



**Universidad
Andrés Bello®**

UNIVERSIDAD NACIONAL ANDRÉS BELLO
FACULTAD DE INGENIERÍA

**PETROLOGÍA Y PETROGÉNESIS DEL
VOLCANISMO JURÁSICO EN LOS ANDES DEL
SUR (38-39° S), FORMACIÓN NACIENTES
DEL BIOBÍO. LONQUIMAY, CHILE.**

Tesis para optar al título de Geólogo

Autor:

Pamela Alejandra Maldonado Venegas

Profesor Guía:

Dr. Pablo Rossel Estrada

Concepción, Chile
2017

RESUMEN

En los Andes Centrales del Sur, a la altura de los 38-39° S, afloran las rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias que constituyen la Formación Nacientes del Biobío. Esta unidad se habría depositado durante gran parte del Jurásico, desde el Pliensbachiano tardío hasta el Oxfordiano, y probablemente el Kimmeridgiano temprano; registrando una fracción importante de la evolución de los Andes más tempranos en dichas latitudes.

Los resultados geoquímicos revelan firmas propias de arcos calco-alcálicos para las muestras analizadas, relacionados a márgenes de subducción. En general, poseen valores enriquecidos en elementos LILE con respecto a los HFSE, anomalías negativas de Nb y Ti, y positivas de Pb. Las relaciones entre las tierras raras muestran un origen común, con procesos de diferenciación asociados a cristalización fraccionada y probable asimilación de la roca encajante. Las principales fases fraccionadas de los magmas corresponderían a anfíbol y, en menor medida, a clinopiroxeno. El empobrecimiento en Ti en las rocas del Jurásico Inferior permiten agregar como fase fraccionada a los óxidos de Fe-Ti, sumándose hacia el Jurásico Superior el fraccionamiento de plagioclasa, con valores reducidos en Sr y Eu.

Los patrones planos en las HREE, además de las bajas razones de Sr/Y y La_N/Yb_N en las rocas jurásicas sugieren que estas se habrían generado bajo una corteza delgada (~35 km). Por otro lado, estas mismas razones en rocas volcánicas del Complejo Vizcacha-Cumilao dan cuenta de un engrosamiento cortical hacia el Cretácico (~50 km).

Las muestras de este estudio presentan semejanzas petrográficas y geoquímicas con rocas del arco Jurásico del centro y norte de Chile, lo que podría estar relacionado con una fuente y evolución magmática similar a lo largo del arco volcánico Jurásico; confirmando la hipótesis de un arco altamente homogéneo en todo el margen occidental de Gondwana.



*A Yiyo,
y a todos quienes alguna vez soñaron
con ver las montañas y desentrañar
sus insondables secretos...*

AGRADECIMIENTOS

“Que la paz de Cristo reine en sus corazones (...) y sean agradecidos.” Colosenses 3:15

Por lo tanto, agradezco primeramente a mi profesor guía, Dr. Pablo Rossel, por invitarme a desarrollar esta memoria, enmarcada en el Proyecto Regular UNAB DI-1278-16/R. Sin duda, ambos aprendimos durante este proceso. Menciono a los directores de las carreras de Geología e Ingeniería Civil, por los recursos facilitados; a los profesores Patricio y Delia, como también a los encargados de laboratorio, Jonathan, Katherine y Rodrigo, por su constante disposición y ayuda.

De manera muy especial, a mis padres, Aurelio y Ruth; por su incansable preocupación y cuidado, tanto en lo importante como en lo pequeño, en la cercanía y en la distancia. Si algo he podido lograr, si a algo puedo aspirar, si puedo soñar, es gracias a su ejemplo, provisión y cariño. Que este trabajo, y lo que viene, les honre.

A mis hermanas, Belén y Tania; verdaderas compañeras de vida. A ellas mi más profundo reconocimiento a su paciencia y compañía en los momentos buenos y complicados, como también mi declaración pública de sincero amor.

A la familia encontrada en el Grupo Bíblico Universitario; a cada GBUísta que ha sido parte de este caminar por la Universidad, y muy especialmente a GBU Conce y Chillán. ¡Cuánto me han enseñado, desafiado, amado y hecho amar! ¡Que la Misión en la Universidad no cese, sino que siga transformando vidas, como lo hizo en mí!

A mis compañeros de batallas, Jona, Gonza, Kathy y Owen. La tesis la comencé con ustedes, y así la termino. Este tiempo trabajando juntos ha sido un constante aprendizaje; recordaré nuestras aventuras toda mi vida. A Javier, mi *partner*; por tu presencia en los terrenos de mi memoria, por tu compañerismo desinteresado y leal. A mi querida familia Céspedes; pues si pude continuar hasta aquí fue por ustedes. A mis Marillán, a quienes corrieron por mí, a los amigos sinceros ¡GRACIAS!

Y ¡cómo no! Agradecer a Aquél que es dueño de la Ciencia, de la Tierra, del Universo y de mi vida. Gracias a Él por “poner Sus sueños en el corazón”.

TABLA DE CONTENIDOS

RESUMEN.....	i
AGRADECIMIENTOS	iii
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE TABLAS	x
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO.....	1
1.2. OBJETIVOS DEL TRABAJO.....	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS A LA ZONA DE ESTUDIO.....	3
1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO	3
1.4.1. Trabajo de pre-terreno.....	3
1.4.2. Trabajo de terreno	4
1.4.3. Trabajo de gabinete	5
1.4.4. Trabajo de laboratorio.....	5
2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DE LA ZONA DE ESTUDIO	11
2.1. MARCO GEOTECTÓNICO	11
2.2. MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	13
2.2.1. Introducción	13
2.2.2. Rocas pre-jurásicas.....	15
2.2.3. Rocas jurásicas.....	15
2.2.4. Rocas cretácicas-terciarias	18
3. ESTRATIGRAFÍA DEL MIEMBRO LONQUIMAY, FORMACIÓN NACIENTES DEL BIOBÍO.....	19

3.1.	INTRODUCCIÓN	19
3.2.	DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS Y RELACIONES DE CONTACTO.....	19
3.3.	ASOCIACIONES DE FACIES	22
3.3.1.	A: Asociación de lutitas negras y margas arenosas.....	22
3.3.2.	B: Asociación de calizas bioclásticas	23
3.3.3.	C: Asociación volcánica-piroclástica	25
4.	PETROGRAFÍA Y CLASIFICACIÓN.....	27
4.1.	INTRODUCCIÓN	27
4.2.	FORMACIÓN NACIENTES DEL BIOBÍO	27
4.2.1.	Miembro Icalma	27
4.2.2.	Miembro Lonquimay.....	28
4.3.	GRUPO PLUTÓNICO GALLETUÉ.....	33
4.4.	COMPLEJO VIZCACHA-CUMILAO.....	34
5.	CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA.....	36
5.1.	CLASIFICACIÓN.....	36
5.2.	DIAGRAMAS DE VARIACIÓN.....	38
5.2.1.	Tierras Raras	39
5.2.2.	Diagramas multielemento.....	41
5.2.3.	Diagramas de discriminación tectónica.....	43
6.	DISCUSIONES.....	45
6.1.	ANÁLISIS DE FACIES DEL MIEMBRO LONQUIMAY, FORMACIÓN NACIENTES DEL BIOBÍO	45
6.1.1.	Asociación de facies A: depósitos de cuenca, ambiente marino profundo.....	46
6.1.2.	Asociación de facies B: <i>shoreface</i> , plataforma carbonatada.....	46

6.1.3. Asociación de facies C: volcánica-piroclástica.....	47
6.2. CONSIDERACIONES SOBRE LA FUENTE Y EVOLUCIÓN DE LOS MAGMAS	49
6.3. MODELACIÓN CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA CON ASIMILACIÓN PARA LAS ROCAS JURÁSICAS.....	52
6.4. SIMILITUDES PETROGENÉTICAS CON EL VOLCANISMO DE ARCO DEL CENTRO Y NORTE DE CHILE.....	55
6.4.1. Tierras Raras	56
6.4.2. Diagramas multielemento.....	58
6.5. SÍNTESIS: EVOLUCIÓN DEL MARGEN ANDINO JURÁSICO, A LA ALTURA DE LOS 38° S	60
7. CONCLUSIONES.....	63
BIBLIOGRAFÍA	65
ANEXO 1. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIÓN DELGADA.....	73
ANEXO 2. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA, MIEMBRO LONQUIMAY.....	99

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación geográfica de la zona de estudio y de las muestras recolectadas en las campañas de terreno	5
Figura 2. Trituradora de mandíbula y Pulverizador	6
Figura 3. Mapa geológico generalizado de la zona de estudio, escala 1:500.000.....	14
Figura 4. Afloramientos de la Formación Nacientes del Biobío en la zona de estudio, diferenciándose en sus tres Miembros: Icalma, Lolén-Pacunto y Lonquimay.....	17
Figura 5. Columna generalizada del Miembro Lonquimay	20
Figura 6. Base Miembro Lonquimay. a) Intercalación lutitas-margas arenosas, al sur de la Laguna Jara. b) <i>Ammonites sp.</i> en lutitas negras	21
Figura 7. Afloramientos Miembro Lonquimay. a) Secuencia de calizas; b) Conglomerado basal en contacto erosivo sobre la secuencia de lutitas negras; c) Afloramiento de la componente volcánica del Miembro Lonquimay.....	22
Figura 8. Asociación de Facies A del Miembro Lonquimay	23
Figura 9. Asociación de Facies B del Miembro Lonquimay	24
Figura 10. Asociación de Facies C del Miembro Lonquimay	25
Figura 11. Sub-facies ignimbrita. a) Ignimbrita soldada de lapilli; b) <i>Fiammes</i>	26
Figura 12. Subfacies co-ignimbrita de ceniza y brechas líticas masivas. a) Ignimbrita no-soldada, con laminación paralela; b) Contacto difuso entre subfacies ignimbrita y b co-ignimbrita; c) Brechas volcanoclásticas.....	26
Figura 13. Secciones transparentes del Miembro Icalma. a) Muestra PA-2: Basalto; b) Muestra MIII1-06: Andesita de piroxeno.	28

Figura 14. Asociación de lutitas negras y margas arenosas, Miembro Lonquimay.....	30
Figura 15. Asociación de calizas bioclásticas.....	30
Figura 16. Secciones transparentes de rocas volcánicas, Miembro Lonquimay. a) Muestra MIII1-02: Dacita; b) Muestra MII2-01: Andesita de anfíbol.	31
Figura 17. Secciones transparentes, rocas piroclásticas, Miembro Lonquimay. a) Muestra MII2-07: Toba cristalovítrea; b) Muestra MII2-04: Toba de lapilli	32
Figura 18. Grupo Plutónico Galletué. a) Sección transparente de microdiorita de hornblenda, muestra MIII1-03; b) Dique tonalítico; c) Detalle del dique tonalítico leucocrático y de la roca encajante.	34
Figura 19. Complejo Vizcacha-Cumilao a) Afloramiento de brechas volcánicas; b) Sección transparente de una andesita de olivino, muestra MIII1-08.....	35
Figura 20: Diagrama de clasificación Nb/Y versus Zr/Ti para rocas volcánicas alteradas.....	38
Figura 21. Diagrama de concentración de REE normalizado al Condrito	39
Figura 22. Diagrama Dy/Dy* versus Dy/Yb, valores normalizados al Condrito.	40
Figura 23. Diagrama REE v/s Yb. Valores normalizados al Condrito	41
Figura 24. Diagrama spider normalizado al N-MORB.....	42
Figura 25. Diagrama spider normalizado al Manto Primitivo	43
Figura 26. Diagramas de discriminación tectónica. a) Diagrama Y versus Zr; b) Diagrama Th/Yb versus Nb/Yb; c) Diagrama Th/La versus Sm/La; d) Diagrama de discriminación tectónica para rocas volcánicas básicas-intermedias	44
Figura 27. Esquema sobre la génesis de los depósitos piroclásticos de la Facies C del Miembro Lonquimay	48

Figura 28. Diagramas de dispersión en relación a la profundidad del Moho. a) Diagrama Sr/Y v/s Y; b) Diagrama $(La/Yb)_N$ v/s Yb, valores normalizados al Condrito	51
Figura 29. Diagrama Dy/Dy* versus Dy/Yb, eje horizontal Dy/Yb extendido con el fin de mostrar campos del MORB y OIB	52
Figura 30. Modelo de AFC (cristalización fraccionada con asimilación) con fraccionamiento de granate (6%) para las rocas del Jurásico Inferior. Valores normalizados al Condrito	54
Figura 31. Modelación de cristalización fraccionada con asimilación (AFC), valores normalizados al Condrito. a) Modelo sin fraccionamiento de granate para las rocas del Jurásico Inferior; b) Modelo de AFC para las rocas del Jurásico Superior.....	55
Figura 32. a) Distribución de las unidades jurásicas y cretácicas del centro-norte de Chile; b)-h) Diagrama de REE, valores normalizados al Condrito	57
Figura 33. Diagramas spider, valores normalizados al N-MORB.....	59
Figura 34. Diagramas de dispersión, en relación a la profundidad del Moho. a) Diagrama Sr/Y v/s Y; b) Diagrama $(La/Yb)_N$ v/s Yb.....	60
Figura 35. Evolución tectónica del margen andino a los 38° S.....	62

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Factores de dilución (FD) seleccionados para cada grupo de elementos, volúmenes de muestra digerida y HNO ₃ 1% involucrados en el análisis ICP-MS.....	10
Tabla 2: Resumen de muestras ígneas de la Formación Nacientes del Biobío.....	32
Tabla 3: Resumen de muestras del Grupo Plutónico Galletué.....	33
Tabla 4: Resumen de muestras del Complejo Vizcacha-Cumilao.	35
Tabla 5: Concentraciones de óxidos mayores en wt%. Valores obtenidos de la Formación Nacientes del Biobío y del Complejo Vizcacha-Cumilao	36
Tabla 6: Concentraciones de elementos traza y tierras raras, en ppm. Valores obtenidos de la Formación Nacientes del Biobío y del Complejo Vizcacha-Cumilao....	37
Tabla 7: Resumen de asociaciones de facies del Miembro Lonquimay.....	45

1. INTRODUCCIÓN

1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

El régimen tectónico extensional y transtensional que primó durante el Jurásico y Cretácico Inferior, debido a la subducción oblicua de la placa de Phoenix (Charrier *et al.*, 2007; Jaillard *et al.*, 1990; Scheuber y González, 1999), dio lugar a un intenso magmatismo en el arco, lo que derivó en la acumulación de potentes secuencias volcánicas de hasta 7000 m de espesor en el norte de Chile (Buchelt y Tellez, 1988; Muñoz *et al.*, 1988). Este magmatismo, de composición intermedia, se caracteriza por presentar una signatura calcoalcalina con escasos índices de contaminación cortical, el cual provendría de un manto astenosférico deprimido, e hidratado por los fluidos procedentes de la placa subductada (Kramer *et al.*, 2005; Lucassen, 2006; Parada *et al.*, 2007).

La evolución paleogeográfica jurásica al sur de los 33° se halla caracterizada por una serie de solevantamientos y hundimientos tectónicos, cubriendo antiguos depocentros (Nasi *et al.*, 1982). Durante este periodo, se desarrolló un volcanismo intermitente, de carácter andesítico, a la par que los materiales volcánicos y sedimentarios se iban depositando al este del arco magmático, representando facies de “intra-arco” (ej. Formación Horqueta; Nasi *et al.*, 1982).

Son escasas las investigaciones que han tenido lugar en afloramientos relacionados con el arco Jurásico en el centro-sur de Chile. De la Cruz y Suárez (1997) estudiaron la estratigrafía y sedimentología de algunas unidades volcano-sedimentarias a la altura de los 38-39° S, incorporando documentación paleontológica de autores anteriores (Chotin, 1975; Covacevich, *in* De la Cruz y Suárez, 1997; y De la Cruz, 1989). Sin embargo, estudios petrogenéticos son inexistentes en dichas latitudes.

En el sector de Lonquimay (38° S), frontera entre Chile y Argentina, afloran los depósitos más occidentales de la Cuenca de Neuquén, encontrándose en contacto por falla con unidades volcano-sedimentarias del Eoceno y Mioceno (De la Cruz y Suárez,

1997). Estos afloramientos han sido agrupados en una unidad mayor: la Formación Nacientes del Biobío, constituida por una amplia variedad litológica, que incluye rocas volcánicas subaéreas y submarinas, secuencias piroclásticas, y sedimentos de origen marino profundo, someros y continentales.

Los depósitos de la Formación Nacientes del Biobío representarían una localidad altamente valiosa para el entendimiento de la evolución tectonomagmática de los Andes tempranos pues: (i) corresponde a una de las localidades más australes del sistema magmático del Jurásico-Cretácico Inferior, y (ii) comprende depósitos volcánicos que se extienden desde el Pleinsbachiano superior-Toarciano inferior hasta el Kimmeridgiano temprano (Suárez y Emparan, 1997; De la Cruz y Suárez, 1997), los que probablemente registran la evolución del magmatismo del arco desde los estados iniciales hasta condiciones más maduras.

Es así como el presente trabajo aporta nuevos antecedentes en el estudio petrográfico y geoquímico de la Formación Nacientes del Biobío; caracterizando de manera preliminar los Miembros inferior y superior de la Formación, con el fin de interpretar las variaciones geoquímicas de las rocas volcánicas que la componen, y definir así las condiciones petrogenéticas que tuvieron lugar en las latitudes más australes del arco magmático Jurásico. Todo lo anterior con el fin de contribuir al conocimiento en cuanto al origen, características y evolución del magmatismo del arco Jurásico a lo largo del margen occidental de Gondwana.

1.2. OBJETIVOS DEL TRABAJO

1.2.1. Objetivo general

Comprender la naturaleza del volcanismo Jurásico, entre los 38-39° S, en las rocas que constituyen la Formación Nacientes del Biobío; caracterizando petrográficamente y petrogenéticamente sus unidades, y analizando sus implicancias para el entendimiento de los Andes tempranos.

1.2.2. Objetivos específicos

- i. Caracterizar petrográfica y geoquímicamente el volcanismo de la Formación Nacientes del Biobío, con el fin de establecer condiciones petrogenéticas.
- ii. Analizar la componente sedimentaria del Miembro superior de la Formación Nacientes del Biobío, con el propósito de contextualizar los diferentes eventos volcánicos reconocidos en la unidad.
- iii. Relacionar la génesis de las unidades ígneas descritas en la Formación Nacientes del Biobío con eventos magmáticos similares documentados en el norte de Chile.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS A LA ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la Región de La Araucanía, específicamente en las localidades de Lonquimay e Icalma, entre los 38°14'-38°59' S; próximo al límite fronterizo entre Chile y Argentina (Figura 1).

Para acceder a la zona estudiada, es necesario aproximarse desde Concepción a la ciudad de Victoria, a través de la Ruta Panamericana Sur (pavimentada). Desde ahí, proseguir 107 km aprox. hacia el este por la carretera 181 de Curacautín (pavimentada), hasta el poblado de Lonquimay.

A Icalma se ingresa desde Lonquimay, avanzando 35 km por la carretera 181 hacia el este y sureste. Proseguir en la bifurcación R-95-S, hacia el suroeste, avanzando 30 km hasta el pueblo de Icalma.

1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.4.1. Trabajo de pre-terreno

La etapa inicial de la investigación comienza con un estudio detallado del material bibliográfico y cartográfico existente. Para este efecto se consultaron los trabajos de De la Cruz y Suárez (1997), Vicente (2005 y 2006), Creixell (2007),

Mpodozis y Ramos (2008) y Naipauer *et al.* (2012) principalmente; con el fin de contextualizar las rocas de la zona a visitar dentro de un marco geotectónico apropiado. Por otro lado, los trabajos de De la Cruz y Suárez (1997) y Suárez y Emparan (1997) aportaron ubicaciones y zonas de acceso para afloramientos de los distintos miembros de la Formación Nacientes del Biobío.

Mediante imágenes satelitales obtenidas de *GoogleEarth* se definieron los afloramientos a abordar en la posterior etapa de terreno, evaluándose las principales vías de acceso a la zona de estudio y a cada uno de los afloramientos.

1.4.2. Trabajo de terreno

Se llevaron a cabo tres campañas de terreno, entre Diciembre del 2015 y Marzo del 2016, totalizando ocho días de terreno efectivo. El desarrollo de las campañas permitió abarcar las localidades de Lonquimay, Icalma y Melipeuco. El reconocimiento de la zona y búsqueda de los afloramientos correspondientes a la Formación en sí se realizó durante la primera campaña, en la que fue posible extraer algunas muestras del Miembro Icalma. En la segunda campaña, efectuada en las cercanías de Lonquimay, se recolectaron muestras del Miembro homónimo, tanto de su componente sedimentaria como volcánica. La tercera y última campaña recorrió el camino que une Icalma con Melipeuco, obteniendo muestras del Miembro Icalma, del Complejo Plutónico Galletué y de rocas volcánicas cretácicas (Figura 1).

De las campañas de terreno se recolectó un total de 37 muestras de roca. Además, en esta etapa se procedió a la construcción de columnas estratigráficas, específicamente en el Miembro Lonquimay.

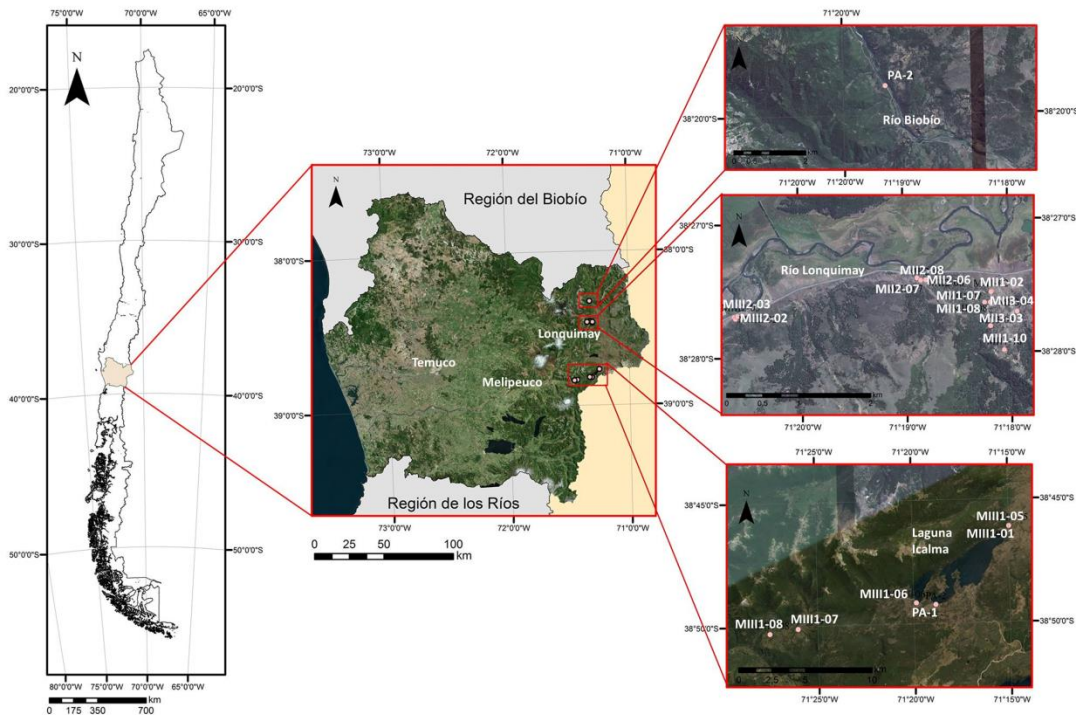


Figura 1. Ubicación geográfica de la zona de estudio y las muestras recolectadas en las campañas de terreno.

1.4.3. Trabajo de gabinete

Una vez concluido el trabajo en terreno, se procedió a la elaboración de una base de datos inicial, organizando en tablas *Excel* la información recabada en cada campaña: ubicación de las muestras, descripción de afloramientos, código de fotografías por afloramiento.

