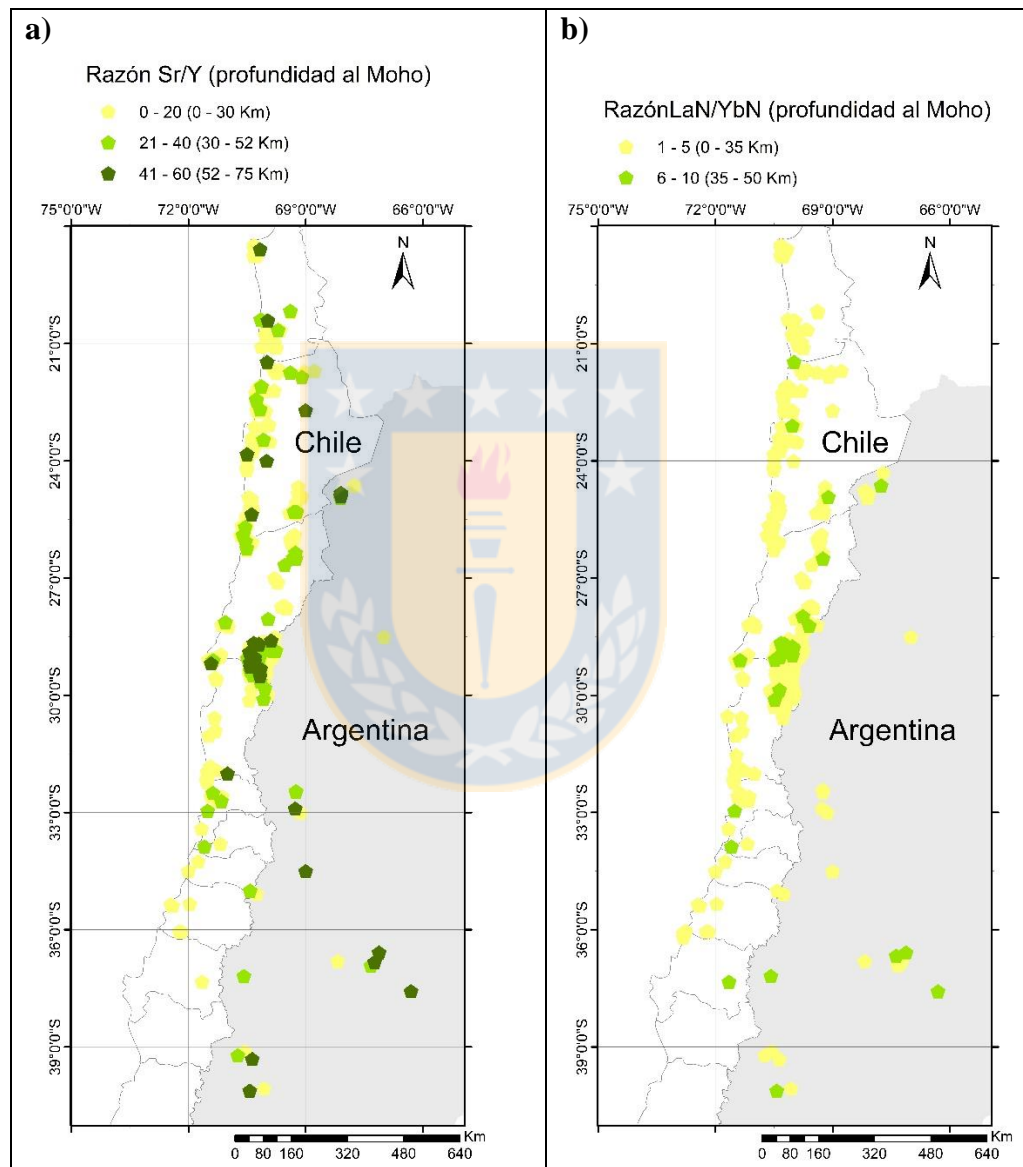
son consideradas como áreas de mayor debilidad, y el posterior desarrollo de grandes cuencas de trasarco en el Jurásico, ya que al existir un mayor ángulo de subducción se produce extensión en el trasarco (Doglioni, 1995; Ramos, 2009). Al migrar el arco hacia la fosa junto con la paralela extensión, la corteza se habría adelgazado lo que permitiría el ascenso de magmas primitivos o con poca contaminación cortical (Boekhout y otros, 2013).

El cambio en el régimen de subducción podría ser la consecuencia de un aumento progresivo del ángulo del *slab* que en el Jurásico es definido como subducción de alto ángulo por Ramos (2009). Glodny y otros (2006) y las referencias ahí incluidas atribuyen la extensión permo-triásica y el consecuente magmatismo a un ambiente extensional causado por *rollback* de la placa subductada sumado a desplazamientos en el rumbo debido a una probable convergencia dextral oblicua. D'Elia y otros (2012) también interpretan un ambiente de subducción en contexto extensional a finales del Triásico y principios del Jurásico. Spikings y otros (2016) sostienen que en el Triásico Medio-Superior la extensión producida tanto en Chile y Argentina como en Perú se debe haber originado por el mismo proceso a escala continental dada la coincidencia en los *peaks* de magmatismo, la posición estratigráfica de estas rocas y el desplazamiento sinistral con que se abrieron las cuencas extensivas o de rift. Este proceso habría sido la subducción generalizada a lo largo del margen de Perú y Chile bajo un contexto transtensivo.