Además, se procedió a la digitalización de las columnas estratigráficas confeccionadas en terreno, y a la elaboración de mapas de ubicación de los afloramientos y muestras.

1.4.4. Trabajo de laboratorio

Se describen macroscópicamente las 37 muestras de roca obtenidas en las campañas de terreno, con el apoyo de lupas binoculares *Zeiss* (Stemi DRC), con aumento de 2X y 4X, pertenecientes al Laboratorio de Sedimentología y Paleontología de la Universidad Andrés Bello, sede Concepción. 12 muestras se seleccionaron para

confección de cortes transparentes, los que fueron descritos con microscopios *Nikon Eclipse LV100 Polarizing*, en el Laboratorio de Microscopía de la Universidad Andrés Bello, sede Concepción.

Se destinaron seis muestras volcánicas (PA-2, MIII1-06, MII2-02, MIII2-02, MIII1-07, MIII1-08) y una piroclástica¹ (MIII2-03), para análisis geoquímicos de elementos mayores, trazas y tierras raras, mediante *ICP-MS* (Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente). La selección de estas muestras se vio limitada por el estado de alteración de la gran mayoría de las rocas recolectadas.

La primera fase de preparación de las muestras para los análisis geoquímicos se llevó a cabo en los laboratorios de Chancado y Pulverizado, ambos de la carrera de Ingeniería Civil en Minas de la Universidad Andrés Bello, sede Concepción; realizando chancado grueso en trituradora de mandíbula (Figura 2 a), cuarteado manual y pulverizado (Figura 2 b). La segunda etapa se ejecutó en el Laboratorio de Geoquímica de la Universidad Andrés Bello, sede Concepción, donde se procedió a la molienda fina y al tamizaje de la muestra.



Figura 2. Equipos utilizados para la primera etapa de preparación de las muestras, pertenecientes a la Universidad Andrés Bello. Imágenes de catálogo, Ingeniería y Construcciones Salas Hermanos Ltda. **a)** Trituradora de mandíbula, laboratorio de chancado. **b)** Pulverizador, laboratorio de pulverizado.

¹ De la muestra piroclástica sólo se analizaron los litoclastos volcánicos de composición andesítica; separados manualmente de la matriz.

1.4.4.1. Método ICP-MS

i. Generalidades

La técnica de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) combina dos métodos analíticos: (1) generación de iones, bajo la acción de un plasma de argón acoplado inductivamente; y (2) separación y detección de los iones generados, por medio de un espectrómetro de masas cuadrupolar (Thomas, 2004).

Las ventajas principales de este método radican en su alta precisión y bajos límites de detección, permitiendo analizar la mayor parte de los elementos e isótopos presentes en la tabla periódica de manera simultánea y veloz.

Los componentes a ionizar mediante el plasma de argón deben ser tratados previamente en un proceso denominado “digestión”, cuyo objetivo reside en romper los enlaces entre los átomos, mediante reactivos combinados de manera apropiada, causando la disolución total de la muestra. La técnica de digestión *por microondas* permite aumentar la velocidad de reacción de los ácidos empleados para diluir la muestra, acelerando el proceso de digestión; proporcionando una solución líquida y translúcida, apta para el análisis químico en el ICP-MS.

A continuación se detalla el protocolo interno de trabajo para la digestión total de muestras sólidas, llevado a cabo en el Laboratorio de Análisis Elemental (LAE) de la Universidad Andrés Bello, sede Concepción, bajo la supervisión del Químico Analista Rodrigo Vidal Domínguez.

ii. Preparación de la muestra

Para comenzar el proceso de disolución de las muestras, es necesario que los componentes de cada una de ellas no posean un tamaño de partícula por sobre las 200 micras. En consecuencia, cada muestra (previamente pulverizada) es triturada en un mortero de alúmina, y luego cernida en un tamiz de malla de nylon de 200 μm . La

molienda fina obtenida para cada muestra es almacenada con su respectivo código en envases plásticos individuales.

A continuación, se masan en una balanza analítica 50 mg de cada muestra, registrando el valor. La muestra pesada se vierte en una *bomba de digestión ácida*², la que es situada en una gradilla³ de plástico, anotando su posición.

La preparación y disolución de las muestras sólidas se realiza en base a tres reactivos: HF 40%, HNO₃ 65% y HCl 32%. Debido a que problemas de contaminación pueden alterar los resultados obtenidos en este tipo de análisis, el material utilizado para efectuar la digestión de la muestra (vasos o bombas de digestión, micropipetas de 1-10 ml y de 100 a 1000 µL, pissetas y matraces aforados de 50 ml) se encuentra y trabaja en altas condiciones de pureza.

iii. Procedimiento de disolución de la muestra

Los vasos de digestión con muestra en su interior son transportados a la campana extractora de gases del laboratorio. Se agregan 2 a 3 gotas de agua ultrapura a cada vaso, 3 ml de HNO₃(c) y 2 ml de HCl(c), dejando reposar algunos minutos. Luego, se añaden 0,5 ml de HF(c), cerrando los vasos y trasladándolos al *rotor del digestor*. Se da inicio al programa correspondiente en el equipo.

Una vez terminado el proceso, las bombas de digestión se dejan enfriar, volviendo a ubicarlas en su posición inicial en la gradilla.

iv. Proceso de evaporación

Se prepara el digestor para la siguiente fase de evaporación. Se acomodan los vasos de digestión en el rotor del equipo, dando inicio al programa correspondiente.

² Recipiente especializado para la disolución y digestión de muestras en ácidos fuertes; los que pueden ser sometidos a temperaturas y presiones elevadas, con contención y recuperación completa de la muestra.

³ Utensilio de laboratorio utilizado para dar soporte a los tubos de ensayos o tubos de muestras.

Terminado el proceso de evaporación, los tubos se dejan enfriar. Las muestras son distribuidas en la gradilla, manteniendo idéntico orden inicial.

v. Proceso de redisolución

Se agrega 1 ml de $\text{HNO}_3(\text{c})$ y 4 ml de agua ultrapura a cada una de las muestras. Las bombas de digestión vuelven a cerrarse, situándolas según su posición anterior en el rotor del digestor. Se da inicio al programa correspondiente para redisolución de la muestra.

Una vez terminado el método y enfriados los tubos, las bombas de digestión son devueltas a su respectiva posición en la gradilla.

La muestra obtenida tras el proceso de digestión, líquida y traslúcida, se vierte desde el vaso de digestión a un matraz aforado plástico de 50 ml, cuidando en lavar las paredes y tapa de cada bomba con ayuda de una piseta y agua ultrapura. Para finalizar, se afora el matraz y guarda la solución con su respectivo código en envases individuales, almacenándolos en frío.

vi. Análisis multielemental

Para comenzar la lectura multielemental en el ICP-MS, cada muestra digerida es retirada de la cadena de frío, agitada y, parte de ella vertida en tubos plásticos de 5 ml, hasta llenar $\frac{3}{4}$ de los mismos. Los tubos son etiquetados con el código de la muestra que contienen, sellados y ubicados en una gradilla. Luego, son centrifugados a 4000 r.p.m. en el equipo correspondiente.

Por otro lado, en un matraz de aforo de 500 ml se vierten 7,69 ml de HNO_3 al 1%. Este se afora con agua ultrapura y agita.

De acuerdo a la concentración de los elementos a analizar en el ICP-MS, se escogen distintos Factores de Dilución (FD); de este modo, los distintos elementos pueden ser cuantificados de manera óptima en el espectrómetro de masas. Estos factores se calculan, distinguiendo entre los dos grandes grupos elementales: a) mayores, y b) menores y trazas.

Se dispone de una nueva gradilla con tubos plásticos de 5 ml, limpios. Cada tubo plástico se tara en la balanza analítica, tras lo cual les es vertido un volumen específico de muestra digerida, según el Factor de Dilución estimado para el análisis (Tabla 1), completando 4 ml con la solución elaborada a partir de HNO₃ al 1% y agua ultrapura, almacenada anteriormente en el matraz aforado. Tras este procedimiento, cada tubo es pesado, sellado y etiquetado con su código respectivo.

En el caso de los elementos mayores, se elabora una dilución “madre” (FD=100), desde la que se extrae la siguiente dilución (FD=500). A este tipo de procedimiento se les denomina “diluciones seriadas”. Para los elementos menores y trazas se utiliza una dilución (FD=10) o “lectura directa” (muestra sin diluir).

Tabla 1: Se detallan los factores de dilución (FD) seleccionados para cada grupo de elementos, como también el volumen de muestra digerida y HNO₃ 1% involucrado en el análisis.

	FD	Muestra (ml)	HNO ₃ 1% (ml)
Elementos mayores	100	0,04	3,96
	500	0,8	3,2
Elementos menores y trazas	10	0,4	3,6
	Lectura Directa	4	-

2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.1. MARCO GEOTECTÓNICO

La evolución mesozoica del margen occidental de Gondwana inicia en los primeros estadios de la fragmentación de Pangea, desencadenada tras un episodio de crecimiento oceánico, relacionado con la apertura del Mar de Weddell y el Atlántico Sur (Sebai *et al.*, 1991),

Este episodio dio lugar a una etapa de extensión y rifting a escala continental, cuyo máximo tuvo lugar a fines del Triásico en el centro y norte de Argentina y Chile (Franzese y Spalletti, 2001; Ernesto *et al.*, 2002). En los depocentros formados se acumularon facies sedimentarias de *synrift* desde el Triásico tardío; sedimentación que culmina en el Jurásico temprano con la depositación de facies en un período de subsidencia termal (Giambiagi *et al.* 2005).

La actividad de los centros de expansión oceánicos habrían ocasionado, entre el Jurásico temprano a medio, la reactivación de la subducción a lo largo del margen Pacífico, con una marcada componente oblicua en dirección sureste (Dallmeyer *et al.*, 1996; Gana y Tosdal, 1996; Scheuber y González, 1999; Oliveros *et al.*, 2006; Mpodozis y Ramos, 2008). La subducción en el margen andino tuvo lugar bajo un régimen de deformación extensional hasta fines del Cretácico Inferior (Scheuber y González, 1999; Grocott y Taylor, 2002, Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008); característica que ha sido asociado a un retroceso negativo de la trinchera oceánica (*negative trench roll-back*; Ramos, 1999a).

En respuesta, desde el sur del Perú hasta el norte de la Patagonia se desarrolló un arco magmático, de orientación norte-sur, situado en la actual Cordillera de la Costa (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008; Oliveros *et al.*, 2012; Echaurren *et al.*, 2017). Las condiciones tectónicas extensionales y/o transtensionales en el margen habrían favorecido el rápido ascenso, emplazamiento y efusión de magmas

homogéneos poco diferenciados, desde la cuña astenosférica hacia la superficie (Rossel y Oliveros, 2015).

Al este del arco magmático se desarrollaron durante el Jurásico tres cuencas de tras-arco extensionales: Arequipa, Tarapacá y Neuquén (Vicente, 2006). Estas cuencas tuvieron un carácter mayoritariamente marino; sin embargo, afloramientos de rocas sedimentarias continentales y volcánicas entre los 26° y 31° S, como también entre los 33° y 35,5° S, asignadas al Jurásico Tardío-Cretácico, indicarían un evento particular de actividad volcánica en la frontera occidental de la Cuenca neuquina (Mescua, 2011; Rossel *et al.*, 2014).

La Cuenca de Neuquén (32°-40° S), se vio afectada por diversos episodios de transgresión marina, los que progresaron a través de una serie de depocentros extensionales durante un período de subsidencia térmica, el cual se extendió desde el Jurásico medio al Cretácico Inferior (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Howell *et al.*, 2005); a la par que se producía emisión de material volcánico en el arco (Vicente, 2006). En la Cuenca se reconocen cuatro ciclos de sedimentación, desde el Triásico hasta el Barremiano; controlados por variaciones en el nivel del mar, y ordenados en secuencias transgresivas-regresivas que culminan con depósitos evaporíticos y continentales (Vicente, 2005; Mpodozis y Ramos, 2008).

En sus etapas iniciales, el volcanismo reconocido en el dominio de arco en estas latitudes habría tenido lugar bajo condiciones submarinas, para posteriormente, hacia fines del Jurásico, dar paso a un volcanismo mayormente subaéreo (De la Cruz y Suarez, 1997; Kramer *et al.*, 2004).

Hacia fines del Jurásico medio y comienzos del Jurásico tardío, la tectónica del arco en Chile central habría derivado a condiciones más transpresivas (Creixell *et al.*, 2011; Ring *et al.*, 2012), existiendo evidencias de una tectónica compresiva en la parte sur de la Cuenca neuquina en el Jurásico Superior (Naipauer *et al.*, 2012).

La separación progresiva entre Sudamérica y África instaaura un periodo de intensa deformación compresiva en el margen andino, conocido como la Orogenia

Peruana (Charrier *et al.*, 2007). Esta importante fase tectónica marca el fin de la primera etapa del Ciclo Tectónico Andino, en el Cretácico Inferior tardío, cuya culminación se haya caracterizada por el alzamiento y erosión de las unidades pre-existentes, además de la inversión de las cuencas de tras-arco (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Howell *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2007).

2.2. MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.2.1. Introducción

En el sector occidental de la Cordillera de los Andes, en la Provincia de Malleco, afloran las rocas que conforman la Hoja Curacautín (Suárez y Emparan, 1997). Esta incluye el extremo sureste de la Región del Biobío (Alto Biobío), extendiéndose hasta el área nororiental de la Araucanía; específicamente entre los paralelos 38 y 39° S, el meridiano 72° 15' W y el límite con Argentina.

Las unidades que afloran en la zona de estudio han sido definidas y descritas, además, en los trabajos de Chotin, 1975; Niemeyer y Muñoz (1983); Moreno *et al.* (1984); Suárez *et al.* (1986); Emparan *et al.* (1987); Suárez y Emparan (1988); Suárez *et al.* (1988); Suárez y Emparan (1995); De la Cruz y Suárez (1997); y Lohmar (2000).

El Basamento del área lo conforman metasedimentitas foliadas de los Estratos de Huinucal Ivante (Suárez *et al.*, 1986; Emparan *et al.*, 1987), de edad pre-jurásica; sin presentar relaciones de contacto con unidades estratificadas.

En la zona es posible reconocer amplios, aunque aislados, afloramientos Jurásicos volcánicos y volcano-sedimentarios pertenecientes a la Formación Nacientes del Biobío (De la Cruz y Suárez, 1997); intruida por algunos cuerpos ígneos del Grupo Plutónico Galletué del Jurásico Superior (Chotin, 1975; Sandoval, 1977; Suárez *et al.*, 1986); y sobreyacida localmente por rocas volcánicas cretácicas del Complejo Vizcacha-Cumilao (Suárez y Emparan, 1997). Una cobertura volcano-sedimentaria de edad miocena, representada ampliamente por la Formación Cura-Mallín (Niemeyer y Muñoz, 1983), sobreyace las unidades más antiguas.

A continuación, se presenta una síntesis de las unidades geológicas reconocidas en la zona mencionada (Figura 3), con especial énfasis en las rocas ígneas del Jurásico; objeto de estudio en este trabajo. La información se ha obtenido esencialmente de los trabajos de Suárez y Emparan (1997) en la Hoja Curacautín del SERNAGEOMIN y de De la Cruz y Suárez (1997).

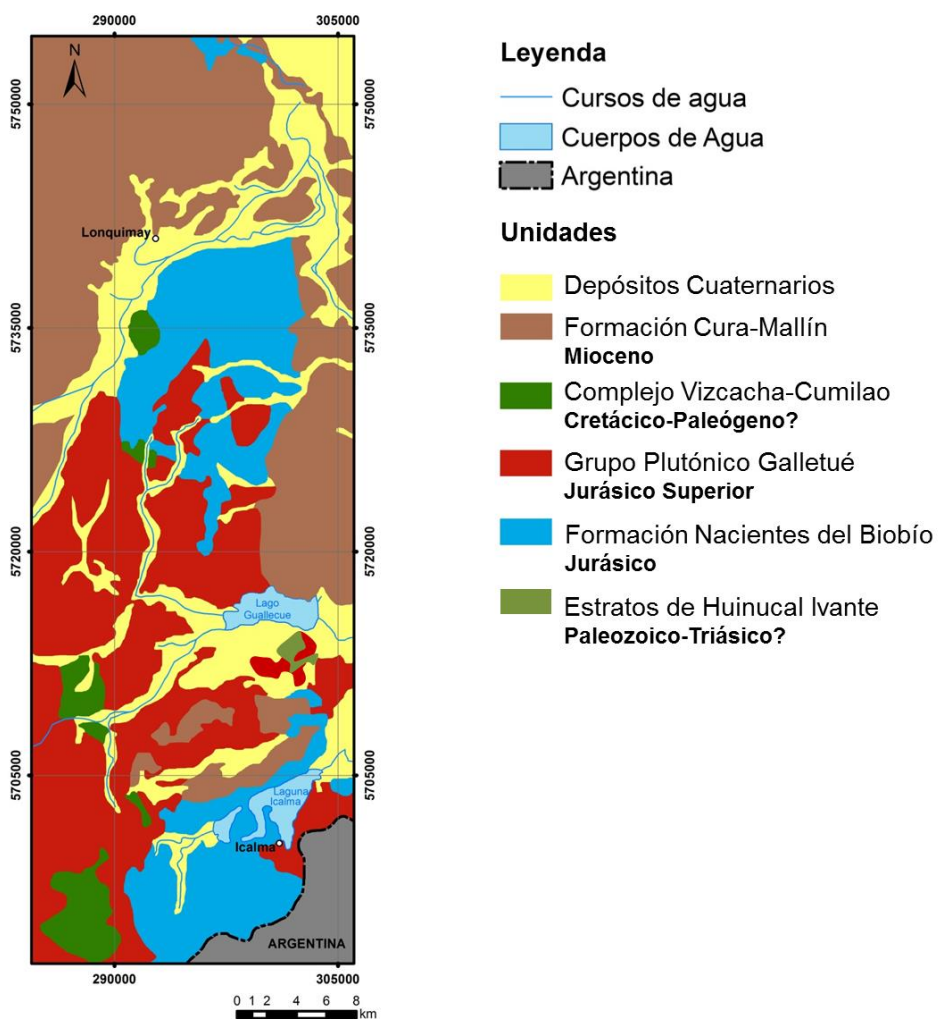


Figura 3. Mapa geológico generalizado de la zona de estudio. Modificado de Emparan *et al.* (1992). Escala 1:500.000.

2.2.2. Rocas pre-jurásicas

2.2.2.1. Estratos de Huinucal Ivante (Paleozoico-Triásico?)

Secuencia de 70 m de espesor designadas anteriormente a los Estratos de Galletué (Suárez *et al.*, 1986; Emparan *et al.*, 1987) y a la Formación Pacunto (ahora correspondiente a la Formación Nacientes del Biobío). Se encuentra conformada por metasedimentitas intensamente foliadas, las que afloran únicamente en la ribera sureste de la Laguna Galletué, como una inclusión de grandes proporciones en las rocas graníticas del Grupo Plutónico Galletué (Suárez y Emparan, 1997).

Constituyen a la secuencia 20 m de pizarras moteadas, identificándose cuarzo detrítico, biotita, muscovita y porfiroblastos de cordierita; a los que les sobreyacen 50 m de metaareniscas foliadas, con neominerales de biotita post-tectónicos. Las rocas tienen evidencia de deformación tectónica, la cual habría generado la foliación penetrativa observada, a la que se le sobreimpone un metamorfismo termal, probablemente asociado al emplazamiento de los cuerpos intrusivos adyacentes del Grupo Plutónico Galletué (Suárez y Emparan, 1997).

Valores de K-Ar en una pizarra moteada arrojaron valores de 83 ± 3 Ma., datación que se interpreta como la edad del metamorfismo térmico que afectó a las metasedimentitas. La ausencia de fósiles y de relaciones de contacto con unidades estratificadas impide precisar su edad. Sin embargo, la foliación pareciese ser anterior a la intrusión de los cuerpos graníticos adyacentes (Suárez y Emparan, 1997).

2.2.3. Rocas jurásicas

2.2.3.1. Formación Nacientes del Biobío (Jurásico)

Nombre utilizado por De la Cruz y Suárez (1997) para designar a las secuencias sedimentarias y volcánicas marinas y continentales jurásicas distribuidas a lo largo de la Cordillera Principal y la Precordillera Oriental. Se halla dividida en tres miembros (Figura 4): Icalma (basaltos submarinos y turbiditas), Lolén-Pacunto (turbiditas volcanoclásticas marinas) y Lonquimay (turbiditas y rocas calcáreas marinas,

sedimentitas volcanoclásticas y volcánicas subaéreas). El desarrollo litológico que caracteriza a la unidad da cuenta de un importante evento marino regresivo en el Jurásico.

La Formación no presenta relaciones de contacto inferior. Subyace con discordancia angular a las rocas volcánicas y sedimentarias continentales del Complejo Vizcacha-Cumilao del Cretácico-Paleógeno y a la Formación Cura-Mallín del Mioceno (Suárez y Emparan, 1997). En el sector de Laguna de Icalma y en la Cordillera de Lonquimay, la unidad se encuentra intruida por granitoides del Grupo Plutónico Galletué (Jurásico Superior-Cretácico Superior) y del Grupo Plutónico Melipeuco del Mioceno (Emparan *et al.*, 1992).

La documentación paleontológica (Ej. *Paltarpites* o *Hapoceras?*, *Atacamiceras*) asigna a la base de la Formación (Miembro Icalma) una edad pliensbachiana superior-toarciana inferior (Covacevich, *in* De la Cruz y Suárez, 1997). Dataciones radiométricas en basaltos por método K-Ar en roca total indican diversas edades mínimas: 118 ± 4 Ma, 67 ± 4 Ma, 89 ± 3 Ma (Suárez y Emparan, 1997).

Para la parte superior de la Formación (Miembro Lonquimay), trabajos de Chotin (1975) y De la Cruz (1989) documentan fauna del Caloviano Inferior en las secuencias de lutitas negras (ej. *Macrocephalites* sp., *Macrocephalites lamellosa*). Según los autores el registro se encontraría retrabajado, y provendría de unidades infrayacentes, por lo que se propone una edad tentativa Caloviano medio-Oxfordiano para la base de este Miembro (De la Cruz y Suárez, 1997).

De la Cruz y Suárez (1997), describen dos discontinuidades estratigráficas importantes dentro de la Formación, tanto en el Miembro Lolén-Pacunto como en el Miembro Lonquimay, correlacionadas con discordancias reconocidas en depósitos más orientales de la Cuenca neuquina. La primera representaría un evento erosivo (descenso del nivel de base) durante el Caloviano, seguido de una transgresión marina, siendo correlacionada por los autores con la discordancia Intracaloviana. La segunda discontinuidad daría cuenta de un evento erosivo posterior, entre el Oxfordiano-Kimmeridgiano, el cual labró profundos canales submarinos en depósitos

carbonatados previos (Miembro Lonquimay) y en el talud de la cuenca (Miembro Lolén-Pacunto). Esta discontinuidad ha sido correlacionada por los autores con la discordancia Intermálmica.