Respecto de las fuentes magmáticas, lo más probable es que se trate de un manto superior deprimido (cuña astenosférica) que, al comenzar la subducción, se funde parcialmente y genera magmas primarios máficos producto del aporte de fluidos desde el *slab* y la paralela descompresión del manto por flujos astenosféricos inducidos por la subducción (Annen y otros, 2005; Coloma y otros, 2017). Estos magmas habrían propiciado la fusión de la corteza, lo que explicaría el dominio de composiciones más diferenciadas en los primeros períodos y el subsecuente aumento de composiciones menos evolucionadas hacia el final junto con la evolución de las razones isotópicas  $\epsilon_{\text{Nd}}$  y  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ . Una clara evidencia de la participación de fluidos en la formación de las rocas es la constante presencia de minerales hidratados (biotita, anfíbol, muscovita) en las rocas plutónicas, así como las razones relativamente bajas y constantes de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  que indican participación de magmas oxidados.

Otro aspecto a destacar en la evolución del margen es la ausencia de evidencias que indiquen algún tipo de segmentación de éste en lo relativo a espesores corticales. En la Figura 6.8

se puede ver que los espesores corticales entre el Carbonífero y Jurásico son más bien constantes y cercanos a los espesores promedio de zonas de subducción (35 Km) al evaluar las razones Sr/Y (Figura 6.8a) y  $La_N/Sm_N$  (Figura 6.8b) en base a lo propuesto por Profeta y otros (2015), y que en torno a los 31°S existe una zona de mayor espesor (cercano a los 50-60 Km), similar a lo que ocurre actualmente en el Altiplano.



**Figura 6.8.** Distribución de razones Sr/Y (a) y  $La_N/Yb_N$  (b) con los espesores corticales (profundidad al Moho) definidas por Profeta y otros (2015) respectivos y edades.

Una posible causa que pudo influir en el cambio del ángulo de subducción y consecuente cambio de los regímenes tectónicos durante los períodos estudiados pudo ser el desmembramiento de Gondwana que ocurría en ese período (Charrier y otros, 2007) y posibles cambios en las tasas y direcciones de convergencia, pero con los datos presentados en este trabajo no es posible determinarlo con certeza. Aun así, se postula el cambio de ángulo, ya que se han reconocido cambios de este tipo en la historia del margen (específicamente en el Cretácico; Glodny y otros, 2006; Charrier y otros, 2007; Ramos y otros, 2009) bajo un contexto de subducción continua en el tiempo.

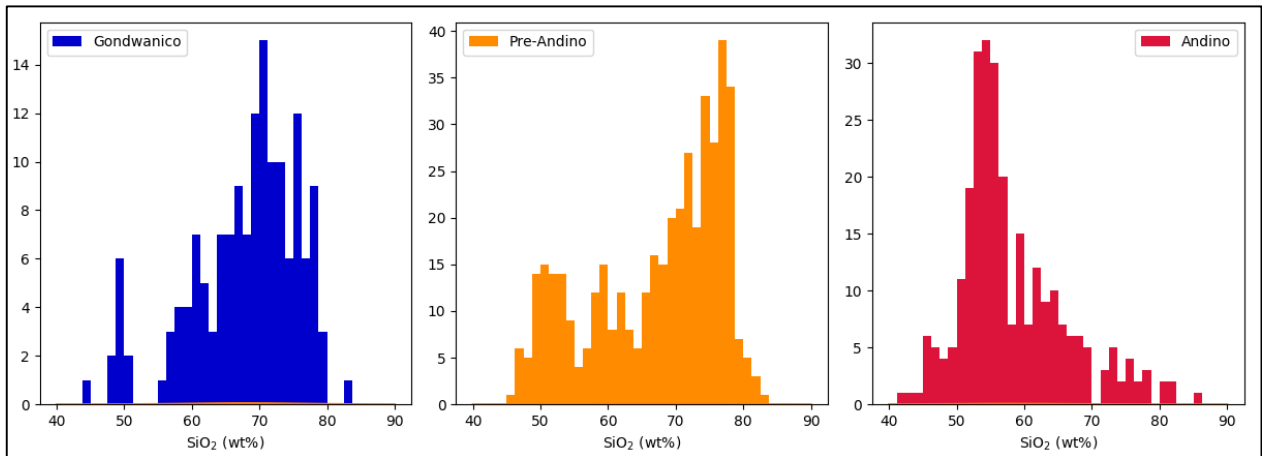
Basado en la evidencia descrita previamente y lo propuesto por los diversos autores citados, se infiere que la evolución tectonomagmática del margen suroccidental de Gondwana entre el Carbonífero y Jurásico entre los 19° y 40°S habría ocurrido en un ambiente de subducción continua, caracterizada en un comienzo por un régimen predominantemente transpresivo luego de la reactivación de la subducción en el Pensilvaniano que habría cambiado paulatinamente a un régimen transtensivo en el Jurásico producto del cambio de ángulo en la placa subductada, con un claro período de transición durante el Triásico Superior. Esto explicaría el dominio de magmas con alta contaminación cortical en un comienzo y la presencia de grandes cantidades de magmas juveniles en la segunda etapa (adelgazamiento cortical, ascenso rápido de magmas derivados del manto y poca contaminación), todos de tipo oxidado.

## 6.5. COMPARACIÓN ENTRE CICLOS

Los ciclos tectónicos propuestos por Charrier (2007) son el Ciclo Gondwánico (Devónico Medio-Superior-Pérmico Inferior-Medio), caracterizado por un ambiente de subducción que dura hasta el término de la amalgamación de Pangea, el Pre-Andino (Pérmico Superior-Jurásico Inferior temprano), en el cual cesa la subducción lo que favorece un aumento de las temperaturas bajo el continente y su posterior extensión, y el Andino primera etapa (Jurásico Inferior tardío-Cretácico Inferior tardío), durante el cual se reactiva la subducción como consecuencia del desmembramiento de Pangea.