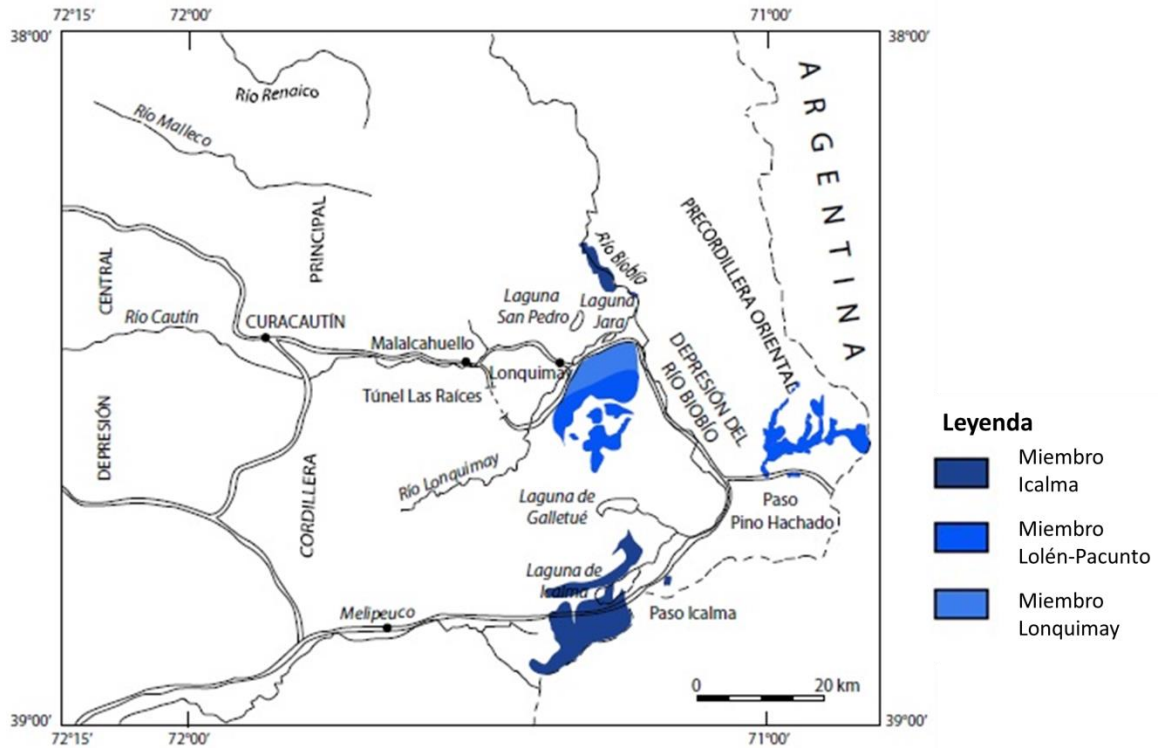


Figura 4. Afloramientos de la Formación Nacientes del Biobío en la zona de estudio, diferenciándose en sus tres Miembros: Icalma, Lolén-Pacunto y Lonquimay. Modificado de Suárez y Emparan (1997).

2.2.3.2. Grupo Plutónico Galletué (Jurásico Superior-Cretácico Superior)

Unidad intrusiva, cuyos afloramientos se distribuyen en continuas franjas de sentido NNO al oeste y sur de la laguna de Galletué. Intruye a la Formación Nacientes del Biobío, cuyas relaciones de contacto se vislumbran en los ríos Paule y Lonquimay. Diques félsicos se reconocen en las cercanías de la Laguna de Icalma.

Se halla constituido por monzogranitos, dioritas cuarcíferas y, predominantemente, tonalitas y granodioritas de biotita y anfíbol.

Medidas radiométricas obtenidas por método K-Ar indican una edad Jurásico Superior (140 ± 5 Ma y 148 ± 8 Ma) hasta Cretácico Superior (108 ± 3 Ma y 73 ± 2 Ma) para este grupo (Suárez y Emparan, 1997).

2.2.4. Rocas cretácicas-terciarias

2.2.4.1. Complejo Vizcacha-Cumilao (Cretácico-Paleógeno?)

Unidad informal, principalmente volcánica. Se encuentra constituida por lavas andesíticas masivas y basálticas subordinadas, rocas piroclásticas con intercalaciones sedimentarias clásticas y cuerpos hipabisales basálticos (Suárez y Emparan, 1997).

No presenta base expuesta. En algunas localidades, infrayace discordantemente a la Formación Cura-Mallín y a lavas basálticas de la Formación Malleco. Granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco, de edad Mioceno medio-superior, la intruyen de manera local.

Dataciones radiométricas K-Ar (Suárez y Emparan, 1997) arrojaron valores entre 73 ± 5 y $13\pm 3,2$ Ma. Sin embargo, solo representarían edades mínimas de alteración, dado el estado de las muestras. Se infiere, por lo tanto, una edad cretácica para las rocas más antiguas de la unidad, pudiendo incluir rocas más jóvenes del Paleógeno.

2.2.4.2. Formación Cura-Mallín (Mioceno Inferior-Superior)

Formación definida por González y Vergara (1962) y redefinida posteriormente por Niemeyer y Muñoz (1983). Se halla constituida por rocas volcánicas andesíticas, dacíticas y riolíticas, además de rocas sedimentarias de origen lacustre y fluvial subordinadas, y diversos cuerpos hipabisales. Se subdivide en dos miembros continentales: Guapitrío, principalmente volcánico; y Río Pedregoso, mayormente sedimentario.

Las rocas de la Formación Cura-Mallín sobreyacen discordantemente, tanto a la Formación Nacientes del Biobío en el sector del Río Lolén, como al Complejo Vizcacha-Cumilao.

Datación por K-Ar en muestras de lavas y tobas de la Formación Cura-Mallín revelan un rango de edad entre $19,9\pm 1,4$ Ma y $10,7\pm 1,1$ Ma, abarcando desde el Mioceno Inferior alto al Mioceno Superior bajo (Suárez y Emparan, 1995).

3. ESTRATIGRAFÍA DEL MIEMBRO LONQUIMAY, FORMACIÓN NACIENTES DEL BIOBÍO

3.1. INTRODUCCIÓN

Estudios estratigráficos en la Formación Nacientes del Biobío han sido realizados anteriormente por De la Cruz (1989) y De la Cruz y Suárez (1997), quienes analizaron las facies sedimentarias de toda la unidad, además de generar correlaciones con unidades jurásicas argentinas. Sin embargo, no existen estudios más actuales que amplíen lo ya señalado por los autores.

El Miembro Lonquimay corresponde al Miembro Superior de la Formación Nacientes del Biobío. Aflora al suroeste de la Laguna Jara y al sur de la Laguna San Pedro (Figura 4), cuyas secuencias alcanzan un espesor mínimo de 330 m. Sobreyace al Miembro Lolén-Pacunto en contacto no visible (De la Cruz y Suárez, 1997).

A continuación, se presenta la descripción de la columna generalizada del Miembro Lonquimay (Figura 5), además de un estudio de las facies sedimentarias y volcano-piroclásticas que lo conforman.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS Y RELACIONES DE CONTACTO

Al oeste y sur de la Laguna Jara (Figura 4) aflora la base de la columna del Miembro Lonquimay, constituida por aproximadamente 30 m de intercalaciones rítmicas entre lutitas negras y margas arenosas, sin límite inferior visible (Figura 6 a).

Las lutitas más basales (Tramo 1) son abundantes en *Ammonites sp.* (Figura 6 b) y se encuentran altamente bioturbadas por *Thalassinoides isp.* Hacia el techo aparecen intercaladas con margas arenosas, niveles conglomerádicos y areniscas granodecrecientes, con laminación paralela y estructuras de *slumps* (Tramos 2 y 3). Los afloramientos se encuentran altamente alterados, y algunos de ellos afectados por meteorización esferoidal.

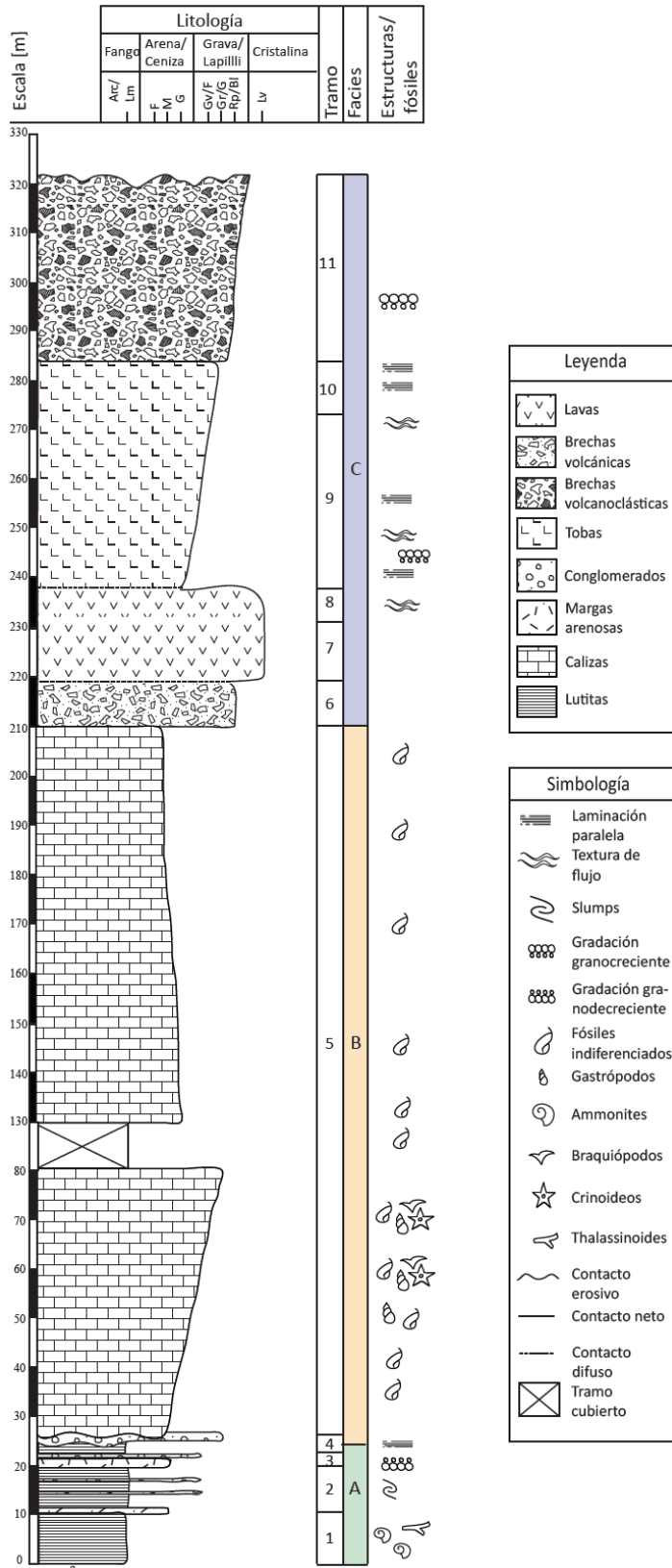


Figura 5. Columna generalizada del Miembro Superior de la Formación Nacientes del Biobío.

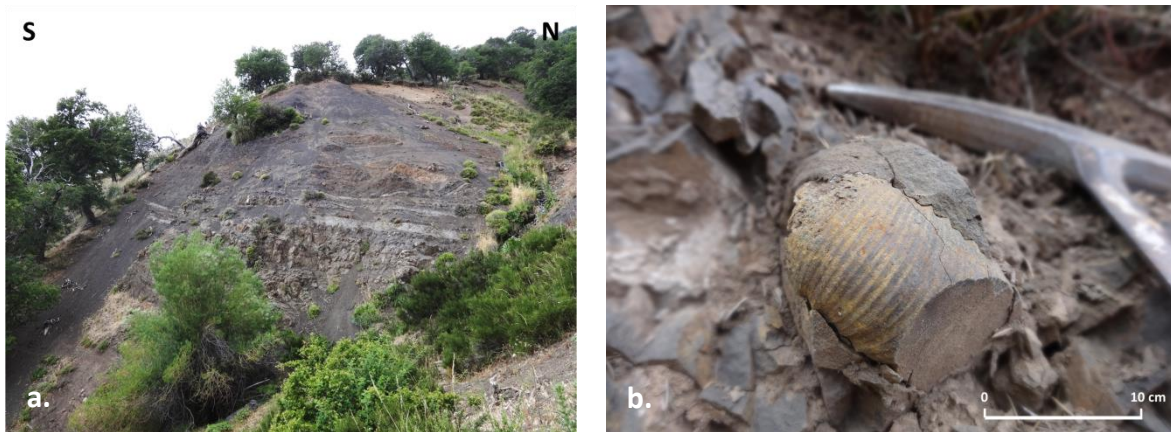


Figura 6. Base Miembro Lonquimay. **a)** Intercalación lutitas-margas arenosas, al sur de la Laguna Jara, Tramos 2 y 3. **b)** *Ammonites sp.* en lutitas negras, Tramo 1.

Hacia el suroeste de la Laguna Jara aflora una potente secuencia de calizas bioclásticas (Tramo 5), cuya potencia alcanza los 180 m de espesor (Figura 7 a). Las rocas marinas sobreyacen concordantemente a un conglomerado polimíctico (Tramo 4), de espesor irregular que bordea el metro de altura, el cual sobreyace en contacto erosivo a los estratos de lutitas negras (Figura 7 b). El conglomerado se encuentra altamente alterado, exhibiendo clastos de gran tamaño (4 a 40 cm), dispuestos caóticamente en una matriz calcárea.

Al este de la Laguna Jara aflora el techo del Miembro Lonquimay, donde alcanza una potencia mínima de 110 m (Figura 7 c). Sobreyace concordante a las secuencias marinas, en contacto cubierto. Las rocas que constituyen el afloramiento son predominantemente volcánicas en su base (Tramos 6 al 8), disponiéndose hacia el techo niveles piroclásticos (Tramos 9 al 11), bien estratificados, en los que se observa laminación paralela, bandeamiento interno por flujo, y gradación normal de sus fragmentos mayores.

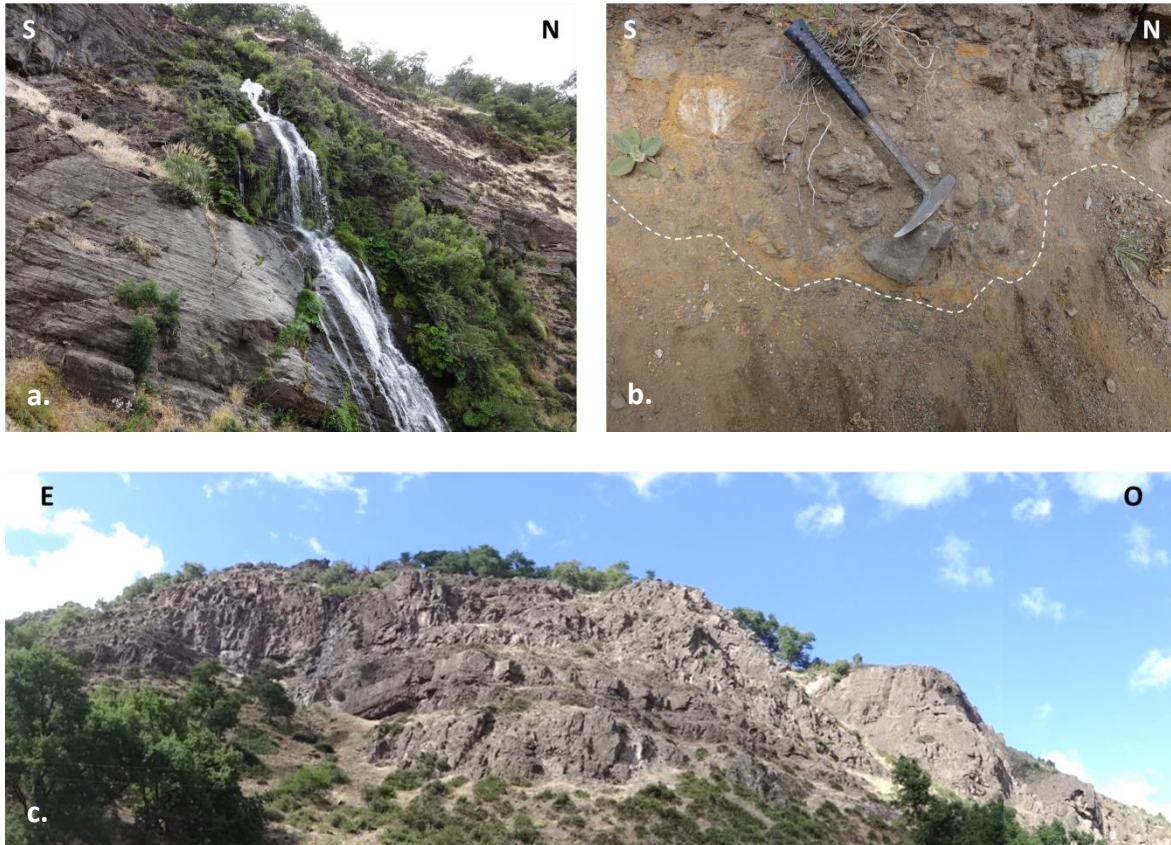


Figura 7. Afloramientos Miembro Lonquimay. **a)** Secuencia de calizas al suroeste de la Laguna Jara, Tramo 5. **b)** Conglomerado basal en contacto erosivo sobre la secuencia de lutitas negras, al suroeste de la Laguna Jara; Tramo 4. **c)** Afloramiento de la componente volcánica del Miembro Lonquimay, al este de la Laguna Jara, Tramos 6 al 11.

3.3. ASOCIACIONES DE FACIES

En el Miembro Lonquimay de la Formación Nacientes del Biobío se han definido tres asociaciones de litofacies, descritas de base a techo:

3.3.1. A: Asociación de lutitas negras y margas arenosas

Lutitas fosilíferas (A1), a las que sobreyace intercalación rítmica entre lutitas negras y margas arenosas (A2). La secuencia presenta características de la sucesión de Bouma, reconociéndose areniscas masivas granodecipientes (Ta), areniscas finas con laminación paralela (Tb), y areniscas con laminación convoluta (Tc); intercaladas con rocas de grano muy fino (Td y Te; Figura 8).

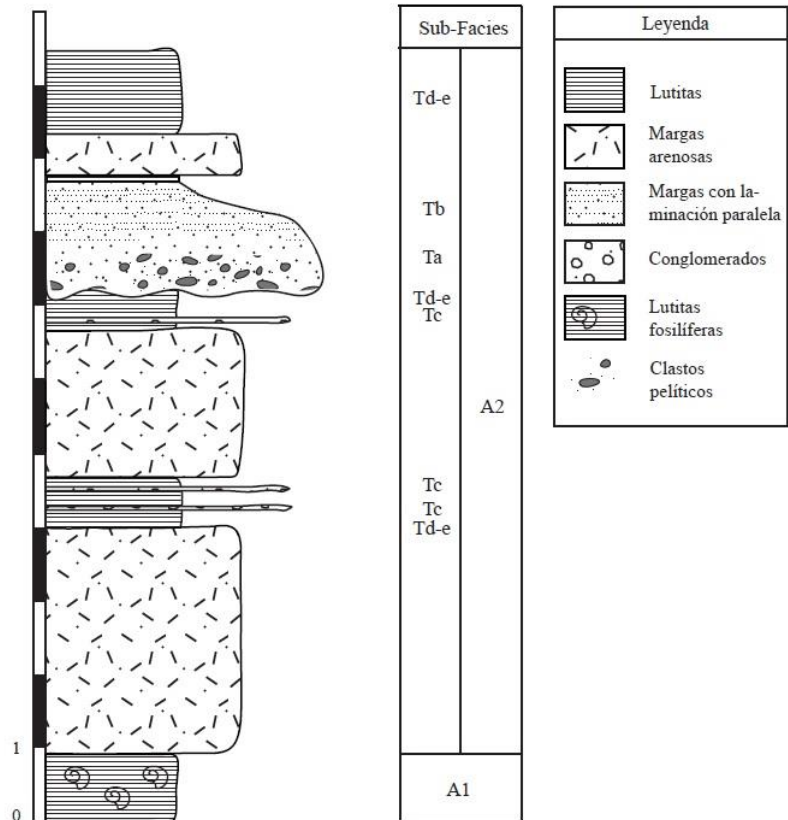


Figura 8. Asociación de Facies A del Miembro Lonquimay, dividida en dos facies: A1 y A2. Características de la sucesión de Bouma se han diferenciado con las siguientes sub-facies: Ta=areniscas granodecrecientes, Tb=areniscas con laminación paralela, Tc=areniscas con laminación convoluta, Td-e=lutitas

3.3.2. B: Asociación de calizas bioclásticas

En la asociación se han reconocido diferentes facies carbonatadas, según la clasificación propuesta por Vera (1994), distinguiéndose B': rudita calcárea; Gb: grainstones con abundantes bioclastos; P: packstones; Gr: grainstones con abundantes crinoideos; Mh: mudstones homogéneas y no laminadas; y Cb: calcarenitas bioclásticas.

Un conglomerado basal (B') define el límite inferior de la asociación (Figura 9), sobreyaciendo en contacto erosivo a los estratos de lutitas negras de la facies A2. Corresponde a un conglomerado polimíctico, matriz soportado, de mala selección y con clastos bien redondeados andesíticos y pelíticos que varían de 4 a 25 cm,

dispuestos de manera caótica en una matriz calcárea (packstone). Su espesor, aunque irregular, bordea el metro de altura.

Calizas bioclásticas (Gb, P, Gr, Mh) sobreyacen concordantemente al conglomerado basal (B'), alcanzando los 180 m de potencia. En ellas, los fósiles se encuentran re-trabajados, diferenciándose gastrópodos, placas de equinodermos, braquiópodos, crinoideos e indeterminados. La fase ligante es, esencialmente, matriz carbonatada (micrita), aunque existen zonas terrígenas de arenisca media (Cb), con cuarzo y líticos como componentes principales.

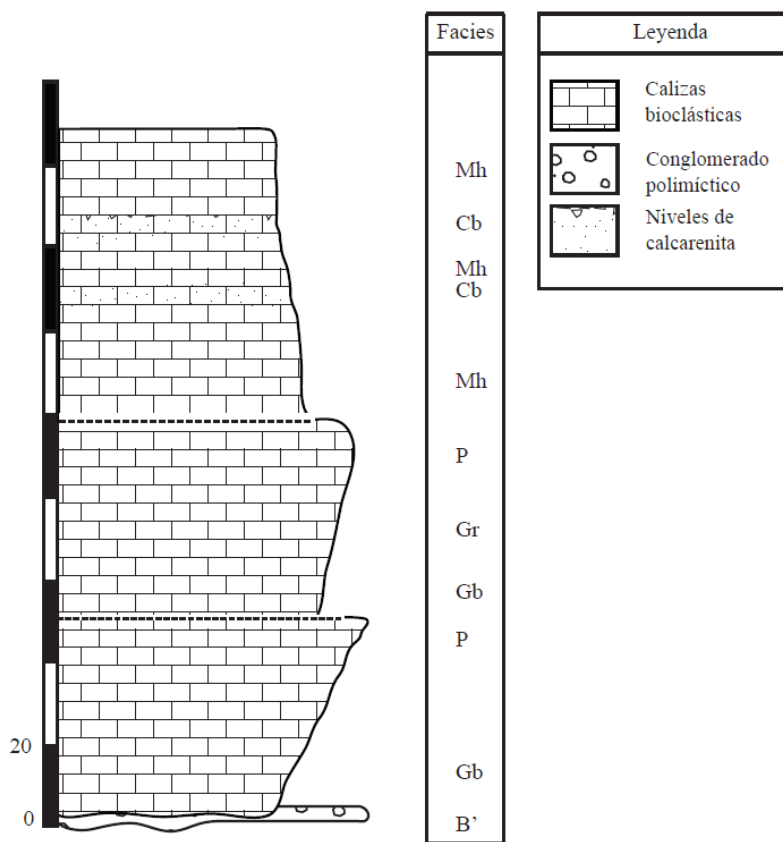


Figura 9. Asociación de Facies B del Miembro Lonquimay. Se representan facies carbonatadas de Vera (1994), asignadas con las letras B=rudita calcárea; Gb=grainstone con abundantes bioclastos; P=packstone; Gr=grainstone con abundantes crinoideos; Mh=mudstone homogénea y no laminada; Cb=calcarenita bioclástica.

3.3.3. C: Asociación volcánica-piroclástica

Rocas volcánicas (C1) a las que sobryace una potente secuencia piroclástica (C2). De acuerdo a diferencias litológicas, esta última se ha dividido en tres sublitofacies (Figura 10), según el modelo de Branney y Kokelaar (2002):

a. Ignimbrita:

Ignimbrita soldada, conformada por niveles de tobas de lapilli y cineríticas subordinadas (Figura 11). Los componentes mayores, predominantemente accidentales, se disponen con gradación normal, mostrándose redondeados y levemente deformados. Hacia el techo disminuye el contenido de líticos, existiendo alta concentración de *fiammes*.