La Figura 6.9 corresponde a histogramas de la composición normalizada de sílice para los tres ciclos tectónicos y en ella no es posible reconocer un cambio notorio que permita definir el

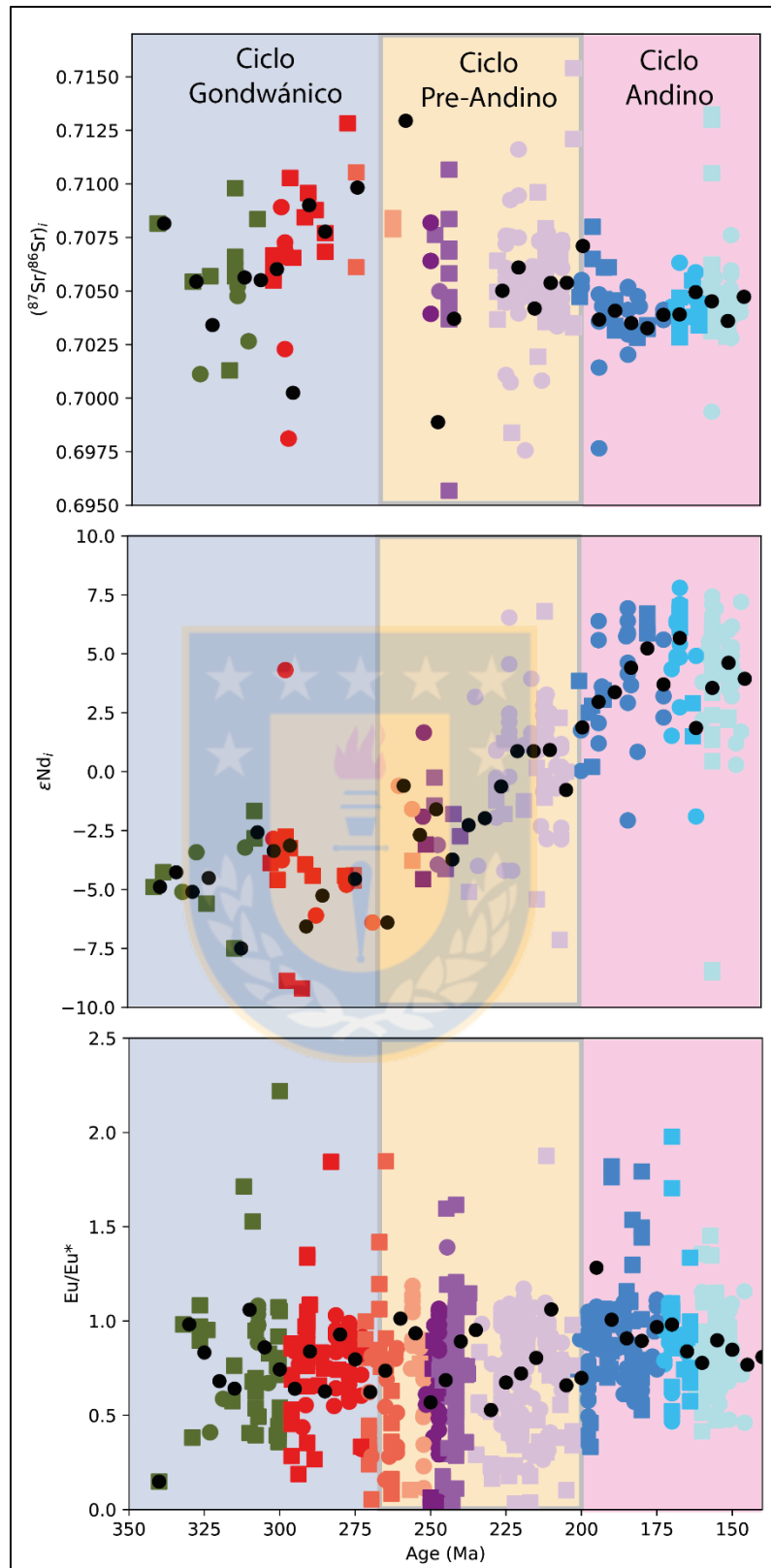
Ciclo Pre-Andino como una etapa de ausencia de subducción (bimodalidad), si no que más bien podría interpretarse como una transición.



**Figura 6.9.** Histogramas por ciclos tectónicos de SiO<sub>2</sub> normalizado.

Al analizar algunos elementos traza e isótopos más representativos (Figura 6.10) se puede constatar que los datos no evidencian quiebres o cambios significativos en los límites de ciclos propuestos por Charrier y otros (2007). En el caso del  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  y el  $\epsilon\text{Ndi}$  se repite el hecho de que el cambio es paulatino y por lo tanto el Ciclo Pre-Andino podría asociarse a una etapa transicional. Por otra parte, el  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  si presenta una disminución en el Ciclo Pre-Andino que luego, al acercarse al límite del Ciclo Andino, vuelve a aumentar, pero no constituye un rasgo importante ya que la mayoría de los datos (tendencias promedio) son prácticamente constantes para los tres ciclos.

Finalmente, no es posible correlacionar la evidencia geoquímica con los ciclos propuestos, es decir, una evolución geotectónica “segmentada” o en base a procesos cíclicos, si no que más bien correspondería a una evolución continua en el tiempo en que el margen habría estado activo desde el Carbonífero al Jurásico, tal y como reconoce Llambías y otros (2007), del Rey y otros (2014) y Coloma y otros (2017), en el que el Lopingiano-Triásico Superior correspondería a un periodo de transición desde la subducción gondwánica a la subducción de alto ángulo del Jurásico-Cretácico Medio (Ramos, 2009).