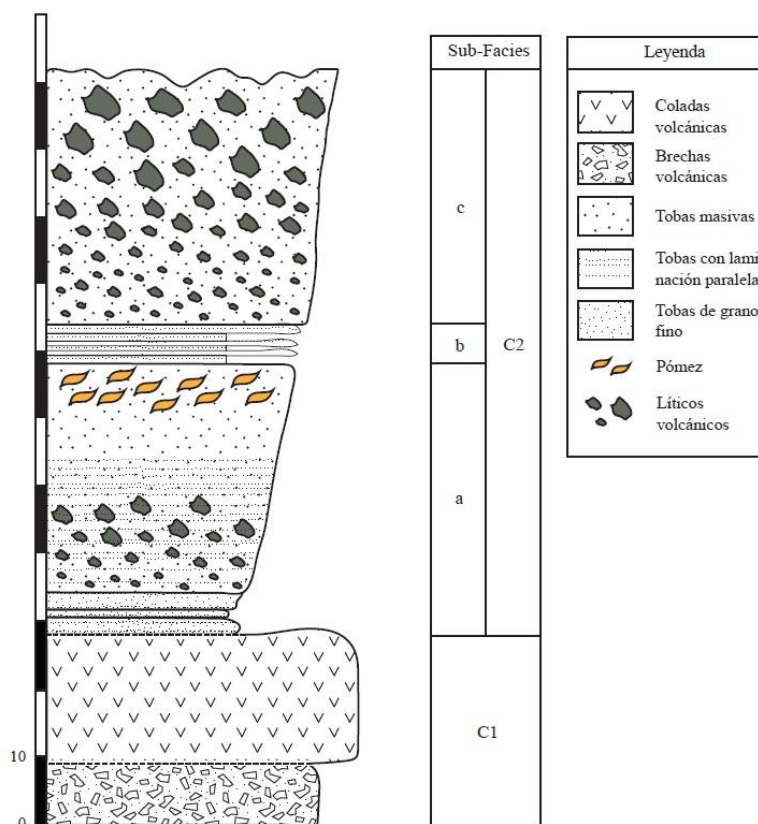


Figura 10. Asociación de Facies C del Miembro Lonquimay, conformado por dos subfacies: C1=volcánica, y C2=piroclástica. Letras a, b y c han sido utilizadas para diferenciar tres sublitofacies: a=ignimbrita; b=co-ignimbrita; c=brechas líticas masivas.

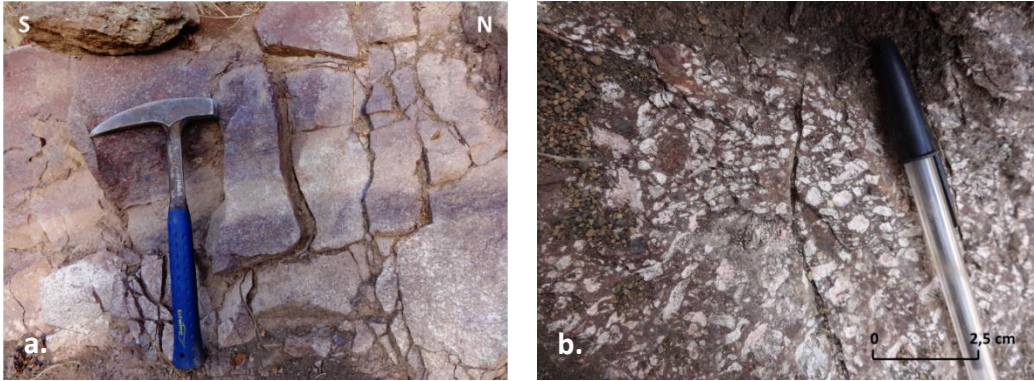


Figura 11. Sub-facies ignimbrita, al este de la Laguna Jara. **a)** Ignimbrita soldada de lapilli, surcada por un nivel de tamaño ceniza. **b)** *Fiammes* hacia el techo de la subfacies ignimbrita.

b. Co-ignimbrita de ceniza:

Tobas cineríticas a lapilli brechosas, no-soldadas, ricas en accidentales (Figura 12 a y b). Las rocas exhiben laminación paralela y bandeamiento interno, sin presentar gradación en el tamaño de sus granos.

c. Brechas líticas masivas:

Brechas volcanoclásticas masivas (Figura 12 c), matriz-soportadas, constituidas por clastos volcánicos angulosos. Estos se disponen en gradación normal hacia el techo de la secuencia, inmersos en una matriz de lapilli.



Figura 12. Subfacies co-ignimbrita de ceniza y brechas líticas masivas, al este de la Laguna Jara. **a)** Ignimbrita no-soldada, con laminación paralela. **b)** Contacto difuso entre subfacies a (ignimbrita) y b (co-ignimbrita). **c)** Brechas volcanoclásticas.

4. PETROGRAFÍA Y CLASIFICACIÓN

4.1. INTRODUCCIÓN

El estudio petrográfico se llevó a cabo en los afloramientos localizados al oriente de la Cordillera Principal, específicamente entre las cordilleras de Lolén, Lonquimay y el Río Biobío; entre los paralelos 38 y 39° S.

Las unidades que afloran en la zona son de naturaleza, en su mayoría, volcánica, sedimentaria, y volcano-sedimentaria, existiendo algunos cuerpos plutónicos e hipabisales subordinados; cuyos rangos de edad se extienden desde el Jurásico hasta al Cretácico-Paleógeno. A continuación se presenta una caracterización petrográfica preliminar de tres unidades: la Formación Nacientes del Biobío (Miembro Inferior y Superior), el Grupo Plutónico Galletué (en el sector de la Laguna de Icalma) y el Complejo Vizcacha-Cumilao (ruta hacia Melipeuco).

4.2. FORMACIÓN NACIENTES DEL BIOBÍO

Unidad bien estratificada, conformada de base a techo por los Miembros Icalma, Lolén-Pacunto y Lonquimay. En el área de estudio se extrajeron muestras en los Miembros inferior y superior de la secuencia; correspondiendo principalmente a asociaciones volcánicas marinas y continentales, sedimentarias marinas y piroclásticas. Las rocas ígneas de la Formación, tanto volcánicas como efusivas, presentan una composición que varía entre basáltica y dacítica (Tabla 2).

4.2.1. Miembro Icalma

Formado por basaltos *pillow lavas* (Figura 13 a) y andesitas basálticas masivas y brechosas de piroxeno (Figura 13 b; muestras PA-1 a PA-3, MIII1-06). En general, presentan textura porfídica, con una masa fundamental (~80%) intersertal constituida por microlitos de plagioclasa, granos finos de piroxeno y vidrio volcánico de color negro; en algunos casos, alterado fuertemente a carbonato. En ella se disponen fenocristales (~20%) euhedrales a subhedrales de piroxeno (~9%) de

grano medio (0,7 mm), con alteración intensa a carbonatos y clorita; oikocristales de plagioclasa (~9%) subhedrales de grano medio a grueso (0,6-2,1 mm) con texturas esqueletales, los que incluyen cadacristales máficos indeterminados; y minerales opacos (~2%). Presentan estructuras, como vetillas con relleno de epidota y carbonato, y amígdalas redondeadas rellenas por epidota en hábitos radiales.

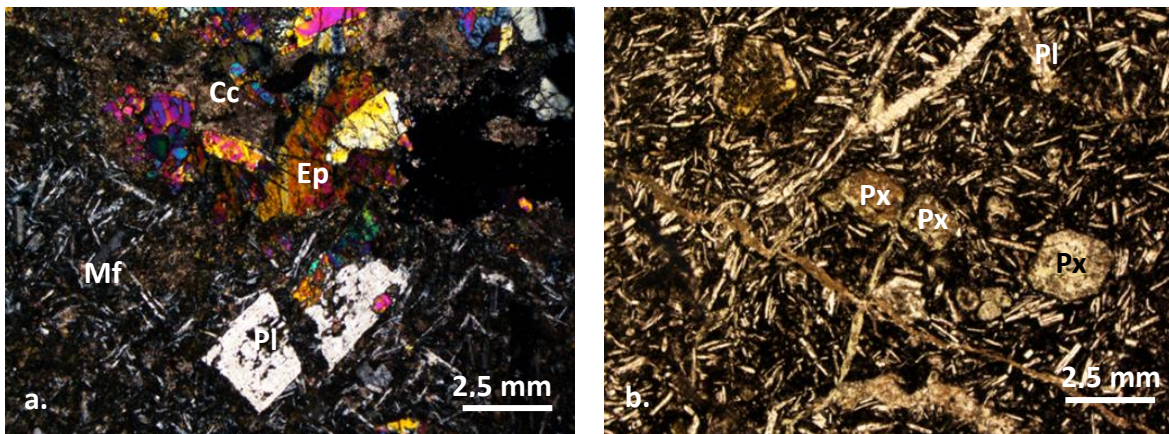


Figura 13. Secciones transparentes del Miembro Icalma. Pl=plagioclasa, Px=piroxeno, Cc=carbonato, Ep=epidota, Mf=masa fundamental. Objetivo 4x. **a)** Muestra PA-2: Basalto con masa fundamental de textura intersertal. Nicoles cruzados. **b)** Muestra MIII1-06: Andesita de piroxeno. Nicoles paralelos.

4.2.2. Miembro Lonquimay

Potente secuencia, bien estratificada, conformada por una variedad litológica que incluye depósitos sedimentarios marinos y continentales, rocas volcánicas y prominentes niveles piroclásticos.

4.2.2.1. Rocas sedimentarias

De base a techo, conforman la asociación:

Lutitas (muestras MII1-10, MII3-01 a MII3-04, MII1-01): Rocas detríticas de grano muy fino (limo/arcilla), definidas como lutitas por su alta fisibilidad. De color negro, bien consolidadas, contienen biotitas (3%) de tamaños inferiores a 0,1 mm. En la base de la secuencia, las lutitas presentan abundantes fósiles de *Ammonites sp.* e icnofósiles *Thalassinoides isp.* Hacia el techo, aparecen intercaladas con niveles de conglomerado muy fino, tamaño gravilla fina (Figura 14 a) y de arenisca. Los

conglomerados son clasto-soportados, con un empaquetamiento puntual a tangencial. Se hallan constituidos por abundantes clastos (42%) de tamaños entre 0,2 a 5 mm, bien redondeados y medianamente esféricos, consistentes en líticos volcánicos (25%) de colores negruzcos a rojizos, y cristales de cuarzo (15%), además de biotitas (2%); inmersos en una matriz de arena fina (38%).

Uno de los niveles de arenisca presenta en su base un conglomerado (Figura 14 b), compuesto por clastos tamaño grava (65%), entre 5 a 40 mm, de lutitas negras, bien redondeados y parcialmente alargados. Estos se disponen en una matriz (30%) detrítica, conformada por partículas de tamaño <1 mm (arenisca fina a muy fina), de cuarzo (12%) y feldespatos (18%) argilizados.

Conglomerado de bolones (muestra MII1-02): Estrato constituido por rocas detríticas de coloraciones gris parduzcas (Figura 15 a). Exhiben fábrica matriz-soportada y mala selección, conformadas por clastos de tamaño ripio, andesíticos (15%) y pelíticos (8%), bien redondeados y medianamente esféricos, de tamaños desde 4 a 25 cm. La matriz (77%) es calcárea (packestone) conformada por aloquímicos (27%) y terrígenos (cuarzo, 3%), inmersos a su vez en una matriz micrítica (47%).

Calizas bioclásticas (muestras MII1-02b a MII1-09): Potente asociación de rocas con textura química y coloraciones grises, las cuales presentan fábrica clasto-soportada y empaquetamiento puntual, tangencial o suturado (Figura 15 b). La fase heredada, de tamaño gravilla fina (grainstones) a grava (packestones), se encuentra conformada por aloquímicos (55 a 65%), en algunos casos retrabajados, identificándose gastrópodos, placas de equinodermos, braquiópodos y fósiles indet.; y terrígenos, en su mayoría cristales de cuarzo (3 a 5%) y líticos sedimentarios (lutitas, 3%). La fase ligante corresponde a cemento calcáreo (esparita) o a matriz calcárea (micrita), aunque existen zonas más terrígenas de arenisca media, con cuarzo y líticos como componentes principales.

Hacia el techo de la secuencia aparecen calizas tipo mudstone, de fábrica matriz-soportada y empaquetamiento flotante. La fase heredada, de grano arena

media a gruesa, se encuentra conformada por aloquímicos (3%), terrígenos (5%) consistentes en cuarzo (3%) y líticos volcánicos (2%), mientras que la fase heredada corresponde a una matriz calcárea (micrita, 92 a 95%).

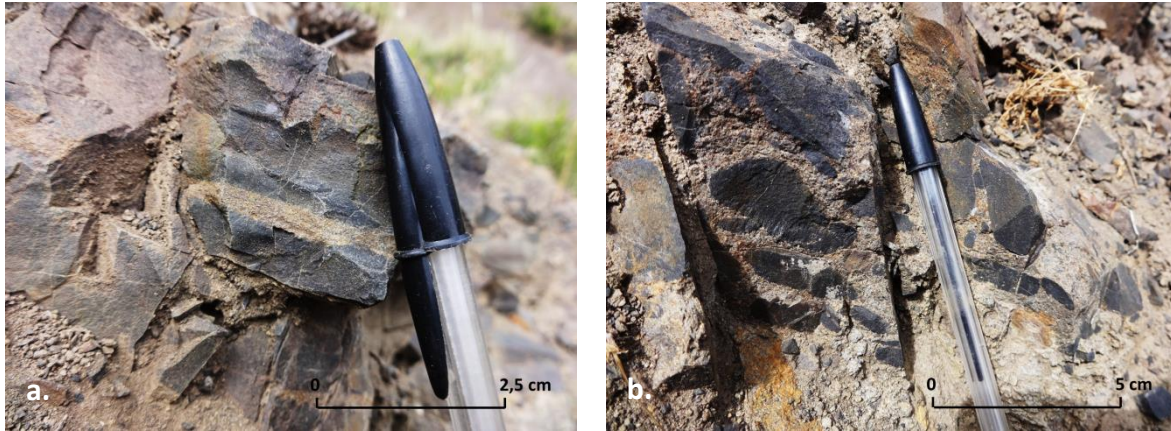


Figura 14. Asociación de lutitas, Miembro Lonquimay. **a)** Lutitas negras con niveles de arenisca y conglomerado fino. **b)** Conglomerados con clastos pelíticos en la base de niveles arenosos.

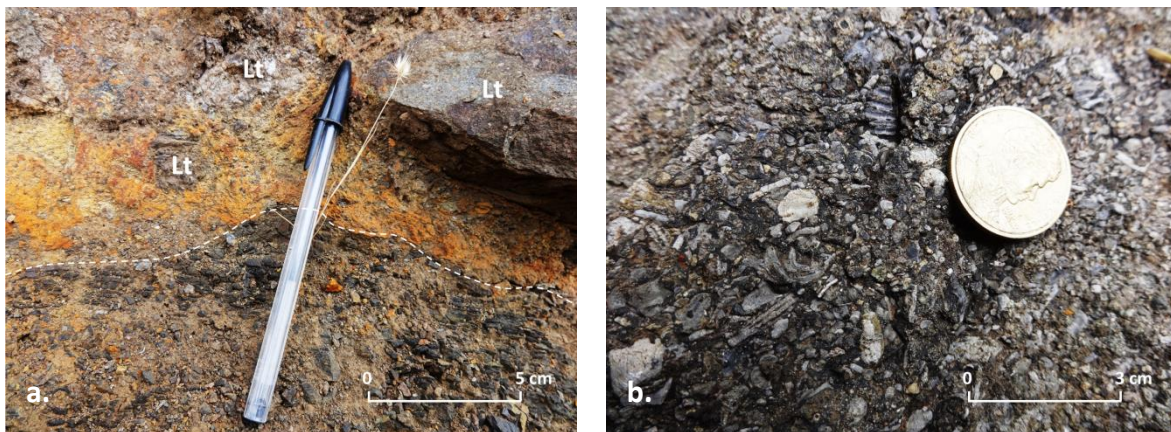


Figura 15. Asociación de calizas bioclásticas. **a)** Conglomerado basal polimíctico (Lt=líticos). **b)** Calizas bioclásticas tipo packstone.

4.2.2.2. Rocas volcánicas

Dacitas y andesitas masivas y brechosas (muestras MIII2-02, MIII2-03, MII2-01, MII2-02) de textura porfídica. Las dacitas (Figura 16 a), de textura fluidal, presentan fenocristales (17%) de grano fino a medio (0,04-0,8 mm) de plagioclasas subhedrales (5%) y cristales anhedrales de cuarzo (12%); además de líticos ígneos intrusivos (dioríticos?) de grano grueso (2-3 mm).

Las andesitas (Figura 16 b) se encuentran constituidas por fenocristales euhedrales a subhedrales de grano medio a grueso (0,5-2,3 mm) de plagioclasa (25%) y anfíbol (5%), ambos con textura poikilítica. Los oikocristales de plagioclasa, fuertemente alterados a sericita y calcita, contienen cadacristales de minerales máficos alterados a clorita (probablemente anfíboles), y minerales opacos; mientras que los de anfíbol contienen cadacristales de plagioclasa y opacos (hematita). La masa fundamental (39%), de textura intergranular, forma un enrejado de grano fino de cristales de plagioclasa; en cuyos intersticios se disponen granos de anfíbol, opacos y vidrio de composición andesítica, con alteración a clorita.

Si bien, en su mayoría son masivas, existen afloramientos donde se hallan vesiculares y/o autobrechizadas.

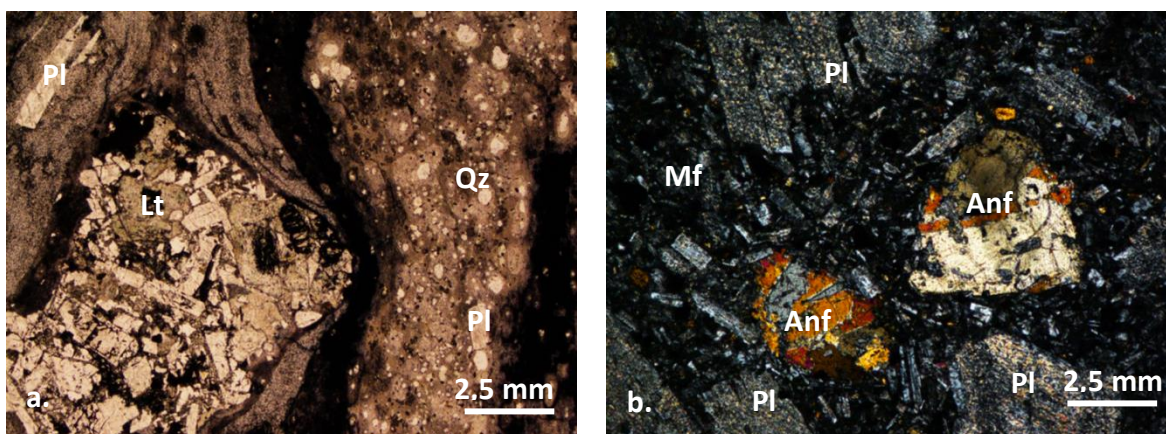


Figura 16. Secciones transparentes de rocas volcánicas, Miembro Lonquimay. Qz=cuarzo, Lt=lítico ígneo, Pl=plagioclasa, Anf=anfíbol, Mf=masa fundamental. Objetivo 4x. **a)** Muestra MIII1-02: Dacitas líticas con textura fluidal. Nícoles paralelos. **b)** Muestra MII2-01: Andesitas de anfíbol con masa fundamental intergranular. Nícoles cruzados.

4.2.2.3. Rocas piroclásticas

Tobas cineríticas y de lapilli (Figura 17; muestras MIII2-01, MII2-03 a MII2-08), de textura fragmental, constituidas por una matriz (~64%) hipocristalina de tamaño ceniza fina, formada por cuarzo, biotitas alteradas a clorita y vidrio de color negro, en algunos casos parcialmente desvitrificado. En ella se disponen los fragmentos mayores (~31%), distinguiéndose litoclastos andesíticos de tamaños ceniza a lapilli, con fenocristales de plagioclasa y biotita; en algunos casos juveniles (pómez); y

crystaloclastos de tamaño ceniza de plagioclasa con texturas poikilíticas, y cuarzos subordinados. Algunas muestras exhiben cambios texturales, con plagioclasas alineadas según el flujo.

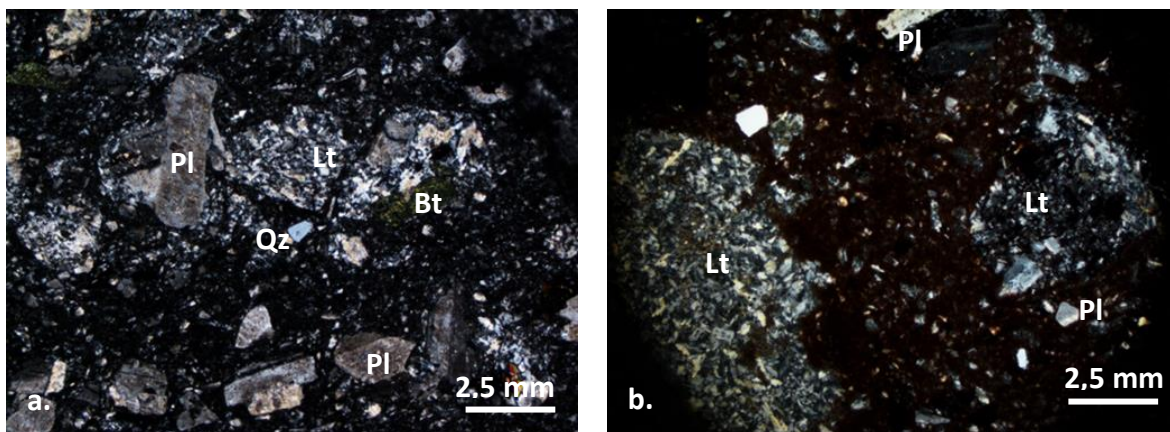


Figura 17. Secciones transparentes, rocas piroclásticas, Miembro Lonquimay. Pl=plagioclasa, Bt=biotita, Qz=cuarzo, Lt=litoclasto andesítico. Objetivo 4x. Nícoles cruzados. **a)** Muestra MII2-07: Toba de ceniza, cristalovítrea. **b)** Muestra MII2-04: Toba de lapilli.

Tabla 2: Resumen de muestras ígneas, obtenidas de la Formación Nacientes del Biobío (Jnb); miembros Icalma (i), y Lonquimay (l). Muestras con corte transparente aparecen destacadas.

Muestra	Unidad	Litología	Coordenadas	Mineralogía	Alteración
PA-1	Jnb (i)	B	299123/5700571	Plg, Óxidos Fe-Ti	Ep
PA-2	Jnb (i)	B	299112/5700569	Plg, Óxidos Fe-Ti	Ep
PA-3	Jnb (i)	A	297219/5755467	Plg, Px, Óxidos Fe-Ti	Chl, Cc
MIII1-06	Jnb (i)	A	297645/5700687	Plg, Px	Chl, Cc
MII2-01	Jnb (l)	A	298044/5740922	Plg, Óxidos Fe-Ti	Cc, Ep
MII2-02	Jnb (l)	A	298044/5740923	Plg, Óxidos Fe-Ti, Anf	Ep, Cc
MIII2-03	Jnb (l)	T (A)	298095/5740891	Plg, Bt	Chl
MII2-04	Jnb (l)	T (A)	298095/5740891	Plg, Óxidos Fe-Ti	
MII2-05	Jnb (l)	T (A)	298166/5740895	Plg, Óxidos Fe-Ti	Chl, Ep
MII2-06	Jnb (l)	T (A)	298166/5740895	Plg, Qz, Óxidos Fe-Ti	Ep
MII2-07	Jnb (l)	T (A)	298166/5740895	Plg, Bt, Qz, Óxidos Fe-Ti	Chl
MII2-08	Jnb (l)	A	298166/5740895	Plg, Óxidos Fe-Ti, Qz	
MIII2-01	Jnb (l)	T (D)	295503/5740370	Plg, Qz, Hn, Óxidos Fe-Ti	Chl
MIII2-02	Jnb (l)	D	295523/5740347	Qz, Plg, Óxidos Fe-Ti	Ep, Cc
MII2-03	Jnb (l)	A	295553/5740386	Plg, Óxidos Fe-Ti	

Plg=plagioclasa. Cpx=clinopiroxeno. Ol=olivino. Qz=cuarzo. Hn=hornblenda. Bt=biotita. Chl=clorita. Cc=calcita. Ep=epidota. B=basalto. BA=andesita basáltica. A=andesita. AB=basalto alcalino. T=toba.