**Figura 6.10.** Diagramas de variación de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ,  $\epsilon\text{Nd}_i$  y  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  versus edad, limitados por ciclos tectónicos.

## 7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 7.1. CONCLUSIONES

Según los resultados obtenidos y las interpretaciones a partir de ellos, se concluye lo siguiente:

1. De acuerdo a la clasificación composicional tanto de rocas volcánicas como plutónicas, éstas incluyen miembros de todo el espectro, desde basaltos a riolitas y desde gabros-dioritas a granitos respectivamente para todos los períodos en estudio.
2. Las composiciones ígneas más diferenciadas dominan entre el Carbonífero Superior-Triásico Medio y entre el Triásico Superior-Jurásico Superior dominan las composiciones intermedias a básicas.
3. Las rocas corresponden a series calcoalcalinas según la división propuesta por Irvine y Baragar (1971) en base al contenido de álcalis,  $\text{FeO}^*$  y  $\text{MgO}$ .
4. Existe una variación paulatina desde un dominio peraluminoso en el Carbonífero-Pérmico hacia uno metaluminoso en el Triásico-Jurásico, aunque en todos los períodos se reconocen ambas señales.
5. Las razones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  y  $\epsilon\text{Nd}_i$  varían sostenidamente desde señales corticales (0,706-0,710 y -5,0 a -2,0) a mantélicas (0,703-0,705 y de 1,0 a 7,5) desde el Carbonífero al Jurásico en que el Triásico Superior correspondería un período de transición
6. Los isótopos de Pb no permiten trazar cambios paulatinos en las señales de fuentes magmáticas a diferencia del  $\epsilon\text{Nd}_i$  y en menor medida el  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ , ya que las razones  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  y  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  presentan una evolución prácticamente constante desde el Carbonífero al Triásico Superior. En el Jurásico las razones de  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  aumentan y las de  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  disminuyen lo que evidencia un cambio desde señales corticales a mantélicas.
7. Las fuentes magmáticas corresponderían a magmas primarios derivados del manto superior que sufrieron contaminación cortical en diferentes grados.
8. Las razones  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  prácticamente constantes y homogéneas a lo largo del margen indican la participación de magmas oxidados en la génesis de las rocas.
9. Los patrones de diagramas multielemento normalizados al manto primitivo y al condrito para todas las rocas corresponden a patrones de rocas relacionadas a un ambiente de

subducción con características corticales respectivamente desde el Carbonífero al Jurásico. Este ambiente también es reconocido en los diagramas de clasificación tectónica Rb vs. Y+Nb y Rb vs. Yb+Ta para rocas graníticas y Th-Hf/3-Ta para rocas basálticas.

10. Aunque las razones  $La_N/Yb_N$  y  $Sr/Y$  indican un aumento en los espesores corticales desde el Carbonífero al Triásico Inferior y luego una paulatina disminución desde el Triásico Medio al Jurásico, este rasgo no es tan claro al visualizar los datos espacialmente, por lo que no se puede inferir una segmentación clara a lo largo del margen.
11. El arco magmático Carbonífero-Triásico se ubicaba en lo que hoy es la cordillera andina con un eje N-S o paralelo al margen y se extendía, al menos, hasta los 36°S. Al sur de estas latitudes el eje del arco cambia a una posición NW-SE como consecuencia del margen activo que habría trasladado a Patagonia y favorecido su posterior colisión.
12. El cambio en las señales geoquímicas podría asociarse con un cambio desde un régimen predominantemente transpresivo, que facilitaría la contaminación de los magmas al interactuar con la corteza, hacia uno transtensivo, que favorecería el desarrollo de cuencas extensionales y ascenso de magmas juveniles, consecuencia de una posible variación en el ángulo de la placa subductada, en la orientación del continente y con posible *rollback* del *slab*.
13. El margen suroccidental de Gondwana entre el Carbonífero y Jurásico correspondería a un margen activo continuo en el tiempo que habría sufrido cambios paulatinos en su configuración tectónica, que es evidenciada en una evolución sostenida en el tiempo de la geoquímica de las rocas en estudio.
14. En base a la información geoquímica no es posible establecer una evolución segmentada en el tiempo según los ciclos tectónicos propuestos por Charrier y otros (2007).

## 7.2. RECOMENDACIONES

Ya que este trabajo constituye un pequeño aporte para intentar dilucidar las condiciones geotectónicas que gobernaron el margen suroccidental de Gondwana entre el Carbonífero-Jurásico, se recomienda ampliar la base de datos mediante la incorporación de:

- Datos químicos de elementos mayores, traza e isótopos de otras zonas donde afloran las formaciones o unidades de este estudio (por ejemplo, del Grupo Choiyoi y el Batolito

Costero del Sur), para tener una mejor caracterización de ellas, así como de otras que no se incluyeron, sobre todo en Argentina y al sur de los 35°S que es donde hay un claro déficit de datos (rocas de Patagonia o las volcanitas de Fm. Santa Juana).

- Datos isotópicos de Sr, Nd, Pb, Hf y  $\delta^{18}\text{O}$ , tanto de las formaciones estudiadas como de las que no fueron incluidas, para tener una mejor caracterización de las fuentes magmáticas.
- Edades mejor acotadas de las formaciones incluidas, en particular para aquellas que solo tienen rangos estratigráficos asociados.
- Ubicación de las muestras más detallada para procurar que no haya traslape de éstas ya que afecta el adecuado análisis de la información, sobre todo desde un punto de vista geográfico.