4.3. GRUPO PLUTÓNICO GALLETUÉ

Intruyendo al Miembro Icalma de la Formación Nacientes del Biobío, afloran rocas del Grupo Plutónico Galletué (Tabla 3). La unidad principal corresponde a un cuerpo hipabisal diorítico de hornblenda (muestras MIII1-01 a MIII1-03) de grano muy fino, inequigranular, y de textura fanerítica. Lo componen cristales alargados de plagioclasa (47%), de formas subhedrales a anhedrales; además de cristales subhedrales de hornblenda (41%) y biotita (6%). Los cristales de plagioclasa, levemente alterados a epidota, exhiben una textura poikilítica, incluyendo cadacristales tabulares de hornblenda (Figura 18 a).

Presenta algunas vetillas rectas de 1,6 cm de grosor, rellenas por hornblenda subhedral a euhedral de grano grueso, limitadas por un borde de enfriamiento conformado por granos muy finos de cuarzo con bordes poligonales, plagioclasas subhedrales a anhedrales alteradas a calcita, epidota y arcillas; y anfíboles tabulares a anhedrales, levemente alterados a epidota.

El cuerpo diorítico principal se encuentra, a su vez, intruido por diques tonalíticos de hornblenda (Figura 18 b; muestras MIII1-04 y MIII1-05). Presentan un color blanquecino y textura fanerítica, equigranular y de grano medio. Se encuentran constituidos por cristales anhedrales de cuarzo (40%), plagioclasa subhedral a euhedral (41%), anfíbol hornblenda subhedral a euhedral (15%) de hábito prismático a acicular, y biotita subhedral (4%).

Tabla 3: Resumen de muestras obtenidas del Grupo Plutónico Galletué (Jki). Muestras con corte transparente aparecen destacadas.

Muestra	Unidad	Litología	Coordenadas	Mineralogía	Alteración
MIII1-01	Jki	Dr	304574/304574	Pl, Hn, Bt, Óx. Fe-Ti	Cc, Ep, Bt
MIII1-03	Jki	Dr	304574/304574	Pl, Hn, Bt, Óx. Fe-Ti	Cc, Ep, Bt
MIII1-04	Jki	Tn	304574/304575	Pl, Qz, Hn, Bt	
MIII1-05	Jki	Tn	304574/304575	Pl, Qz, Hn, Bt	

Plg=plagioclasa. Qz=cuarzo. Hn=hornblenda. Bt=biotita. Cc=calcita. Ep=epidota. Dr=diorita. Tn=tonalita.

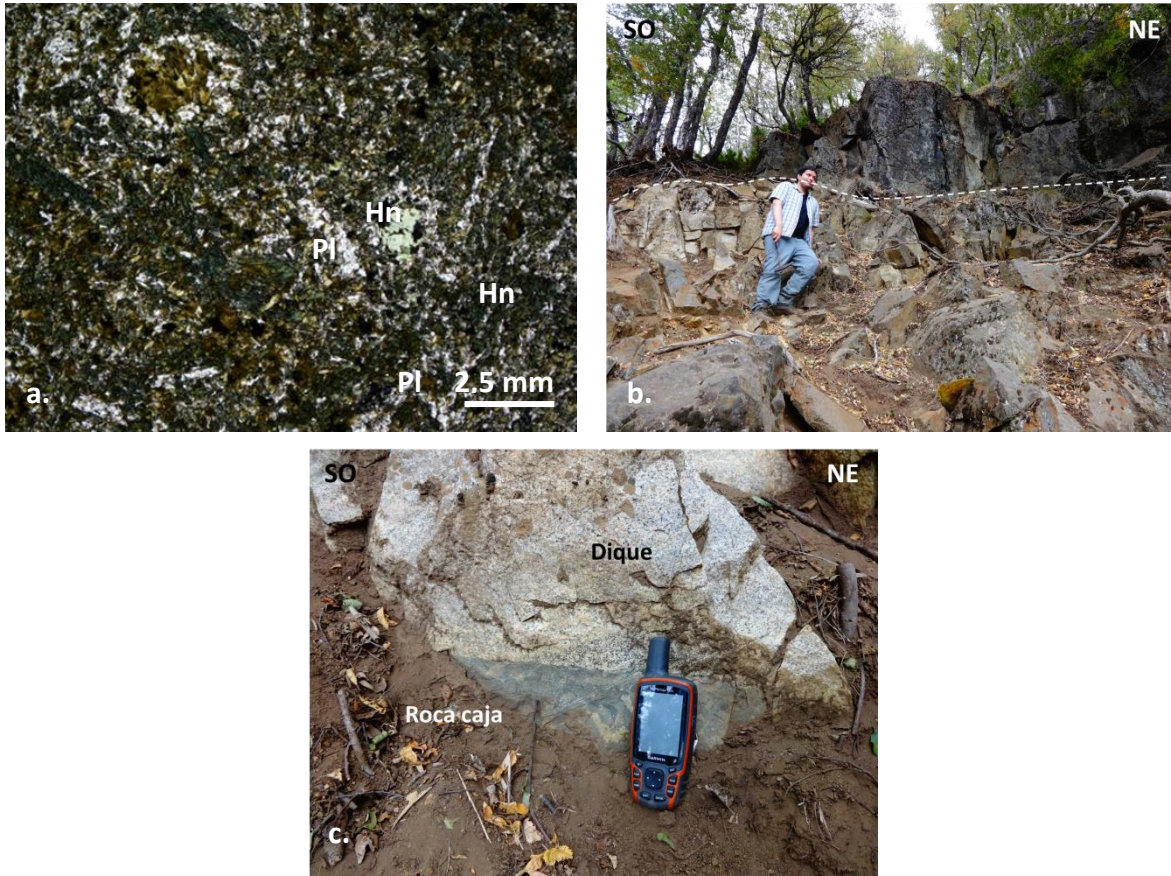


Figura 18. Grupo Plutónico Galletué, noreste Laguna Icalma. **a)** Sección transparente de una microdiorita de hornblenda, muestra MIII1-03. Pl=plagioclasa, Hn=hornblenda. Objetivo 4x. Nícoles paralelos. **b)** Dique tonalítico intruyendo al cuerpo diorítico principal, en la parte inferior. **c)** Detalle del dique tonalítico leucocrático y de la roca encajante, de color gris.

4.4. COMPLEJO VIZCACHA-CUMILAO

Andesitas de hornblenda y olivino (muestras MIII1-07 y MIII1-08) han sido asignadas al Complejo Vizcacha-Cumilao (Figura 19 a; Tabla 4). Corresponden a rocas de textura porfídica, conformadas por fenocristales de grano medio a grueso, euhedrales a subhedrales de plagioclasa (~9%); y pseudomorfos máficos de hornblenda (18%) u olivino (15%). Los fenocristales se disponen en una masa fundamental (~70%) de textura intersertal, formada por un enrejado de plagioclasas, cuyos espacios han sido ocupados por vidrio volcánico de color negro; o pilotaxítica, conformada por cristales de plagioclasa y anfíboles orientados (Figura 19 b).

Presentan amígdalas bien redondeadas de gran tamaño (1,2-3 mm), rellenas por calcita y clorita de manera concéntrica, esta última en hábitos botrioidales. Algunas muestras son surcadas por vetillas rellenas por cuarzo, y en menor medida, plagioclasa, alteradas a arcillas y carbonato.

Tabla 4: Resumen de muestras obtenidas del Complejo Vizcacha-Cumilao (KTvc). Muestras con corte transparente aparecen destacadas.

Muestra	Unidad	Litología	Coordenadas	Mineralogía	Alteración
MIII1-07	KTvc	A	288763/5698690	Plg, Hn, Óxidos Fe-Ti	Chl, Cc, Ep
MIII1-08	KTvc	A	286651/5698296	Plg, Ol, Óxidos Fe-Ti	Chl, Cc, Ep

Plg=plagioclasa. Hn=hornblenda. Ch=clorita. Cc=calcita. Ep=epidota. A=andesita.

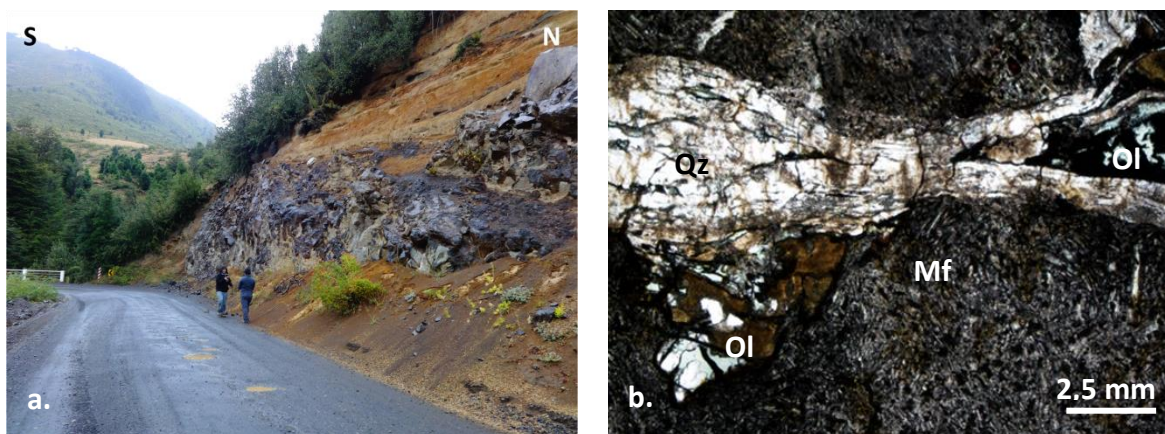


Figura 19. Complejo Vizcacha-Cumilao **a)** Afloramiento de brechas volcánicas, camino Melipeuco. **b)** Sección transparente de una andesita de olivino (pseudomorfos), con masa fundamental pilotaxítica, muestra MIII1-08. Ol=olivino, Mf=masa fundamental, Qz=cuarzo (vetilla). Objetivo 4x. Nícoles cruzados.

5. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

5.1. CLASIFICACIÓN

Las rocas estudiadas se caracterizan por presentar concentraciones de Al_2O_3 , que varían desde 9,4 a 17,8%; de P_2O_5 entre 0,003 y 0,45%, de K_2O , desde 0,05 a 2%, y de TiO_2 , entre 0,72 y 1,2%. El MgO , FeO y Na_2O exhiben valores entre 1,3 – 7,3%; 6,1 – 9,5% y 3,2 – 9,7%; respectivamente. Son reducidas las concentraciones de CaO (0,14 a 4,7%), excepto en la muestra PA-2, cuyo valor alcanza 13,6% (Tabla 5).

Tabla 5: Concentraciones de óxidos mayores en wt%. Valores obtenidos de la Formación Nacientes del Biobío (Jnb); miembros Icalma (i), y Lonquimay (l), y del Complejo Vizcacha-Cumilao (KTvc).

Muestra	Jnb (i)		Jnb (l)			KTvc	
	PA-2	MIII1-06	MII2-02	MIII2-02	MIII2-03	MIII1-07	MIII1-08
TiO_2	0,85	0,87	1,05	1,17	0,72	1,14	1,18
Al_2O_3	13,56	15,90	9,43	12,58	11,47	17,42	17,79
FeO	6,10	7,61	9,50	6,44	8,06	6,10	7,20
Fe_2O_3	6,78	8,46	10,55	7,15	8,95	6,78	8,00
MgO	4,97	4,62	2,47	1,69	1,25	7,34	5,20
CaO	13,63	4,33	1,45	1,78	0,14	4,72	3,58
Na_2O	3,57	6,50	9,68	8,10	7,59	3,90	5,94
K_2O	0,08	0,54	0,52	0,08	1,51	0,27	0,77
P_2O_5	0,02	0,14	0,14	0,29	0,00	0,19	0,45
#Mg	44,91	37,79	20,64	20,83	13,43	54,61	41,94

Debido a la ausencia del análisis de SiO_2 para las rocas de este estudio, la clasificación de las muestras se realizó en base a las concentraciones de elementos trazas y tierras raras (Tabla 6). El uso de estos elementos como discriminadores petrogenéticos se encuentra avalado por los resultados obtenidos a partir de la comparación entre rocas con nula o baja alteración y muy alteradas (Gifkins y Allen, 2001; Gifkins *et al.*, 2005b).

Tabla 6: Concentraciones de elementos traza y tierras raras, en ppm. Valores obtenidos de la Formación Nacientes del Biobío (Jnb); miembros Icalma (i), y Lonquimay (l), y del Complejo Vizcacha-Cumilao (KTvc).

Muestra	Jnb (i)		Jnb (l)			KTvc	
	PA-2	MIII1-06	MII2-02	MIII2-02	MIII2-03	MIII1-07	MIII1-08
Rb	7,44	4,95	2,44	9,65	0,58	20,27	0,50
Cs	0,60	0,35	0,41	1,46	0,19	0,37	0,12
Pb	19,36	8,56	8,91	9,27	12,62	12,67	5,92
Ba	143,35	182,39	116,51	317,38	49,45	265,40	9,98
Th	2,45	3,10	2,85	2,52	12,89	8,03	1,00
U	0,82	0,44	0,58	0,55	3,85	3,46	0,88
Nb	2,59	3,69	5,30	6,73	6,64	6,58	1,33
Ta	0,81	0,92	1,67	1,15	0,97	1,16	0,63
Sr	129,89	304,97	514,42	734,61	348,76	167,24	208,35
Zr	254,97	272,17	130,15	333,13	413,23	315,20	331,96
Hf	7,09	11,87	0,32	7,75	11,46	7,46	4,09
Sc	16,19	27,70	21,81	17,88	12,51	11,59	27,42
V	78,07	268,02	173,39	106,91	86,71	300,53	259,89
Cr	0,00	72,26	0,00	0,00	0,00	19,13	0,00
Ni	90,21	50,44	131,25	128,09	113,82	3,27	215,34
Zn	78,05	92,37	89,53	115,22	122,84	76,89	39,39
Y	12,11	20,50	20,47	17,28	30,81	25,34	13,81
La	7,96	14,68	18,33	19,46	20,75	29,00	4,56
Ce	18,02	32,80	40,55	43,64	47,86	54,79	10,87
Pr	2,53	4,31	5,31	5,72	6,43	6,45	1,56
Nd	11,52	18,44	22,51	24,39	28,29	25,13	7,44
Sm	2,86	4,25	4,68	5,06	6,51	5,13	2,12
Eu	0,78	1,27	1,37	1,38	1,37	1,50	0,71
Gd	2,80	4,27	4,39	4,54	6,49	4,97	2,29
Tb	0,30	0,55	0,52	0,51	0,92	0,66	0,26
Dy	2,58	4,05	3,69	3,45	6,09	4,66	2,52
Ho	0,53	0,82	0,75	0,67	1,27	0,99	0,54
Er	1,49	2,35	2,18	1,79	3,74	2,93	1,55
Tm	0,21	0,33	0,31	0,24	0,52	0,45	0,22
Yb	1,36	2,13	1,99	1,63	3,41	2,99	1,47
Lu	0,20	0,31	0,31	0,22	0,51	0,46	0,22

El diagrama de discriminación Zr/TiO_2 versus Nb/Y (Figura 20) sitúa a las lavas estudiadas en los campos limitados para basaltos, andesitas basálticas y andesitas, y dacitas; pertenecientes a la serie sub-alkalina.

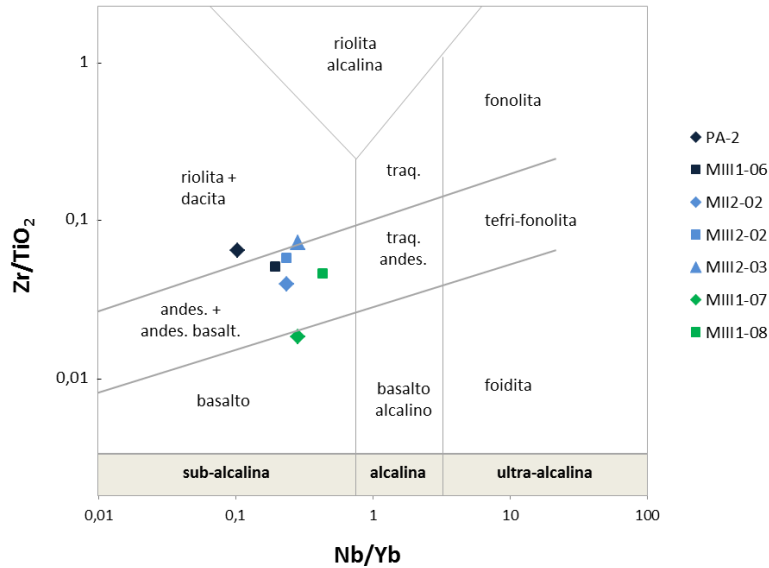


Figura 20: Diagrama de clasificación Nb/Y versus Zr/Ti para rocas volcánicas alteradas (Winchester y Floyd, 1977).

Sin embargo, al comparar los resultados del diagrama con el análisis petrográfico, existen ciertas discrepancias. La muestra PA-2, en el campo de las dacitas, ha sido clasificada petrográficamente como basalto (pl+pseudomorfos máficos, probablemente ol), lo que seguramente se encuentra asociado al avanzado estado de alteración de la roca. Por otro lado, la muestra MIII1-07, descrita como una andesita de hornblenda (pl+hn), cae parcialmente en el campo de los basaltos. La muestra MIII2-02 ha sido definida como una dacita (pl+qz), siendo un poco más diferenciada que lo señalado por el diagrama.

5.2. DIAGRAMAS DE VARIACIÓN

Los diagramas de variación reflejan los cambios químicos en una población de muestras, con el fin de establecer diferentes patrones y correlaciones entre elementos mayores, trazas y tierras raras (REE). Sin embargo, hay que tener en consideración que no es posible establecer tendencias evolutivas hasta que la relación cogenética entre las diferentes unidades haya sido demostrada.

5.2.1. Tierras Raras

Las concentraciones de REE (Figura 21) fueron normalizadas al condrito de Wakita, con el fin de evitar el efecto Oddo-Harkins. La normalización al condrito se realizó de acuerdo a los valores presentados por McDonough y Sun (1995).

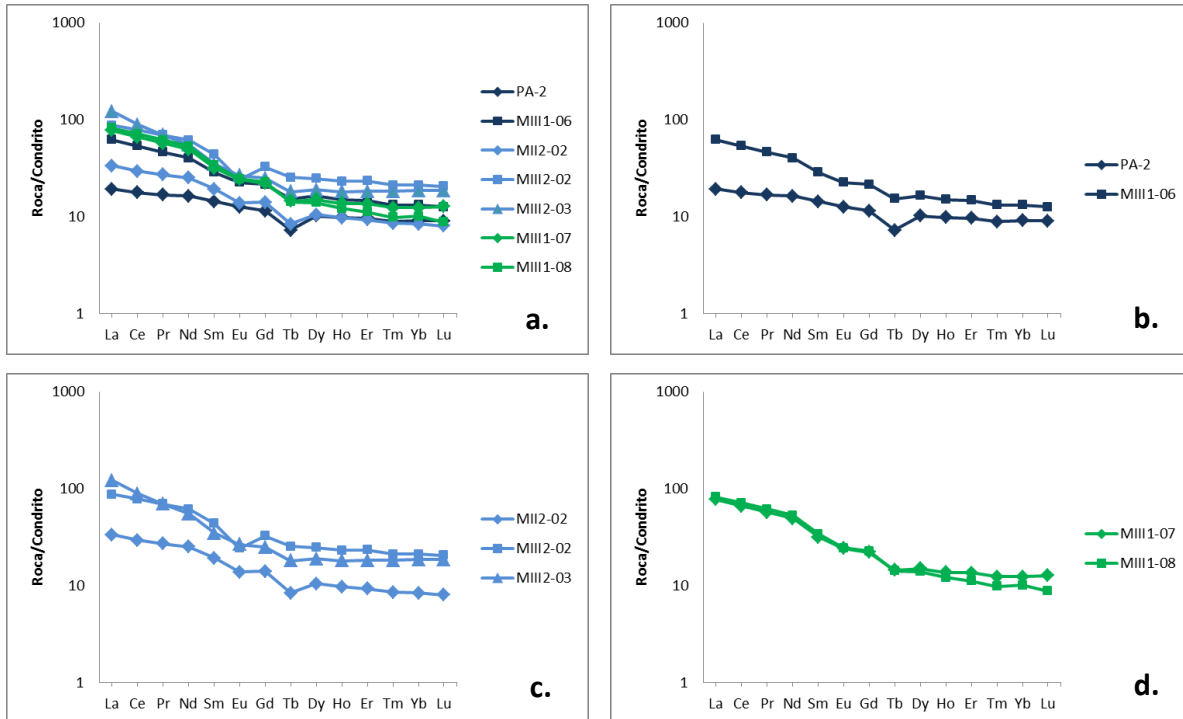


Figura 21. Diagrama de concentración de REE normalizado al Condrito (McDonough y Sun, 1995). **a)** Todas las rocas volcánicas analizadas; **b)** rocas jurásicas del Miembro Icalma; **c)** rocas jurásicas del Miembro Lonquimay; **d)** rocas volcánicas cretácicas-paleógenas del Complejo Vizcacha-Cumilao.

En general, las rocas muestran un notorio enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), los cuales parecen incrementar hacia las rocas más evolucionadas. Los patrones planos observados hacia el extremo de las HREE dan cuenta de la inexistencia de fraccionamiento de minerales asociados a este grupo de elementos (ej. Granate).

Las tendencias de las distintas unidades mantienen un paralelismo entre sí, con la particularidad de la muestra MIII2-02, Miembro Lonquimay; cuyos patrones intersectan parcialmente a las rocas menos evolucionadas hacia el extremo de las LREE.

Anomalía negativa de Eu es casi inexistente en las rocas jurásicas y cretácicas-paleógenas, a excepción de la muestra MIII2-02 del Miembro Lonquimay, correspondiendo a la roca analizada más diferenciada.

Con el fin de interpretar de manera óptima la pendiente de tierras raras, se utilizó el gráfico propuesto por Davidson *et al.* (2013) Dy/Dy^* versus Dy/Yb (Figura 22). El diagrama se halla dividido en cuadrantes, donde cada uno representa patrones cóncavos/convexos diferentes, asociados al enriquecimiento o empobrecimiento en LREE/HREE, y al fraccionamiento de una fase mineral principal; permitiendo discriminar entre cristalización de anfíbol, clinopiroxeno y/o granate.

Las muestras de este estudio se ubican en el cuadrante inferior derecho, con valores de Dy/Dy^* que varían entre 0,57 a 0,89; mientras que para Dy/Yb se sitúan entre 1,56 a 2,11. Este cuadrante representa patrones cóncavos y pronunciados, atribuidos a valores enriquecidos en LREE (Davidson *et al.*, 2013).