Para evaluar la existencia de ciclos en la evolución geotectónica del margen andino se podrían incorporar datos del Cretácico en adelante y así analizar si se mantiene la continuidad o identificar quiebres en la información geoquímica ya que, durante el Cretácico habría ocurrido otro cambio en el ángulo de subducción (Charrier y otros, 2007; Ramos, 2009).

Así mismo, una vez que la base de datos se complete de forma que se incluya la mayor cantidad de trabajos ya publicados, puede crearse una plataforma en que cualquier persona pueda descargarla o subir nueva información para actualizarla

Respecto a los códigos generados, éstos se pueden mejorar y optimizar para lograr un mejor funcionamiento, se pueden crear nuevos códigos con otros diagramas geoquímicos y, eventualmente crear un programa o un almacén de códigos capaces de trabajar grandes bases de datos, de manera que éstos puedan ser descargados y utilizados de forma libre.

## REFERENCIAS

- AMILIBIA, A.; SÀBAT, F.; MCCLAY, K.R.; MUÑOZ, J.A.; ROCA, E. & CHONG, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, vol. **30**: 1.520-1.539.
- ANNEN, C.; BLUNDY, J. D.; & SPARKS, R. S. J. 2005. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, vol. **47**, N° 3: 505-539.
- ARÉVALO, C. & WELKNER, D. 2008. Geología del Área Carrizal Bajo-Chacritas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 111, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- BÁEZ, M. A. & BASEI, M. A. 2005. El Plutón San Blas, magmatismo posdeformacional Carbonífero en la Sierra de Velasco. INSUGEO, Serie Correlación Geológica, N° 19: 239-246.
- BAHLBURG, H. & HERVÉ, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, vol. **109**, N° 7: 869-884.
- BAHLBURG, H.; VERVOORT, J. D.; DU FRANE, S. A.; BOCK, B.; AUGUSTSSON, C.; REIMANN, C. 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews*, vol. **97**: 215-241.
- BARTSCH, V. 2004. Magmengenese der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite in der Küstenkordillere von Nord-Chile zwischen 24 und 27S. Doctoral Dissertation; Technical University of Berlin, School of Civil Engineering and Applied Geoscience (Inédito): 338 p. Berlín.
- BERNAL, J.P. & RAILSBACK, L. B. 2008. Introducción a la tabla periódica de los elementos y sus iones para ciencias de la tierra. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. **25**, N° 2: 236-246.

- BROWN, M. 1991. Comparative geochemical interpretations of Permian-Triassic plutonic complexes of de Coastal Range and Altiplano (25°30' to 26°30'), northern Chile. *Geological Society of America*, Special Paper 265: 157-177.
- BUHELDT, M. & TÉLLEZ, C. 1988. The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, northern Chile (lithology, petrography, geochemistry). In: Bahlburg, H.; Breitkreuz, C.; Giese, P. (Editors.), *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences*, vol. **17**: 171–182. Berlin.
- CAMUS, F. 2003. Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería: 33-45. Santiago.
- CARTER, W. D. & ALISTE, N. 1961–1963, Geology and ore deposits of the Nilhue, El Melón, La Ligua, and San Lorenzo quadrangles, Aconcagua and Valparaíso provinces, Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas, 4 mapas, escala 1:50.000. Santiago.
- CECIONI, G. & GARCIA, F. 1960. Stratigraphy of Coastal Range in Tarapaca Province, Chile. *AAPG Bulletin*, vol. **44**, N° 10: 1609-1620.
- CHAPMAN, J. B.; DUCEA, M. N.; DECELLES, P. G. & PROFETA, L. 2015. Tracking changes in crustal thickness during orogenic evolution with Sr/Y: An example from the North American Cordillera. *Geology*, vol. **43**, N°10: 919-922.
- CHARRIER, R.; PINTO, L.; & RODRÍGUEZ, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The Geology of Chile* (Teresa Moreno & Wes Gibbons, Editors). *The Geological Society*:21-114. Londres.
- COHEN, K. M. FINNEY, S. C. GIBBARD, P. L. & FAN, J.-X. 2013. The ICS chronostratigraphic chart. *Episodio* 36, vol. **2016/04**: 199-204.
- CONTRERAS, J.P.; ESPINOZA, M.; DE LA CRUZ, R.; JORQUERA, R.; KRAUS, S.; RAMÍREZ, C.; NARANJO, J.A.; ESCRIBANO, J. & MARTÍNEZ, P. 2013. Carta Cifuncho, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería,

- Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 161, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- COLOMA, F.; VALIN, X.; OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; CREIXELL, C.; SALAZAR, E. & DUCEA, M.N. 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-29°30'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*, vol. **44**, N° 2: 147-178. Santiago.
- CORNEJO, P.; MPODOZIS, C.; RAMÍREZ, C.F. & TOMLINSON, A. 1993. Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S). Servicio Nacional de Geología y Minería, 12 mapas, escala 1:50.000. Santiago.
- CORNEJO, P.; MPODOZIS, C.; RIVERA, O. & MATTHEWS, S. 2009. Carta Exploradora, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 119, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- COX, K. G.; BELL, J. D. PANKHURST, R. J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. *George Allen & Unwin*.
- CREIXELL, C.; ORTIZ, M. & ARÉVALO, C. 2012. Geología del área Carrizalillo-El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 133-134, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- DAHLQUIST, J. A.; PANKHURST, R. J.; RAPELA, C. W. CASQUET, C.; FANNING, C. M.; ALSINO, P. & BAEZ, M. 2006. The San Blas Pluton: An example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. **20**: 341-350.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J. T.; GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses-its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, vol. **29**, issues 1-4: 183-210.