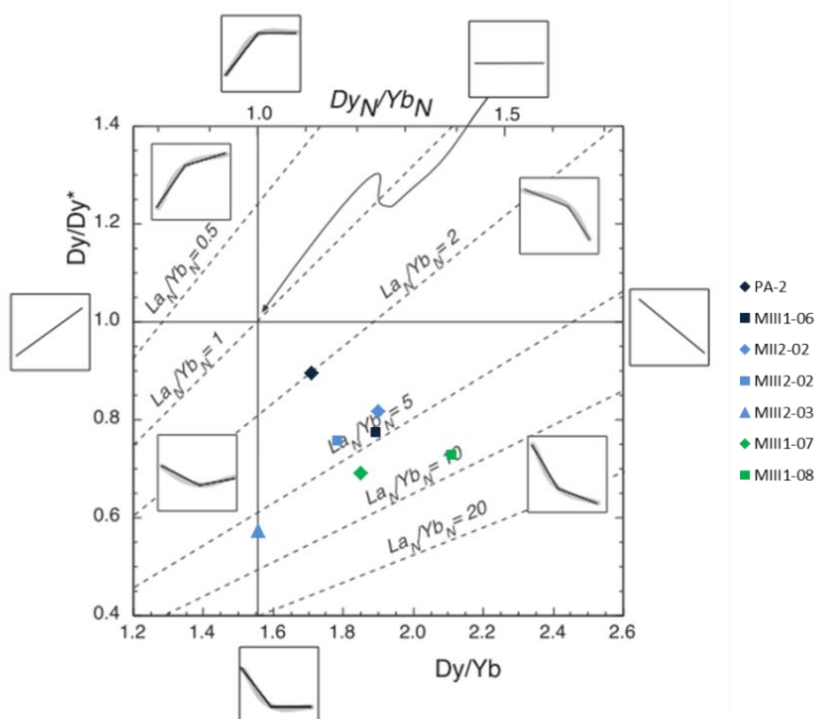


Figura 22. Diagrama Dy/Dy^* versus Dy/Yb , modificado de Davidson *et al.*, 2013. $Dy/Dy^* = Dy_N / (La_N^{4/13} Yb_N^{9/13})$, valores normalizados al Condrito (McDonough y Sun, 1995).

Se realizó diagrama de proporciones de REE y variantes (Yb), normalizados según los valores del condrito (Figura 23). Las proporciones de $(La/Yb)_N$, $(Sm/Yb)_N$ y $(Ce/Yb)_N$ presentan valores entre 2 a 8; 1,6 a 3,4; y 2 a 7, respectivamente; no variando ampliamente con la edad, aunque mostrando un leve incremento desde el Jurásico Inferior al Cretácico-Paleógeno.

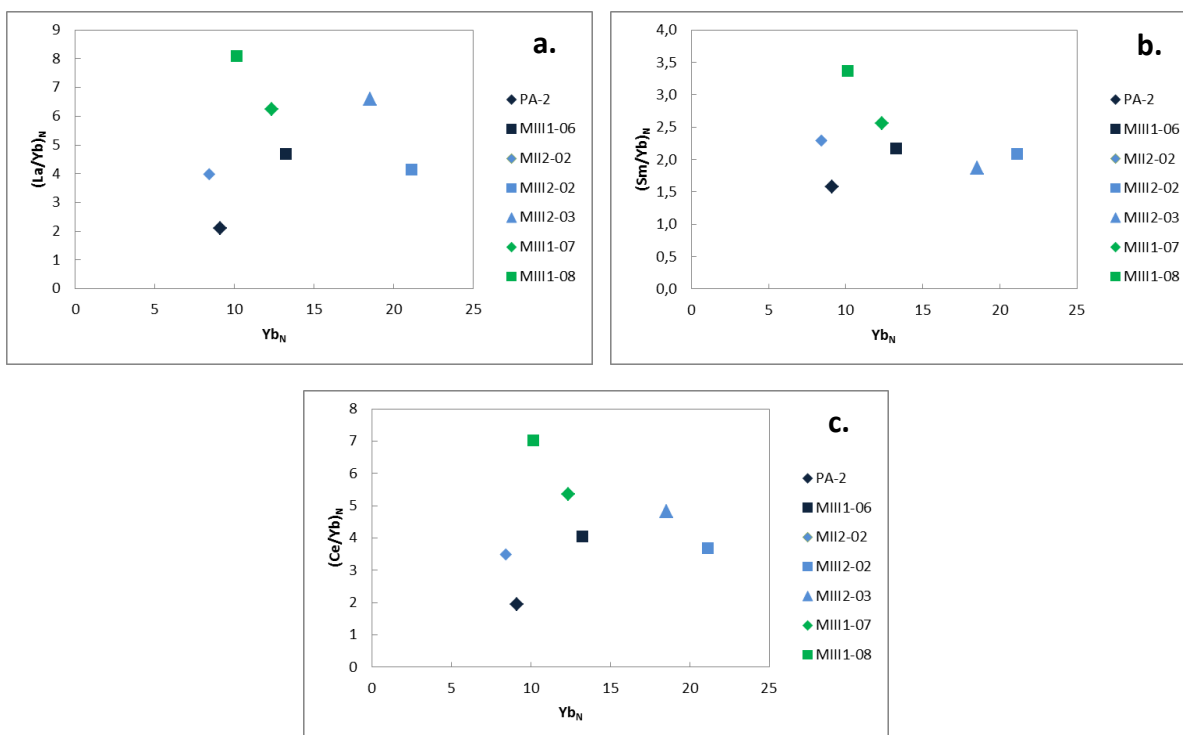


Figura 23. Diagrama REE v/s Yb Valores normalizados al Condrito (McDonough y Sun, 1995). **a)** $(La/Yb)_N$ v/s Yb_N ; **b)** $(Sm/Yb)_N$ v/s Yb_N ; **c)** $(Ce/Yb)_N$ v/s Yb_N .

5.2.2. Diagramas multielemento

Se normalizaron elementos trazas y REE en relación al N-MORB (Pearce y Parkinson, 1993), con el fin de observar la distribución de los contenidos de elementos trazas y discriminar entre distintos ambientes geotectónicos (Figura 24).

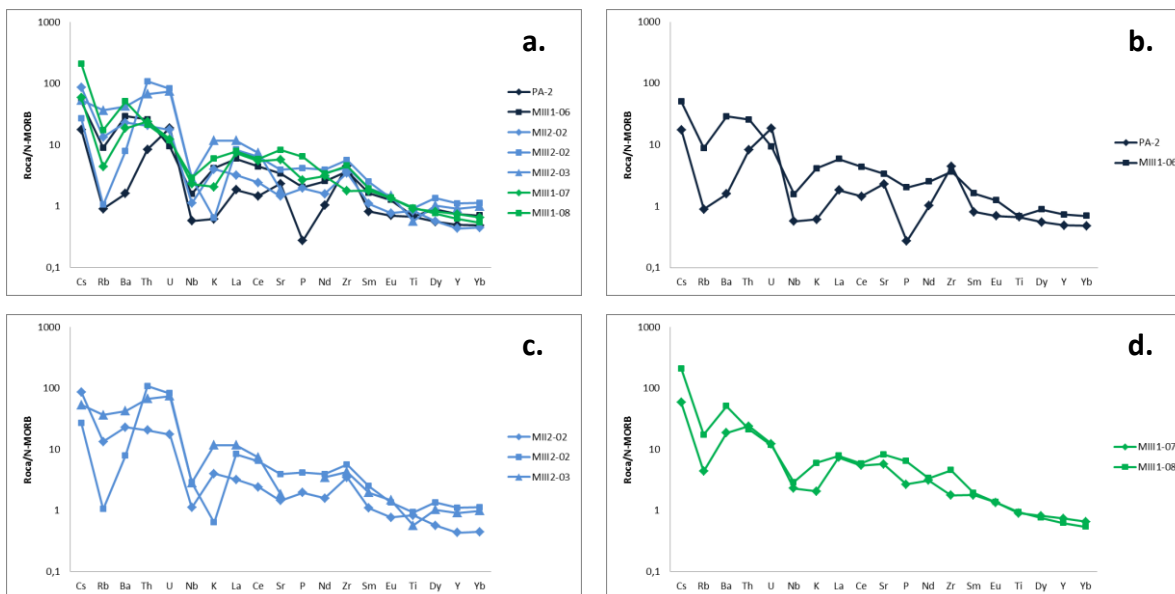


Figura 24. Diagrama spider normalizado al N-MORB (Pearce y Parkinson, 1993). **a)** Todas las rocas volcánicas analizadas; **b)** rocas del Miembro Icalma, Jurásico Inferior; **c)** rocas del Miembro Lonquimay, Jurásico Superior; **d)** rocas del Complejo Vizcacha-Cumilao, del Cretácico-Paleógeno.

Es evidente el enriquecimiento de los elementos LILE con respecto a los HFSE en cada una de las unidades, además de las pronunciadas anomalías negativas de Rb y Nb. Por otro lado, las rocas jurásicas revelan anomalías negativas de Ti (a excepción de las muestras MIII1-06 y MII2-02), las que se vuelven casi imperceptibles en las rocas cretácicas-paleógenas. El empobrecimiento en Nb y Ti se halla, probablemente, asociado al fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti, como ilmenita y titanita, respectivamente; mientras que la disminución de Rb puede explicarse por la alta movilidad de este elemento.

Las rocas del Jurásico Inferior presentan bajos contenidos en P_2O_5 , probablemente relacionado con el fraccionamiento de apatito; mientras que las del Jurásico Superior se hallan empobrecidas en Sr, enriqueciéndose hacia el Cretácico-Paleógeno. Por último, exceptuando la muestra MIII1-07, las rocas exhiben anomalías positivas de Zr, siendo más pronunciadas en el Miembro Icalma, del Jurásico Inferior.

Se normalizaron, además, los elementos traza y REE con respecto al Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989). En el diagrama spider (Figura 25) es posible observar una pronunciada anomalía de Pb, la cual caracteriza a la totalidad de las

muestras. Por otro lado, valores empobrecidos en Sr caracterizan a las rocas del Jurásico Superior (Miembro Lonquimay), contrario a lo que sucede en las rocas del Jurásico Inferior (Miembro Icalma) y del Cretácico-Paleógeno (Complejo Vizcacha-Cumilao) donde, con la excepción de la muestra MIII1-06, presentan anomalías positivas en dicho elemento.

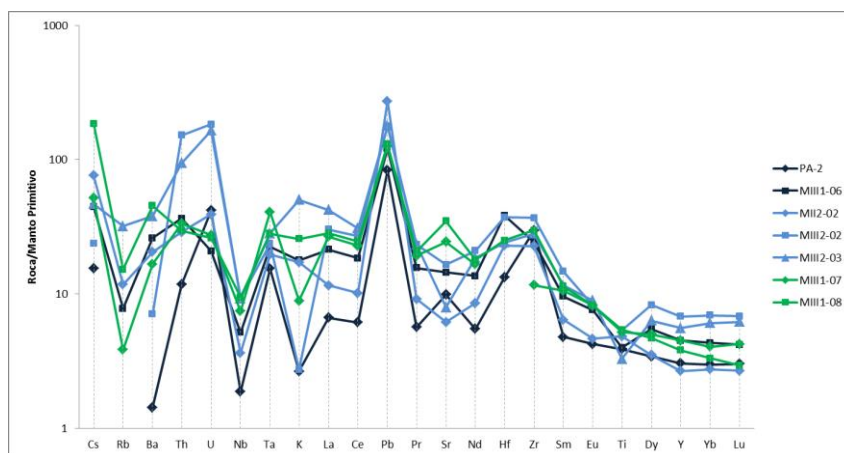


Figura 25. Diagrama spider normalizado al Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989) para todas las muestras volcánicas del área de estudio.

5.2.3. Diagramas de discriminación tectónica

Se construyeron diagramas de discriminación tectónica usando elementos traza como indicadores petrogenéticos. El diagrama Y-Zr demuestra una afinidad de arco calcoalcalino para la mayoría de las rocas, salvo con la muestra MIII1-07; levemente transicional entre la serie calcoalcalina y toleítica (Figura 26 a). En el diagrama Th/Yb *versus* Nb/Yb (Figura 26 b) se observa que todas las rocas están relacionadas a un margen continental activo; aunque la muestra PA-2 es incluida también dentro el campo de los arcos de islas oceánicas. El sentido de los vectores muestra un enriquecimiento de intraplaca desde las rocas más antiguas hacia las más jóvenes, así como también procesos de cristalización fraccionada. Por otro lado, el diagrama Y/15-La/10-Nb/8 reitera la composición predominantemente calcoalcalina de las rocas de este estudio, con excepción de la muestra PA-2, la que se ubica en el campo de arco transicional (Figura 26 d).

Las relaciones Th/La y Sm/La pueden ser usadas para rastrear la adición de sedimentos a la cuña del manto (Plank, 2005). En la Figura 26 c la mayoría de las muestras se alinean a lo largo del vector asignado a la componente sedimentaria, lo que sugiere que la adición de sedimentos podría haber estado involucrada en la generación de los magmas.

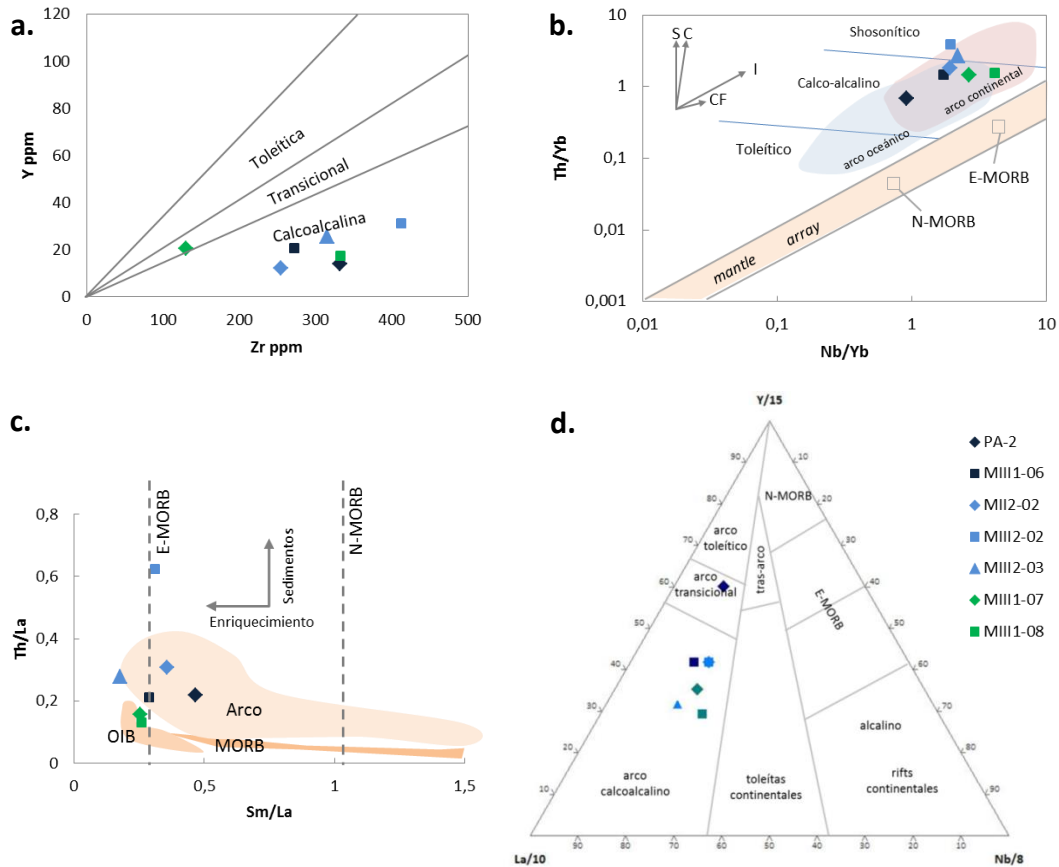


Figura 26. Diagramas de discriminación tectónica para todas las rocas volcánicas del estudio. **a)** Diagrama Y versus Zr (MacLean y Barrett, 1993), para afinidades magmáticas. **b)** Diagrama Th/Yb versus Nb/Yb (Pearce y Peate, 1995). Las flechas muestran el sentido del enriquecimiento por S: adición de componentes relacionados con la subducción; C: contaminación cortical; I: enriquecimiento de intraplaca; CF: cristalización fraccionada. **c)** Diagrama Th/La versus Sm/La. Campos de arco, OIB y MORB; vectores de sedimentos y enriquecimiento; y límites para E-MORB y N-MORB son tomados de Plank (2005). **d)** Diagrama de discriminación tectónica para rocas volcánicas básicas-intermedias (Cabaniš y Lecolle, 1989).

6. DISCUSIONES

6.1. ANÁLISIS DE FACIES DEL MIEMBRO LONQUIMAY, FORMACIÓN NACIENTES DEL BIOBÍO

De acuerdo a lo analizado en el Capítulo 3 de este trabajo, apartado 3.3; se interpretan las asociaciones de facies descritas (Tabla 7):

Tabla 7: Resumen de asociaciones de facies del Miembro Lonquimay.

Asociación de facies	Facies	Descripción	Espesor	Interpretación
A. Lutitas negras y margas arenosas	A1	Lutitas negras, fosilíferas y bioturbadas	30 m mínimo	Decantación tranquila de material pelítico y calcáreo. Fondo marino
	A2	Secuencia rítmica de lutitas negras y margas arenosas. Presenta intercalaciones con niveles conglomerádicos de grano muy fino a medio, y con areniscas de grano fino granodecrecientes, en las que se observan <i>slumps</i>		Depósitos turbidíticos (abanico submarino, facies proximales)
B. Calizas bioclásticas	B'	Conglomerado basal polimíctico. Clastos andesíticos y pelíticos bien redondeados. Sobreyace a Asociación de facies A en contacto erosivo	0 a 1 m	Producto de erosión y retrabajo en un ambiente mareal, asociado a un descenso relativo del nivel de base durante el Caloviano. Según De la Cruz y Suárez (1997) coincidiría con la discontinuidad intracaloviana
	Gb; P; Gr; Mh; Cb	Calizas bioclásticas tipo grainstones, packstones y mudstones	180 m	Ambiente somero de alta energía (<i>shoreface</i>). Depósitos de plataforma carbonatada
C. Volcánica-piroclástica	C1	Dacitas y andesitas	20 a 30 m	Vulcanismo asociado al arco magmático Jurásico. Colmatación de la cuenca
	C2 a	Depósito ignimbrítico, conformado por tobas soldadas de lapilli y cineríticas subordinadas; con gradación normal y <i>fiammes</i> hacia techo	80 m mínimo	Sedimentación de coladas piroclásticas tras el colapso de la columna eruptiva

b	Depósito co-ignimbrítico, conformado por tobas no-soldadas de lapilli-brechosas y cineríticas; con laminación paralela y bandeamiento interno	Depósitos de caída piroclástica, por transporte de componentes tamaño ceniza en una nube eruptiva secundaria (<i>ash cloud</i>)
c	Depósito ignimbrítico de alta energía, conformado por brechas volcanoclásticas, con matriz tamaño lapilli	Depósitos de colada piroclástica " <i>plug</i> ", cuyos componentes son transportados y retrabajados en el límite inferior del flujo piroclástico

6.1.1. Asociación de facies A: depósitos de cuenca, ambiente marino profundo.

Asociación de lutitas negras y margas arenosas. Se le ha interpretado como depósitos de abanicos submarinos en un ambiente marino profundo. Según el modelo conceptual de Einsele (1992), los términos más proximales de los abanicos corresponderían a secuencias turbidíticas (A2), en las que se han reconocido las características de la sucesión de Bouma. Estos depósitos en sus áreas distales se irían haciendo cada vez más finos, hasta ser reemplazados por depósitos hemipelágicos y pelágicos (A1).

6.1.2. Asociación de facies B: *shoreface*, plataforma carbonatada

Esta asociación ha sido interpretada de acuerdo a la clasificación de facies carbonatada propuesta por Vera (1994), basada a su vez en los análisis texturales de Dunham (1962) para tales tipos de litologías. Esta clasificación se encuentra en concordancia con todos los criterios utilizados por Wilson (1975) y Flügel (1982) en sus modelos de microfacies carbonatada.

El conglomerado basal (B'=rudita calcárea) correspondería al depósito de un flujo de detritos, acumulado en un ambiente mareal (Vera, 1994), sometido a rápidas fluctuaciones del nivel del mar (De la Cruz y Suárez, 1997). El material habría proveniendo de la erosión de las unidades infrayacentes, tanto de la asociación de lutitas

(A1 y A2) como de una unidad volcánica de la que no se encontró otra evidencia que los clastos de conglomerado; aunque mencionada en el trabajo de De la Cruz y Suárez (1997). Según el modelo de Vail *et al.* (1984), el conglomerado basal (B') reflejaría un importante límite de secuencia deposicional en la base de esta asociación.

Las calizas bioclásticas (Gb=grainstones bioclásticas; P=packstones; Gr=grainstones con crinoideos; Mh=mudstones homogéneas) que sobreyacen al conglomerado basal (B') se habrían depositado tras un descenso relativo del nivel de base, ocasionando durante el Caloviano medio al Oxfordiano la somerización de la cuenca, con la subsecuente acumulación de sedimentos carbonatados en la plataforma (De la Cruz y Suárez, 1997). La facies Cb (calcarenitas bioclásticas), depositada hacia el techo de la asociación, representaría un ambiente marino somero de elevada energía (Vera, 1994).

6.1.3. Asociación de facies C: Volcánica-piroclástica

La asociación de facies C, interpretada según el modelo de Branney y Kokelaar (2002), representaría la última etapa de sedimentación en la Formación Nacientes del Biobío, y se encontraría relacionada a la intensa actividad efusiva del arco magmático durante el Kimmeridgiano (De la Cruz y Suárez, 1997). En la unidad piroclástica (C2) ha sido posible diferenciar tres sublitofacies, reconocidas además en el modelo propuesto por Sparks *et al.* (1973) para secuencias de flujos piroclásticos, y posteriormente modificado por Fisher, 1979 (Figura 27): Los depósitos de origen explosivo, sobreyacentes a las coladas volcánicas, se interpretan como la sedimentación de flujos laminares de la colada piroclástica (*underflows*; Smith y Roobol, 1982), originados tras el colapso de la columna eruptiva (C2.a). La retención de temperatura al interior del flujo favorece la soldadura de la roca (Sparks y Wilson, 1976); característica que otorgan al depósito las abundantes *fiammes*.

Otra fracción se habría transportado en una nube eruptiva secundaria (*ash cloud*), separada de los componentes más densos del flujo piroclástico inicial (*underflow*), expandiéndose y elevándose por convección sobre el suelo (Sheridan, 1979). Desde allí, se habría depositado como "caída de cenizas" (C2.b; *co-ignimbrite*

ash fall; Sparks y Walker, 1977). Debido a que desde la nube de cenizas gran parte del calor se disipa hacia la atmósfera, estos depósitos son comúnmente no soldados (Sparks y Wilson, 1976); lo cual explica la ausencia de *fiammes* en el estrato.

Por último, las brechas volcanoclásticas superiores (C2.c; “*plug*” brechas) se interpretan como una facies de mayor energía de la litofacies ignimbrita, la cual habría sido depositada a través del límite inferior del *underflow* de la corriente piroclástica. Los bloques que la componen pueden provenir de i) la erosión o colapso del cono volcánico, ii) avalanchas de detritos, y/o iii) erosión del substrato por el que se desliza el *underflow*. (Branney y Kokelaar, 1996; Moore y Kokelaar, 1998). Este tipo de brechas pueden hallarse en la base (Wilson y Walker, 1982), el centro (Self *et al.*, 1986) y en el techo (Scott *et al.*, 1996) de un depósito ignimbrítico, representando desde facies proximales a distales, como parece indicar la columna estratigráfica.