- D'ELIA, L.; MURAVCHIK, M.; FRANZESE, J. R. & BILMES, A. 2012. Volcanismo sin-rift de la cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardía-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean Geology*, vol. **39**, N° 1: 106-132. Santiago.
- DEL REY, A.; ARRIAGADA, C.; DEKART, K. & MARTÍNEZ, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic-Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, vol. **37**: 172-181.
- DOGLIONI, C. 1995. Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings. *Tectonophysics*, vol. **252**, N° 1-4: 253-267.
- EMPARAN, C. & PINEDA, G. 2000. Área La Serena-La Higuera. Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, N° 18, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- ESPIÑOZA, M.; CONTRERAS, J. P.; JORQUERA, R.; DE LA CRUZ, R.; KRAUS, S.; RAMÍREZ, C. & NARANJO, J. A. 2014. Carta Cerro del Pingo, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- FRANZESE, J. R. & SPALLETTI, L. A. 2001. Late Triassic-Early Jurassic continental extensión in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. **14**, N° 3: 257-270.
- GANÁ, P. 1991. Magmatismo bimodal del Triásico Superior-Jurásico Inferior, en la Cordillera de la Costa, Provincias de Elqui y Limarí, Chile. *Revista Geológica de Chile*, vol. **18**, N° 1: 55-67. Santiago.
- GARCÍA, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. *Simposio sobre el Geosinclinal Andino*, Sociedad Geológica de Chile, N° 3: 138. Santiago.
- GIAMBIAGI, L. & MARTÍNEZ, A. N. 2008. Permo-Triassic oblique extensión in the Potrerillos-Uspallata área, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. **26**: 252-260.

- GLODNY, J.; ECHTLER, H.; FIGUEROA, O.; FRANZ, G.; GRÄFE, K.; KEMNITZ, H.; KRAMER, W.; KRAWCZYK, C.; LOHRMANN, J.; LUCASSEN, F.; MELNICK, D.; ROSENAU, M. & SEIFERT, W. 2006. Long-term geological evolution and mass-flow balance of the South-Central Andes. En *The Andes*, Springer Berlin Heidelberg: 401-428.
- GONZÁLEZ, J. 2015. Petrografía y geoquímica del Triásico Superior de la Alta Cordillera (28°45'-30°02'S), Región de Coquimbo, Chile. Memoria de Título, Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra. 102 p. Concepción.
- GONZÁLEZ, R.; WILKE, H-G.; MENZIES, A.; ESPINOZA, F.; RIQUELME, R. & HERRERA, C. 2015. Carta Sierra de Varas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- HERVÉ, F.; MUNIZAGA, F.; PARADA, M. A.; BROOK, M. PANKHURST, R. J.; SNELLING, N. J. & DRAKE, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. **1**, N° 2: 185-194.
- HOWELL, J. A.; SCHWARZ, E.; SPALLETTI, L. A. & VEIGA, G. D. 2005. The Neuquén basin: an overview. *Geological Society*, Special Publications, vol. **252**, N° 1: 1-14. Londres.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. **8**: 523-548.
- JANOUSĚK, V.; FARROW, C. M. & ERBAN, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, vol. **47**, N° 6: 1255-1259.
- JORQUERA, R.; PIZARRO, N.; VOGEL, S.; DÍAZ, A. & VIVALLO, W. 2011. Yacimientos Metalíferos del Área La Serena-La Higuera, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Recursos Minerales y Energéticos, N° 32, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

- KLEIMAN, L. E. & JAPAS, M. S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S - 36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, vol. **473**: 283-299.
- KOSSLER, A. 1998. Der Jura in der Küstenkordillere von Iquique (Nordchile): Paläontologie, Lithologie, Stratigraphie, Paläogeographie. *Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften*, vol. **197**. Berlin.
- KOUKHARSKY, M.; KLEIMAN, L.; ETCHEVERRÍA, M.; QUENARDELLE, S. & BERCOWSKI, F. 2009. Upper Carboniferous retroarc volcanism with submarine and subaerial facies at the western Gondwana margin of Argentina. *Journal of South American Sciences*, vol. **27**: 299-308.
- KRAMER, W.; SIEBEL, W.; ROMER, R. L.; HAASE, G.; ZIMMER, M. & EHRlichMANN, R. 2005. Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic volcanic arc between Arica (18°30'S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. *Chemie der Erde Geochemistry*, vol. **65**: 47-78.
- LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, vol. **27**, part 3: 745-750.
- LE MAITRE, R. W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, vol. **17**, part 4: 589-637.
- LLAMBÍAS, E. J.; QUENARDELLE, S. & MONTENEGRO, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of Gondwana continent. *Journal of South American Sciences*, vol. **16**: 243-257.
- LLAMBÍAS, E. J.; LEANZA, H. A. & CARBONE, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S):

Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. **62**, N° 1.

LLAMBÍAS, E. J. & SATO, A. M. 2011. Ciclo Gondwánico: la Provincia Magmática Choiyoi en Neuquén. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*: 53-62. Neuquén.

LUCASSEN, F. & FRANZ, G. 1994. Arc related Jurassic igneous and meta-igneous rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile / Región Antofagasta. *Lithos*, vol. **32**: 273-298.

LUCASSEN, F.; FRANZ, G.; THIRLWALL, M. F. & MEZGER, K. 1999. Crustal Recycling of Metamorphic Basement: Late Palaeozoic Granitoids of Northern Chile (~22°S). Implications for the Composition of the Andean Crust. *Journal of Petrology*, vol. **40**, N° 10: 1527-1551.

LUCASSEN, F.; ESCAYOLA, M.; ROMER, R.L.; VIRAMONTE, J.; KOCH, K. & FRANZ G. 2002. Isotopic composition of the Late Mesozoic basic and ultrabasic rocks from the Andes (23-32°S) - Implications for the Andean mantle: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. **143**: 336 - 349.