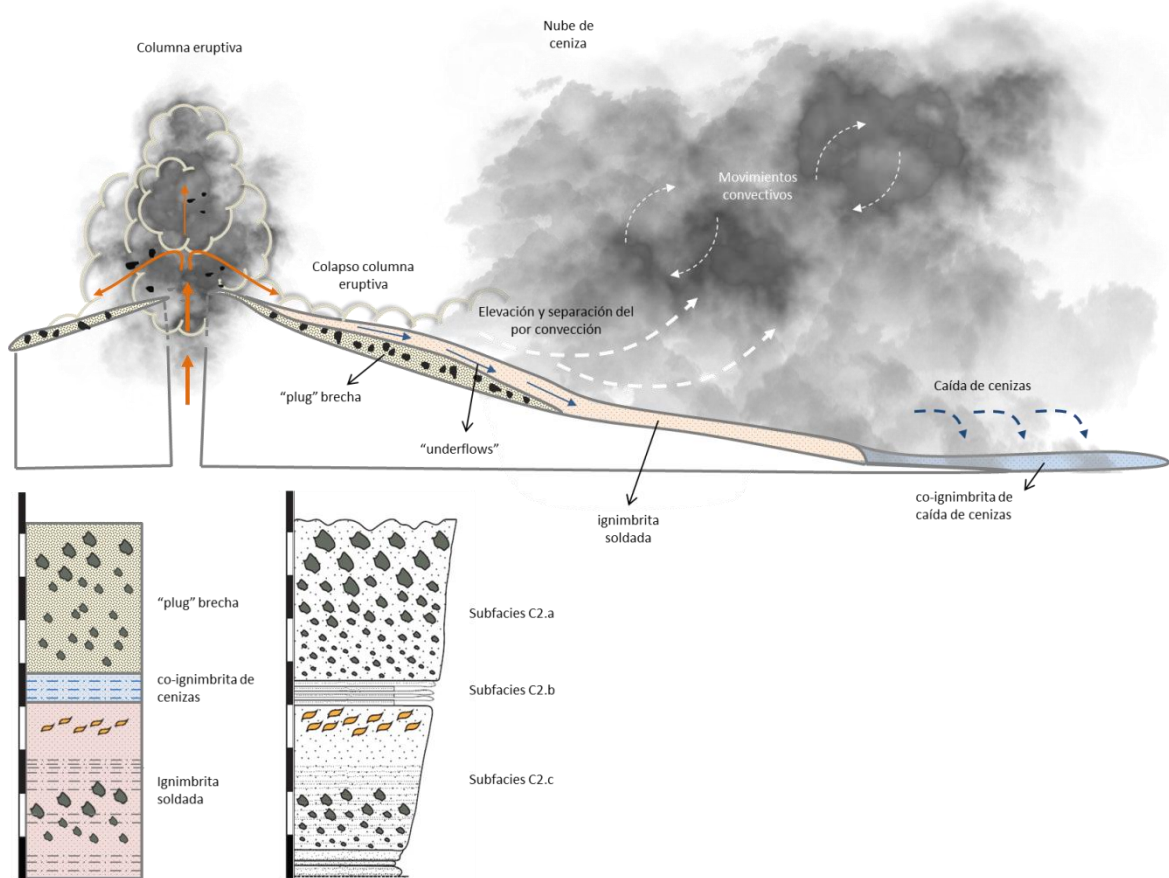


Figura 27. Esquema sobre la génesis de los depósitos piroclásticos de la Facies C del Miembro Lonquimay, comparándolos con una columna estratigráfica generalizada. Modificado de Branney y Kokelaar (2002).

6.2. CONSIDERACIONES SOBRE LA FUENTE Y EVOLUCIÓN DE LOS MAGMAS

En base a las características petrográficas y geoquímicas de las lavas estudiadas, podemos establecer algunos parámetros con respecto a la fuente, a la historia de cristalización y evolución de las rocas volcánicas, y a las condiciones del volcanismo de arco durante el Jurásico en los Andes australes.

Las rocas estudiadas se caracterizan por presentar altas concentraciones de Al_2O_3 , las que contrastan con los bajos valores de P_2O_5 , K_2O y TiO_2 . Son reducidas las concentraciones de CaO , excepto en la muestra PA-2 (basáltica), cuyo alto valor pudiese estar relacionado con la fuerte alteración a epidota de la roca.

Bajos valores de $\#Mg$ y MgO (wt%), reducidas concentraciones de Ti, V, Cr y Ni (ppm), y el aumento en el contenido de tierras raras hacia las rocas más jóvenes sugieren que los magmas habrían sufrido procesos de cristalización fraccionada.

Los diseños relativamente planos (aunque enriquecidos hacia el extremo de las LREE), con pendientes de $(La/Yb)_N < 8$, de $(Sm/Yb)_N < 2,6$ (a excepción de la muestra MIII1-08, con un valor de 3,4), y de $(Ce/Yb)_N < 7$; permitirían asumir una fuente poco profunda, con ausencia de granate como fase residual en la fuente y/o fase fraccionada en la evolución de los magmas (Kay y Kay, 1993).

La ausencia general de anomalías negativas de Eu y el empobrecimiento en Sr limitado solo a las rocas del Jurásico Superior, a pesar de la abundante población modal de plagioclasas en todas las muestras, podría deberse al fraccionamiento de plagioclasa en condiciones de alta fugacidad de oxígeno, donde el Eu^{+3} no reemplaza al Ca^{+2} en su estructura cristalina.

Los diagramas spider de las lavas muestran patrones típicos de subducción (razones $La/Nb \sim 3,4$; Gorton y Schandl, 2000), con altos contenidos de elementos LILE con respecto a los HFSE, anomalías positivas de Pb, y valores deprimidos en Ti y

Nb; sugiriendo la influencia de fluidos provenientes de la deshidratación de la placa oceánica subductada en la generación de los magmas (Pearce, 1982).

Las razones de Sr/Y y $(La/Yb)_N$ son usadas comúnmente para inferir cuantitativamente las profundidades de generación de los magmas (Mantle y Collins, 2008; Profeta *et al.*, 2015), constituyendo un método viable para estimar el espesor de la corteza a través del tiempo en sistemas convergentes orogénicos (Chapman *et al.*, 2015; Profeta *et al.*, 2015).

El Sr es compatible a bajas presiones ($< \sim 10$ kbar) donde es incorporado fuertemente en la plagioclasa (Kay y Mpodozis, 2001). Sin embargo, a altas presiones (> 12 kbar), donde la plagioclasa es inestable, el Sr es incompatible y forma parte, preferentemente, de la fase líquida. Por el contrario, el Y es incompatible a bajas presiones, pero a alta presión particiona fácilmente en el granate y el anfíbol (Lee *et al.*, 2007). Como resultado, la razón Sr/Y es un indicador cualitativo de la presión cortical media, y por lo tanto, de la profundidad a la que se produjo la diferenciación magmática (Paterson y Ducea, 2015).

Una mayor razón de Sr/Y implica una mayor presión y/o profundidad de generación de magmas (Chapman *et al.*, 2015). Además, una mayor dispersión en los valores mostrados por las razones Sr/Y está relacionada con espesores del arco entre los 25 y 30 km; rango común para arcos magmáticos (Kay y Mpodozis, 2001; Profeta *et al.*, 2015).

Una hipótesis similar puede adoptarse para las relaciones de tierras raras livianas (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE); para lo cual se utiliza la razón $(La/Yb)_N$. Razones elevadas de $(La/Yb)_N$ se atribuyen a rocas con fraccionamiento de granate y/o anfíbol en arcos engrosados; mientras que relaciones menores de $(La/Yb)_N$ son propias de arcos adelgazados (Profeta *et al.*, 2015).

Los rangos arrojados por el Sr/Y son bajos, en los que se observa cierta dispersión. Las razones más altas recaen en las rocas cretácicas-paleógenas, las que alcanzan valores de 25,1 y 42,5; contrastando con los entregados por las muestras

jurásicas (entre 7 y 15). En el caso de las relaciones $(La/Yb)_N$, los valores siguen siendo bajos y relativamente constantes, entre 2 y 8, donde las rocas cretácicas-paleógenas conservan las razones más elevadas.

Ambos resultados indicarían que, durante el Jurásico, los magmas se habrían originado a bajas presiones, en una corteza adelgazada, la cual se habría ido engrosando hacia el Cretácico-Paleógeno; sin fraccionamiento de HREE, y por lo tanto, sin residuos de granate en la fuente.

Estos rangos han sido comparados con los entregados por Profeta *et al.* (2015) y Mantle y Collins (2008), en relación a la profundidad del Moho, donde la relación $(La/Yb)_N$ refleja que las rocas jurásicas se habrían generado en una corteza cercana a los ~35 km de espesor, la cual habría alcanzado los ~48-55 km (razones Sr/Y) durante el Cretácico-Paleógeno (Figura 28).

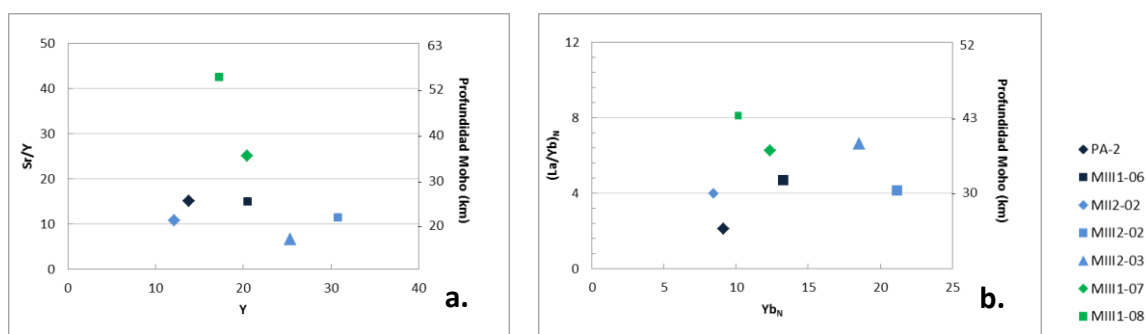


Figura 28. Diagramas de dispersión, en relación a la profundidad del Moho (Profeta *et al.*, 2015). **a)** Diagrama Sr/Y v/s Y. **b)** Diagrama $(La/Yb)_N$ v/s Yb_N , valores normalizados al Condrito (McDonough y Sun, 1995).

Por otro lado, las bajas razones de $(Sm/Yb)_N$ y $(Ce/Yb)_N$ corroborarían que los magmas se habrían generado bajo una corteza continental adelgazada durante el Jurásico, de ~35 km de espesor (Kay y Mpodozis, 2001).

En el diagrama Dy/Dy^* versus Dy/Yb de la Figura 22 las rocas se sitúan en áreas con bajos valores de Dy/Dy^* (<1) y valores medios de Dy/Yb . Para procesos de cristalización fraccionada de medio-bajo grado, tanto el olivino como la plagioclasa tienen efectos limitados sobre las razones señaladas, siendo el anfíbol o el

clinopiroxeno los únicos minerales que pueden disminuir la razón Dy/Dy^* de manera significativa (Davidson *et al.*, 2013). Entre estos dos minerales, el anfíbol posee un efecto mayor, conduciendo a un mayor empobrecimiento en Dy/Yb . Lo anterior permite inferir una fuente con fraccionamiento de anfíbol, \pm clinopiroxeno y libre de granate para los magmas que originaron las rocas volcánicas en el sector de Lonquimay. Por otro lado, la Figura 29, con rangos de Dy/Yb ampliados, ubica a las muestras de este estudio en el campo del MORB, señalando una fuente enriquecida, con posible aporte de sedimentos en la cuña del manto.

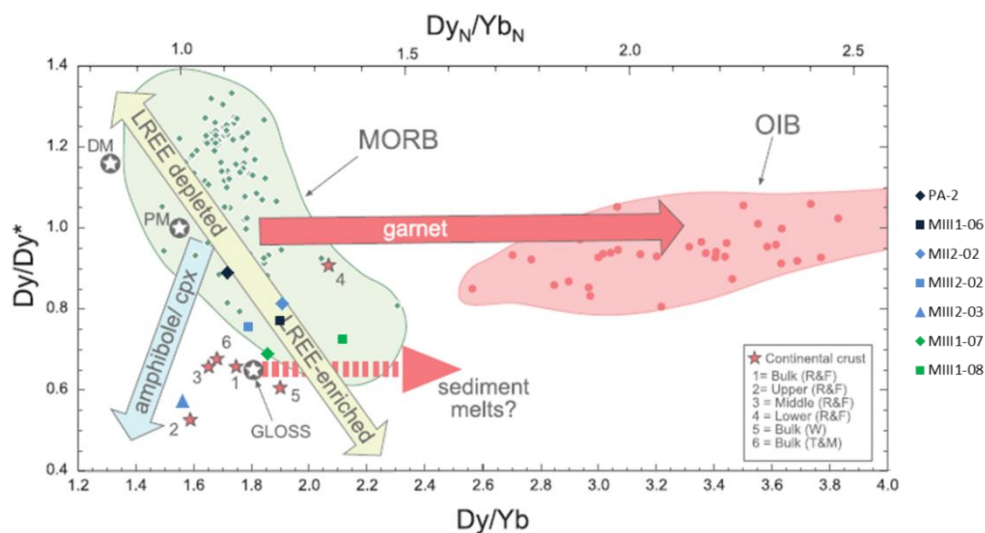


Figura 29. Diagrama Dy/Dy^* versus Dy/Yb , eje horizontal Dy/Yb extendido con el fin de mostrar campos del MORB y OIB. Campo del OIB se extiende a valores mucho mayores de Dy/Yb (Dy/Yb hasta ~ 12). Modificado de Davidson *et al.*, 2013.

6.3. MODELACIÓN CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA CON ASIMILACIÓN PARA LAS ROCAS JURÁSICAS

El modelo de asimilación por cristalización fraccionada (AFC) utilizando las ecuaciones de DePaolo (1981) se aplicó a las lavas básicas e intermedias jurásicas de este estudio. La muestra menos fraccionada PA-2 (alto MgO , $\#Mg$, Ni y V , y bajas razones $La_N/Yb_N \sim 2$) fue seleccionada para representar el magma inicial del Jurásico Inferior; mientras que la muestra MII2-02 (alto Ni y V ; bajas razones de $La_N/Yb_N < 4$), del Miembro Lonquimay fue utilizada con el mismo fin para las rocas del Jurásico

Superior. En el modelo, la composición de elementos traza de un magma afectado por el proceso AFC se expresa mediante:

$$C_{lc}^{AFC} = C_0^f \left[F^{-z} + \left(\frac{r}{r-1} \right) \frac{C_a}{zC_0^f} (1 - F^{-z}) \right]$$

donde C_0^f es la composición inicial de un elemento traza en el magma, F es la fracción en masa del magma residual y C_a es la concentración del elemento en el material asimilado. El valor de r describe la relación existente entre el material asimilado y el material cristalizado, expresado mediante la razón:

$$r = \frac{m_a}{m_c}$$

donde m_a es la cantidad de material asimilado y m_c es la cantidad de material cristalizado. El valor z de la ecuación AFC se expresa como:

$$z = \frac{r + D_0 - 1}{r - 1}$$

donde D_0 es el coeficiente de partición para el conjunto mineral.

El modelo considera el patrón de REE de la muestra menos diferenciada, haciéndolo coincidir con el de la roca más evolucionada, siendo ambas contemporáneas entre sí. Este ajuste se logra al alterar tres parámetros: el grado de contaminación del magma durante el proceso de enfriamiento (r), las proporciones de cada una de las fases minerales cristalizadas, y la cantidad de fundido remanente con respecto al material fraccionado (F).

Un modelamiento preliminar se realizó a partir de la muestra PA-2, del Jurásico Inferior. El mejor ajuste con respecto a MIII1-06 se obtuvo al considerar que el magma de composición PA-2 habría sufrido escasa asimilación durante su enfriamiento ($r=0,2$), cristalizando en el proceso las siguientes fases minerales: granate (4%), ortopiroxeno (20%), clinopiroxeno (46%), plagioclasa (10%) y anfíbol (20%). Al finalizar el proceso de cristalización, el fundido remanente (F) alcanzaría el 55% del

volumen total (Figura 30). No obstante, los diseños planos en los patrones de HREE, sumado a las bajas razones de Sr/Y, La_N/Yb_N y Dy/Yb descartan el fraccionamiento de granate, haciéndose necesario buscar una serie de cristalización diferente.

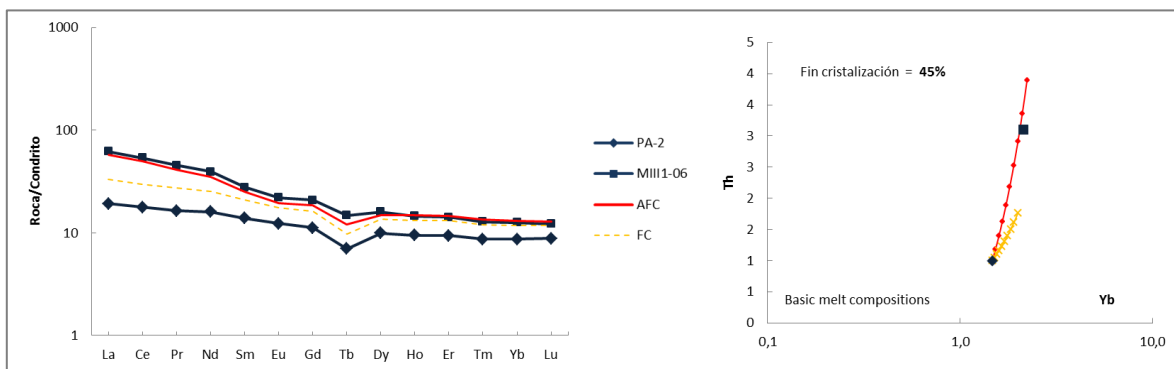


Figura 30. Modelo de AFC (cristalización fraccionada con asimilación) para las rocas del Jurásico Inferior. Valores normalizados al Condrito (McDonough y Sun, 1995). $F=0,55$; $r=0,2$; $gt=0,04$; $opx=0,2$; $cpx=0,46$; $plg=0,1$; $anf=0,2$. (Izquierda) Diagrama REE; (Derecha) Diagrama Th (ppm) versus Yb (ppm). Línea amarilla representa el patrón de cristalización fraccionada sin asimilación (FC), línea roja representa el ajuste de AFC.

Considerando las restricciones derivadas del análisis de los elementos trazas y tierras raras, se realizó un segundo modelamiento para las rocas del Jurásico Inferior (Figura 31 a); esta vez, considerando rangos un poco más elevados de asimilación ($r=0,4$), como también una proporción mayor de fundido remanente ($F=70\%$) con respecto a las fases fraccionadas, las cuales corresponderían a: ortopiroxeno (20%), clinopiroxeno (60%), plagioclasa (5%) y anfíbol (15%).

El modelamiento para el Jurásico Superior indica que la muestra MIII2-02 se habría generado a partir del fraccionamiento de clinopiroxeno (50%), plagioclasa (40%) y anfíbol (10%), a partir de un magma según la composición de MII2-02 y de asimilación cortical importante ($r=0,5$). Las fases fraccionadas, separadas del fundido residual (F), alcanzarían el 48% del volumen total (Figura 31 b).

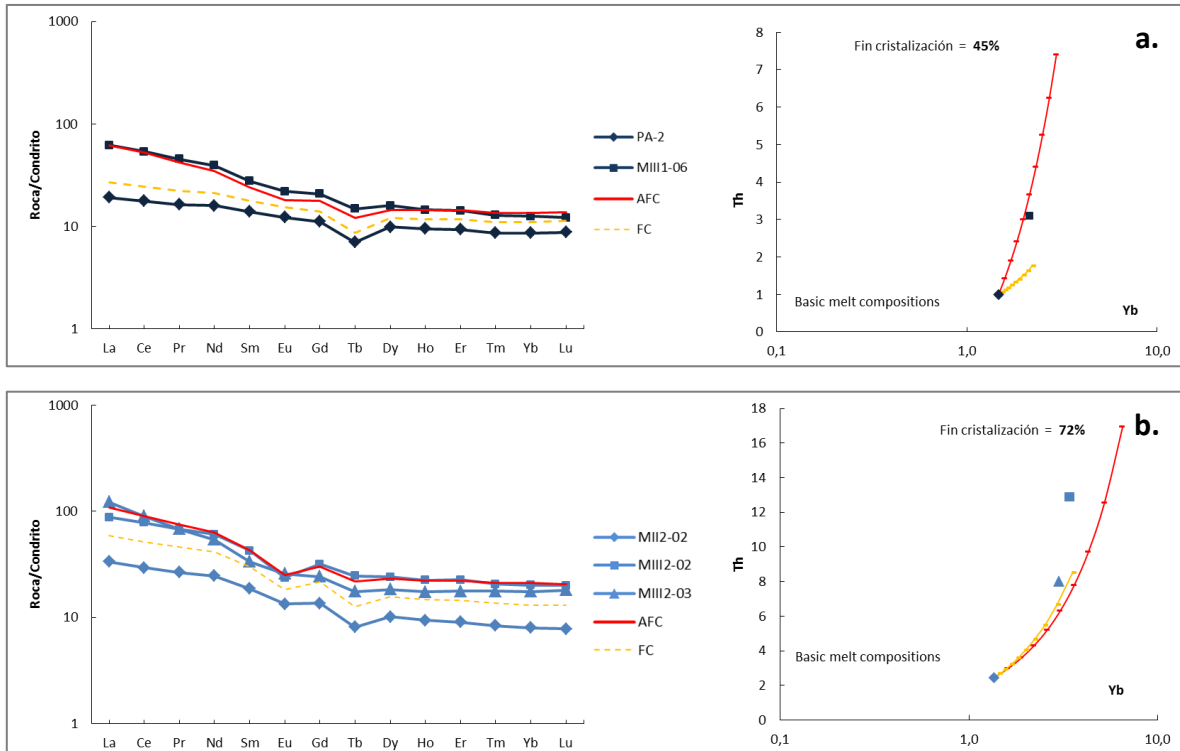


Figura 31. Modelación de AFC, valores normalizados al Condrito (McDonough y Sun, 1995). (Izquierda) Diagrama REE, (derecha) diagrama Th (ppm) versus Yb (ppm). Línea amarilla representa el patrón de cristalización fraccionada sin asimilación (FC). Línea roja representa el ajuste de AFC para cada modelo. **a)** Jurásico Inferior. $F=0,7$; $r=0,4$; $opx=0,2$; $cpx=0,6$; $plg=0,05$; $anf=0,15$. **b)** Jurásico Superior. $F=0,48$; $r=0,5$; $cpx=0,5$; $plg=0,4$; $anf=0,1$.

6.4. SIMILITUDES PETROGENÉTICAS CON EL VOLCANISMO DE ARCO DEL CENTRO Y NORTE DE CHILE

El magmatismo que tuvo lugar desde el Jurásico al Cretácico temprano en el margen occidental de América del Sur, se halla registrado en los productos volcánicos e intrusivos que afloran a lo largo de la actual Cordillera de la Costa; desde el sur del Perú hasta Chile central (Mpodozis y Ramos, 2008), alcanzando los 38-39° S. Estas rocas presentan afinidades geoquímicas de arco relacionado a subducción, las que habrían evolucionado en presencia de una corteza relativamente delgada (Oliveros *et al.* 2007).

Los productos derivados del arco están representados por secuencias volcánicas, tales como la Formación Camaraca, Oficina Viz y La Negra entre Arica y

Antofagasta (Kramer *et al.* 2005, Oliveros *et al.* 2006), las Formaciones La Negra y Punta del Cobre en la zona de Chañaral-Copiapó (Godoy y Lara 1998, Arriagada *et al.* 2006) o las Formaciones Ajial, Horqueta y Lo Prado en Chile Central (Vergara *et al.* 1995).

Con el fin de comparar la geoquímica de las rocas jurásicas del norte y centro de Chile con las pertenecientes a los Andes más australes, se consideraron muestras de trabajos anteriores, realizados por Oliveros *et al.* (2007) para la Formación Camaraca; de Kramer *et al.* (2005) y Oliveros *et al.* (2007) para la Formación Oficina Viz; de Rogers y Hawkesworth (1989), Pichowiak (1994), Lucassen *et al.* (2006) y Oliveros *et al.* (2007) para la Formación La Negra; de Marshchik y Fonbote (2001) para la Formación Punta del Cobre; y de Vergara *et al.* (1995) para las Formaciones Ajial, Horqueta y Lo Prado (Figura 31 a).