LUCASSEN, F.; KRAMER, W.; BARTSCH, V.; WILKE, H-G. FRANZ, G.; ROMER, R. L. & DULSKI, P. 2006. Nd, Pb and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18-27°S): indications for a uniform subarc mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. **152**: 571-589.

MAMANI, M.; TASSARA, A.; & WÖRNER G. 2008. Composition and structural control of crustal domains in the Central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. **9**, N° 3.

MARTIN, M.; CLAVERO, J. & CUTIÑO, L. 1995. Estudio geológico regional de la franja El Indio, Cordillera de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado, IR-95-06: 2 volúmenes. Santiago.

MARTIN, M.; CLAVERO, J. & MPODOZIS, C. 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29°-30°S). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. **12**: 33-49.

- MATTHEWS, S.; CORNEJO, P. & RIQUELME, R. 2006. Carta Inca de Oro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 102, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- MERCADO, M. 1978. Geología del área de Pan de Azúcar: Región de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, N° 37, 1 mapa escala 1: 100.000. Santiago.
- MIDDLEMOST, E. A. K. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, vol. **77**: 19-26. Amsterdam.
- MORATA, D.; AGUIRRE, L.; OYARZÚN, M. & VERGARA, M. 2000. Crustal contribution in the genesis of the bimodal Triassic volcanism from the Coastal Range, central Chile. *Revista Geológica de Chile*, vol. **27**, N° 1: 83-98.
- MOSCOSO, R. 1979. Observaciones geológicas en el área de Canto del Agua, Región de Atacama. Curso Proyecto II. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito).
- MPODOZIS, C. & CORNEJO, P. 1988. Hoja Pisco Elqui, IV Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, N° 68, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences Series*, vol. **11**: 59-90.
- 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*, vol. **104**: 999-1014.
- NARANJO, J. & PUIG, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N° 62-63, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.

- NASI, C.; MPODOZIS, C.; CORNEJO, P.; MOSCOSO, R. & MAKSAEV, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* N° 25-26: 77-111.
- NASI, C.; MOSCOSO, R. & MAKSAEV, V. 1990. Hoja Guanta, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N° 67, 1 mapa escala 1:250.000.
- OLIVEROS, V. 2002. Eventos de alteración en las rocas ígneas del Distrito Minero de Michilla, II región, Chile: Relación con la mineralización de cobre. Tesis de Magíster. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- OLIVEROS, V.; MORATA, D.; AGUIRRE, L.; FÉRAUD, G. & FORNARI, M. 2007. Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30'-24°S): geochemistry and petrogenesis. *Revista Geológica de Chile*, vol. **34**, N° 2: 209-232.
- ORTIZ, M. & MERINO, R.N. 2015. Geología de las áreas río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, N° 175-176, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- PANKHURST, R. J.; RAPELA, C. W.; FANNING, C. M.; & MÁRQUEZ, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, vol. **76**, N° 3: 235-257.
- PARADA, M. A.; NYSTRÖM, 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*, vol. **46**: 505-521.
- PARADA, M. A.; LÓPEZ-ESCOBAR, L.; OLIVEROS, V.; FUENTES, F.; MORATA, D.; CALDERÓN, M.; AGUIRRE, L.; FÉRAUD, G.; ESPINOZA, F.; MORENO, H.; FIGUEROA, O.; MUÑOZ, J.; TRONCOSO, R. & STERN, C. 2007. Andean magmatism.

- In The Geology of Chile (Teresa Moreno & Wes Gibbons, Editors). *The Geological Society*:116-146. Londres.
- PARADA, F. 2013. Geoquímica de las rocas ígneas del Carbonífero-Triásico de la alta cordillera, Región de Atacama, Chile. Memoria de Título. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Santiago.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. & TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, vol. **25**, N° 4: 956-983.
- PEARCE, J. A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration (Wyman, D. A.; Editor). *Geological Association of Canada*, Short Course Notes, 1996, vol. **12**: 79-113.
- PETRO, W. L.; VOGEL, T. A. & WILBAND, J. T. 1979. Major-element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries, *Chemical Geology*, vol. **26**, issues 3-4: 217-235.
- PICHOWIACK, S. 1994. Early Jurassic to Early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of north Chile. *Tectonics of the Southern Central Andes*: 203-217.
- PIRACÉS, R. 1976. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la Cuesta El Melón y Limache, Provincia de Valparaíso, Chile. I Congreso Geológico Chileno, Actas, vol. **1**: A65-A82.
- PIRACÉS, R. 1977. Geología de la Cordillera de la Costa entre Catapilco y Limache, Región de Aconcagua [Tesis]. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago.
- POMA, S.; ZAPPETTINI, E. O.; QUENARDELLE, S.; SANTOS, J. O.; KOUKHARSKY, M.; BELOUSOVA, E. & MCNAUGHTON, N. 2014. Geochemistry, U-Pb SHRIMP zircon dating and Hf isotopes of the Gondwanan magmatism in NW Argentina: petrogenesis and geodynamic implications. *Andean Geology*, vol. **41**, N° 2. Santiago.

- PROFETA, L.; DUCEA, M. N.; CHAPMAN, J. B.; PATERSON, S. R.; GONZALES, S. M. H.; KIRSCH, M.; PETRESCU, L. & DECELLES, P. G. 2015. Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs. *Scientific Reports*, vol. **5**.
- RAMOS, V. & KAY, S. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. *Geological Society of America*, Special paper 265: 79-91.
- RAMOS, V. 2000. The southern Central Andes. Tectonic Evolution of South America, 31° International Geological Congress (U.G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomas Filho, D. A. Campos; Editors): 561-604. Río de Janeiro.
- RAMOS, V. & ALEMAN, A. 2000. Tectonic Evolution of the Andes. Tectonic Evolution of South America, 31° International Geological Congress (U.G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomas Filho, D. A. Campos; Editors): 635-685. Río de Janeiro.
- RAMOS, V. A. 2009. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, vol. **45**, N° 1: 2-25.
- REUTTER, K. J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite, *Neues Jahrbuch der Geologie und Paleontologie, Abhandlung*, vol. **146**: 153-178. Berlín.
- ROGERS, G. & HAWKESWORTH, C.J. 1989. A Geochemical traverse across the north Chilean Andes: Evidence for crustal generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. **91**: 271-285.
- ROLLINSON, H. R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. *Longman Group UK Limited*. 352 p.
- ROSSEL, P.; OLIVEROS, V.; DUCEA, M.; CHARRIER, R.; SCAILLET, S.; RETAMAL, L. & FIGUEROA, O. 2013. The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: Evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos*, vol. **179**: 211-230.

- 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*, vol. **41**, N° 3: 529-557.
- SALAZAR, E.; COLOMA, F. & CREIXELL, C. 2013. Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, N° 149, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- SALAZAR, E. & COLOMA, F. 2016. Geología del área Cerros de Cantaritos- Laguna Chica, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 181, 1 mapa escala 1:100.000.
- SEGERSTROM, K. 1959. Cuadrángulo Los Loros, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile N° 1, 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital, escala 1:1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, N° 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- SGS MINERAL SERVICES. 2008. Geochem Analysis. [www.sgs.com/geochem](http://www.sgs.com/geochem).
- SHAND, S. J. 1943. Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites. *New York: John Wiley & Sons*, N° 552.1.
- SPIKINGS, R.; REITSMA, M. J.; BOEKHOUT, F.; MIŠKOVIĆ, A.; ULIANOV, A.; CHIARADIA, M.; GERDES, A. & SCHALTEGGER, U. 2016. Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research*, vol. **35**: 124-143.
- STRAZZERE, L.; GREGORI, D. & BENEDINI, L. 2016. Early Permian arc-related volcanism and sedimentation at the western margin of Gondwana: Insight from the Choiyoi Group lower section. *Geoscience Frontier*, vol. **7**: 1-17.

- STRECKEISEN, A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, vol. **63**, N° 2: 773-786.
- STRECKEISEN, A. 1980. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, vol. **69**, No 1: 194-207.
- TASSARA, A.; & YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15°-47° S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 30, N° 2: 159-186.
- THIELE, R. 1964. Reconocimiento geológico de la alta cordillera del Elqui. Memoria de Título (inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología. Santiago.
- THOMAS, H.; 1958, Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, N° 2. Santiago
- THOMAS, A. 1970. Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 21-22, 2 mapas escala 1:50.000. Santiago.
- VÁSQUEZ, P. & FRANZ, G. 2008. The Triassic Cobquecura Pluton (Central Chile): An example of a fayalite-bearing A-type intrusive massif at a continental margin. *Tectonophysics*, vol. **459**: 66-84.
- VÁSQUEZ, P. & SEPÚLVEDA, F.A. 2013. Cartas Iquique y Pozo Almonte, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 162-163, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago
- VÁSQUEZ, P.; GLODNY, J.; FRANZ, G.; FREI, D. & ROMER, R. 2011. Early Mesozoic plutonism of the Cordillera de la Costa (34°-37°), Chile: Constraints on the onset of the Andean Orogeny. *The Journal of Geology*, vol. **119**: 159-184.

- VENEGAS, C.; CERVETTO, M.; ASTUDILLO, N & ESPINOZA, F. 2013. Carta Sierra Vaquillas Altas, Regiones de Antofagasta y Atacama. Carta Geológica de Chile Serie Geología Básica N° 159. Escala 1:100.000.
- VERGARA, M.; LEVI, B.; NYSTRÖM, J. & CANCINO, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, vol. **101**: 1427-1440.
- VERGARA, M.; LÓPEZ-ESCOBAR, L.; CANCINO, A. & LEVI, B. 1991. The Pichidanguí Formation; some geochemical characteristics and tectonic implications of the Triassic marine volcanism in central Chile (31°55' to 32°20'S). *Geological Society of America*, Special Paper 265: 93-98.
- WELKNER, D.; ARÉVALO, C. & GODOY, E. 2006. Geología de la Carta Freirina-El Morado, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 100, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- WHITE, W. M. 2011. Geochemistry. *John Wiley & Sons, Inc.* 701 p.
- WILLNER, A. P.; THOMSON, S. N.; KRÖNER, A.; WARTHÖ, J. A.; WIJBRANS, J. R.; & HERVE, F. 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°-35°30' S). *Journal of Petrology*, vol. **46**, N° 9: 1.835-1.858.
- WILLNER, A. P., GERDES, A. & MASSONNE, H. J. 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29°-36° S revealed by a u-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*, vol. **253**: 114-129.
- WILSON, M. 1989. Igneous Petrogenesis. *Unwin Hyman*. Londres.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, vol. **20**: 325-343.

- WOOD, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. **50**, N° 1: 11-30.
- ZINDLER, A.; & HART, S. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. **14**, N° 1: 493-571.
- ZAPATA, C. 2017. Petrografía y geoquímica de las rocas volcánicas y volcanocásticas del Triásico Superior-Cretácico Inferior de la Cordillera de la Costa entre las coordenadas 20°35' -21°15' S y 70°10' -69°35' W, Región de Tarapacá, Chile. Memoria de Título, Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra. 84 p. Concepción.