6.4.1. Tierras Raras

Los patrones de tierras raras presentan pendientes semejantes entre ambos grupos de datos (razones La/Yb entre 2 y 9); con valores de MREE y HREE muy similares, aunque con rangos de LREE notoriamente más deprimidos en las muestras de la Formación Nacientes del Biobío. Las mayores similitudes con las rocas jurásicas de los Andes del sur se concentran en las rocas de las Formaciones Oficina Viz y Punta del Cobre (Figura 31 c y e).

Anomalías negativas de Eu son recurrentes en las rocas del norte-centro de Chile, tal como en las rocas del Jurásico Superior de la Formación Nacientes del Biobío; sin embargo, un gran grupo de datos de la Formación Oficina Viz no la presenta (Figura 31 c), símil a las muestras del Jurásico Inferior y Cretácico-Paleógeno de este estudio. Valores deprimidos en Tb son inexistentes en las rocas de la bibliografía, por lo que podría deberse a un error analítico.

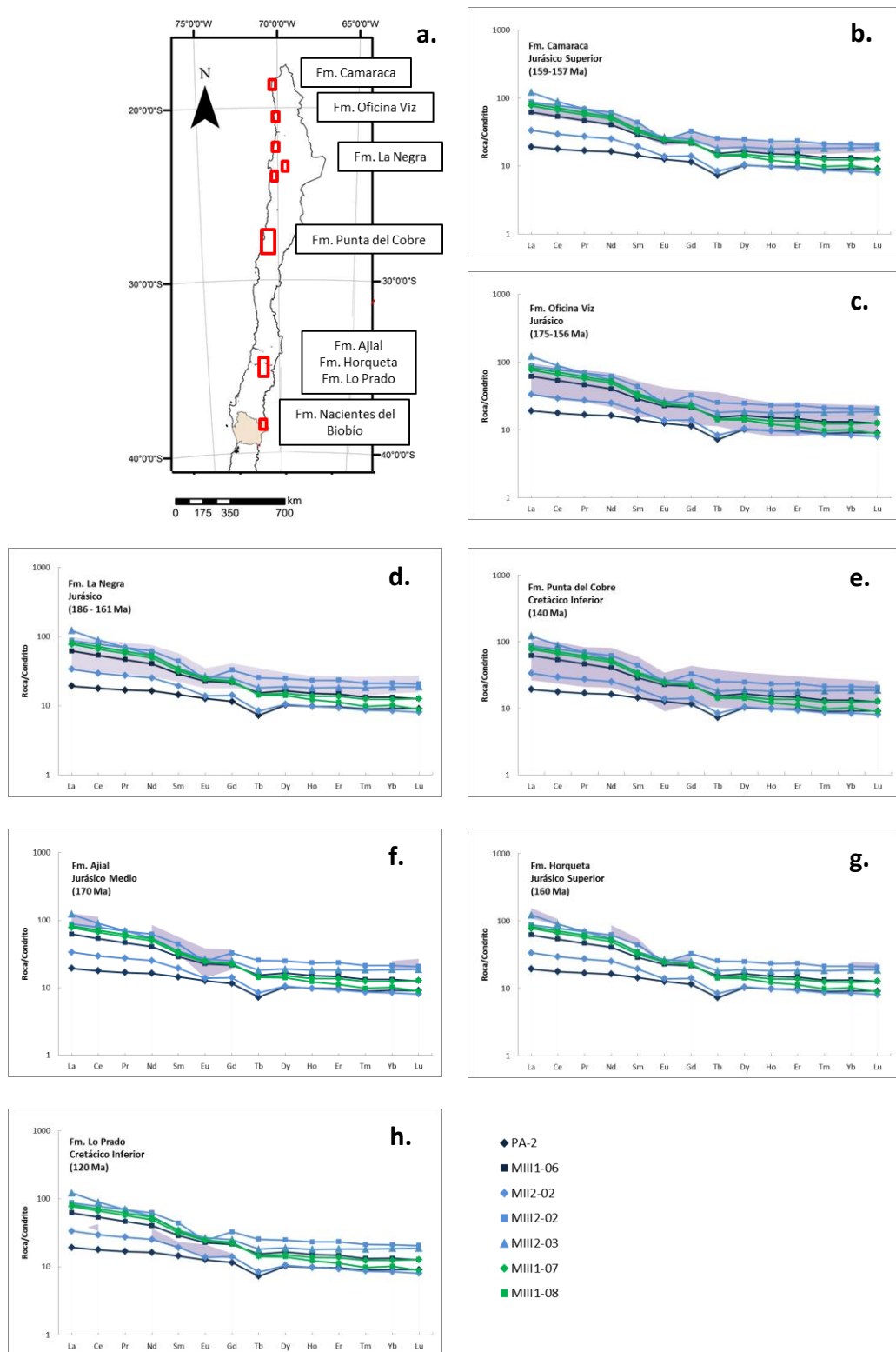
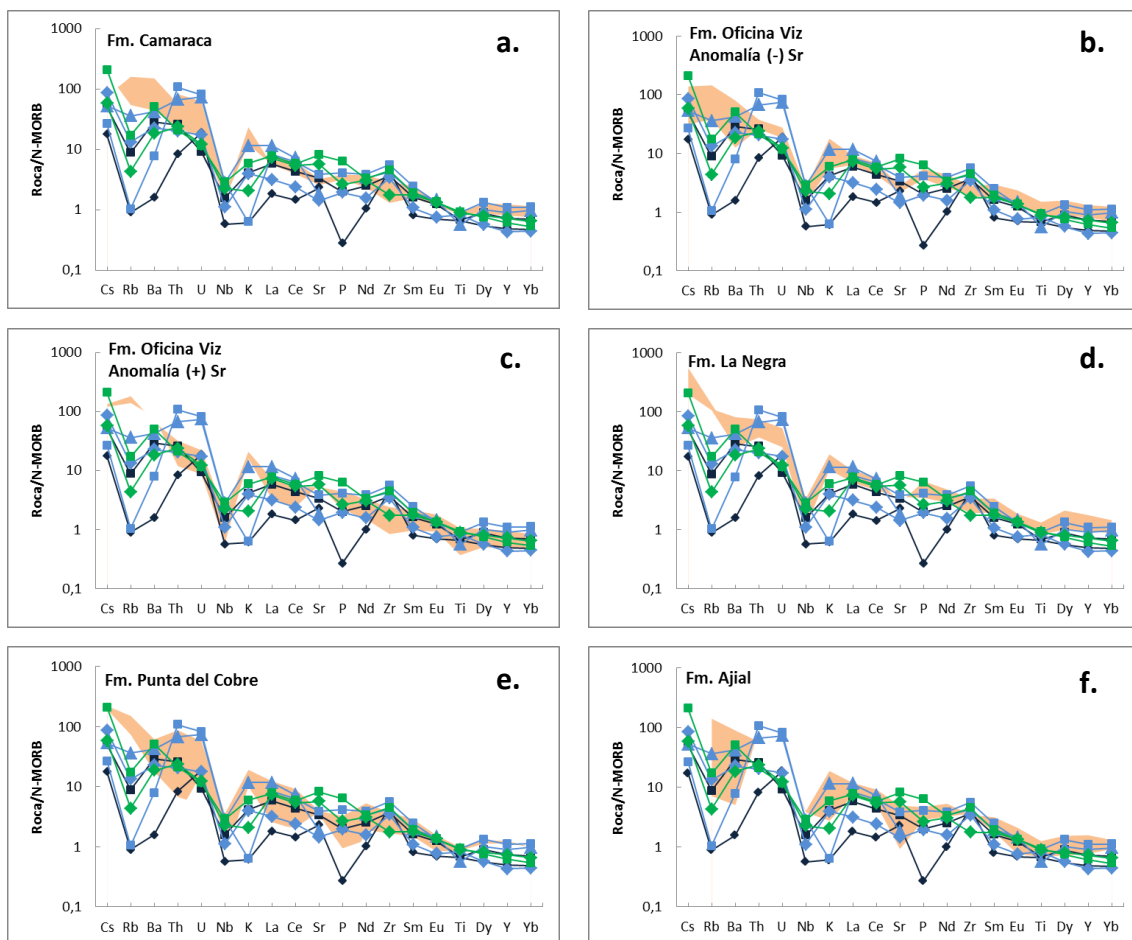


Figura 32. a) Distribución de las unidades citadas en este apartado. **b)-h)** Diagrama de REE, valores normalizados al Condrito (McDonough y Sun, 1995). Se representan los valores obtenidos de trabajos anteriores para las unidades del centro-norte de Chile (polígono violeta); y las muestras del presente estudio, pertenecientes a la Formación Nacientes del Biobío y Complejo Vizcacha-Cumilao.

6.4.2. Diagramas multielemento

Los diagramas spider normalizados al N-MORB de las Formaciones del norte y centro de Chile (Figura 32) muestran patrones semejantes a las rocas del presente estudio; exhibiendo mayor abundancia en elementos LILE con respecto a los HFSE, y anomalías negativas de Nb y Ti. Sin embargo, no muestran valores empobrecidos en Rb, P y/o K, aunque sí en Zr. La mayoría de las unidades presentan anomalía negativa de Sr, a excepción de la Formación Oficina Viz (la cual se ha subdividido en dos grupos, Figura 32 b y c) y Punta del Cobre (Figura 32 e).



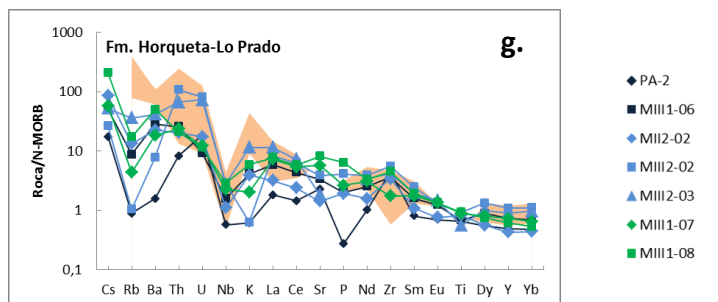


Figura 33. (a-g) Diagramas spider, valores normalizados al N-MORB (Pearce y Parkinson, 1993). Se representan los valores obtenidos de trabajos anteriores para las unidades del centro-norte de Chile (polígono anaranjado); y las muestras del presente estudio, pertenecientes a la Formación Nacientes del Biobío y Complejo Vizcacha-Cumilao.

En general, las rocas al sur de los 38°S muestran mayores similitudes con las pertenecientes a la Formación Oficina Viz, sin considerar los valores de Zr.

Las abundancias de Ba, Sr y, en algunos casos K, en relación a los elementos de alto radio iónico, favorecerían la hipótesis de un enriquecimiento de fluidos en el límite entre la losa y el manto (Peate *et al.*, 1997). La adición de fundidos provenientes del *slab* ha sido señalada como uno de los factores en la generación de las lavas de la Formación Oficina Viz en el área de Iquique (Kramer *et al.*, 2005). Sin embargo, las relaciones Nb/Ta de esta unidad reflejan valores más bajos que los propios del MORB, además de razones relativamente bajas de Sr/Y (<30), por lo que una componente de fusión de la losa sería improbable en la génesis de estas rocas (Oliveros *et al.*, 2007).

Los diagramas de dispersión entre elementos trazas, relacionándolos con la profundidad del Moho, muestran rangos similares a los anteriormente señalados para las muestras del presente estudio. La mayoría de las rocas del arco jurásico se habrían originado en una corteza relativamente delgada, cercana a los ~35 km de profundidad (Figura 33).

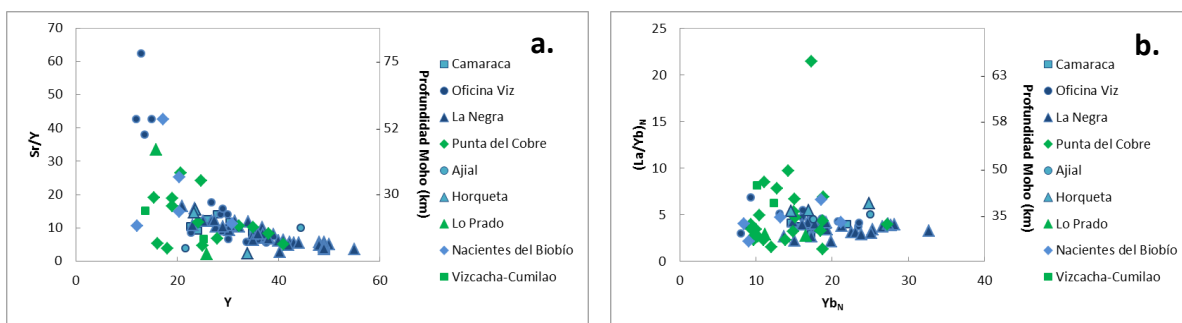


Figura 34. Diagramas de dispersión, en relación a la profundidad del Moho (Profeta *et al.*, 2015), comparando los valores del presente estudio con las Formaciones jurásicas-cretácicas del centro-norte de Chile. **a)** Diagrama Sr/Y v/s Y. **b)** Diagrama $(La/Yb)_N$ v/s Yb , valores normalizados al Condrito (Sun y McDonough, 1995).

6.5. SÍNTESIS: EVOLUCIÓN DEL MARGEN ANDINO JURÁSICO, A LA ALTURA DE LOS 38-39° S

Durante el Pliensbachiano superior al Toarciense inferior, lavas de composición basáltica se habrían acumulado al interior de una cuenca de intra-arco, configurada al este del arco volcánico principal (Ramos, 1999b). Estas rocas, pertenecientes al Miembro Icalma, presentan firmas típicas de subducción; proceso que tuvo lugar bajo un régimen de deformación extensional, el cual se habría prolongado hasta el Cretácico (Scheuber y González, 1999; Grocott y Taylor, 2002, Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008). En consecuencia los magmas generados habrían ascendido rápidamente a través de una corteza adelgazada, cercana a los 35 km de grosor, sufriendo escasa asimilación cortical (Figura 35 a).

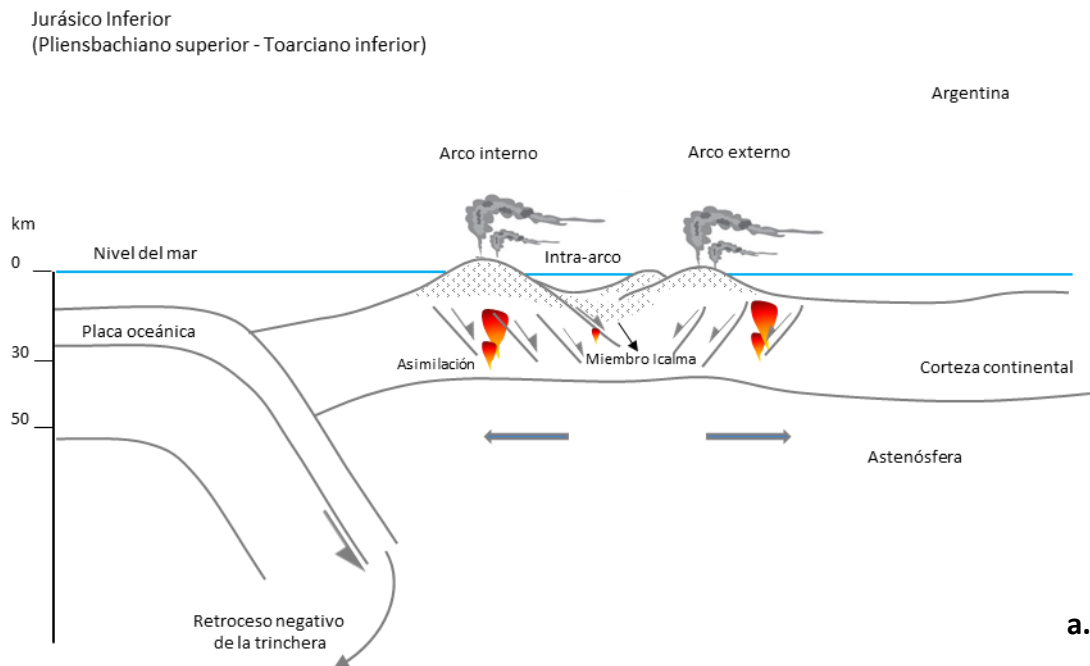
Desde el Jurásico Medio-Superior se configura al este del arco volcánico un esquema de cuenca de tras-arco (Cuenca de Neuquén), en la cual, desde el Batoniano tardío al Caloviano temprano, se depositan sedimentos de fondo marino (Facies A, Miembro Lonquimay), los que anteceden a la acumulación de facies de plataforma carbonatada entre el Caloviano medio-Oxfordiano (Facies B, Miembro Lonquimay), tras un descenso relativo del nivel de base (De la Cruz y Suárez, 1997).

Hacia el Jurásico Superior, probablemente durante el Kimmeridgiano temprano, la actividad del arco se acrecentó, generando un intenso magmatismo (De

la Cruz y Suárez, 1997); cuyas etapas finales se hayan representadas por importantes secuencias piroclásticas, las que habrían colmatado la cuenca (Facies C, Miembro Lonquimay). Por otro lado, cuerpos intrusivos asociados a la intensa actividad magmática que tuvo lugar durante este período hasta el Cretácico (Grupo Plutónico Galletué) intruyen las unidades más antiguas a lo largo del arco (Suárez y Emparan, 1997; Figura 35 b).

Hacia el Cretácico Inferior tardío comienza un periodo de intensa deformación compresiva, con alzamiento y erosión de las unidades jurásicas y cretácicas pre-existentes, además de la inversión de las cuencas de tras-arco (Charrier *et al.*, 2007). Esta etapa, conocida como la Fase Peruana o Subhercínica, da inicio a un régimen altamente compresivo, provocado por un mayor acoplamiento entre las placas Oceánica y Sudamericana, como consecuencia de la alta producción de corteza en el Pacífico (Charrier *et al.*, 2007; Larson, 1991).

La actividad del arco volcánico continúa, representada por las rocas del Complejo Vizcacha-Cumilao (Suárez y Emparan, 1997). La química de estas rocas da cuenta del ascenso a través de una corteza más engrosada que la del Jurásico Inferior (~50 km; Figura 35 c).



Jurásico Medio-Superior
(Batoniano tardío-Kimmeridgiano temprano)

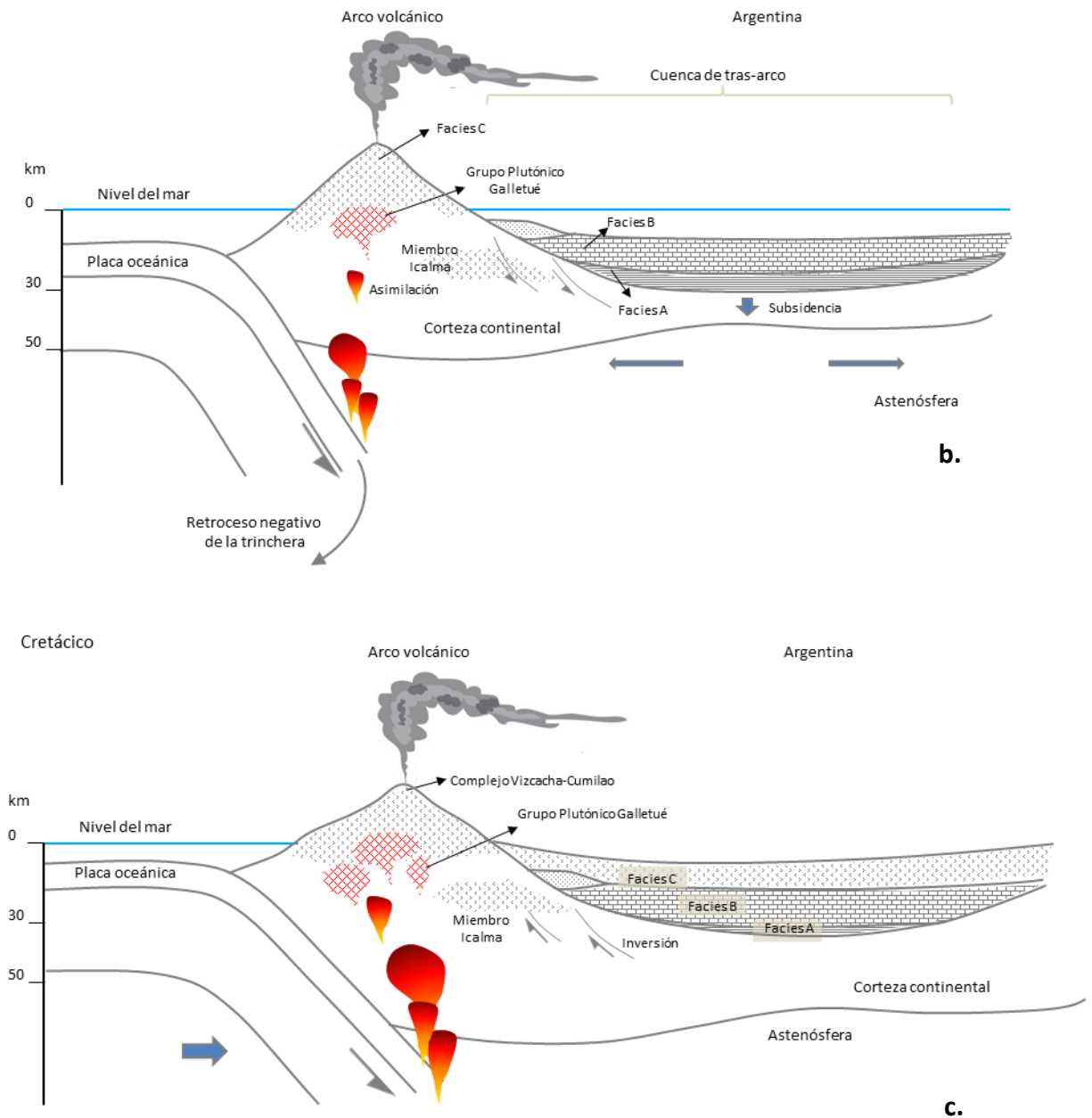


Figura 35. Evolución tectónica del margen andino a los 38° S. **a)** Margen andino durante el Jurásico Inferior. Esquema cuenca de intra-arco, con emisión de basaltos de almohadilla del Miembro Icalma. Corteza adelgazada por esfuerzos transtensionales, asociados a *roll-back* del *slab* (Ramos, 1999a). **b)** Margen andino durante el Jurásico Medio-Superior. Esquema cuenca de tras-arco, con acumulación de secuencias marino-profundas y de plataforma carbonatada (Base Miembro Lonquimay). Arco volcánico activo, con emisión de lavas y rocas piroclásticas hacia el final del Jurásico, lo que colmatará la cuenca de tras-arco (Techo Miembro Lonquimay). Magmatismo representado por el Grupo Plutónico Galletué. **c)** Margen andino durante el Cretácico. Inversión de la cuenca de tras-arco, bajo condiciones más transpresivas, junto con un engrosamiento de la corteza continental. Arco volcánico activo, con emisión de rocas volcánicas (Complejo Vizcacha-Cumilao) y magmatismo (Grupo Plutónico Galletué).

7. CONCLUSIONES

Las rocas que constituyen la Formación Nacientes del Biobío presentan edades asignadas desde el Pliensbachiano tardío al Caloviano medio-Oxfordiano, extendiéndose hasta, probablemente el Kimmeridgiano temprano. Este amplio rango de edad permite interpretar la evolución del magmatismo Jurásico a lo largo del margen occidental de Gondwana, a la altura de los 38° S.

Basaltos de almohadilla del Miembro Icalma dan cuenta de la existencia de un volcanismo submarino, atribuido a la acumulación de lavas en una cuenca de intra-arco durante el Jurásico Inferior. Este volcanismo presenta firmas propias de márgenes de subducción, con marcadas anomalías negativas de Nb y Ti, y un notorio enriquecimiento en elementos LILE sobre los HFSE. Bajas razones de LREE/HREE (Sr/Y y La_N/Yb_N) indican que los magmas se generaron a escasa profundidad (~35 km).

Los patrones paralelos de las tierras raras dan cuenta de un proceso de evolución común; donde las rocas se habrían diferenciado mediante procesos de cristalización fraccionada con asimilación (AFC). En las rocas del Jurásico Inferior, las principales fases fraccionadas corresponderían a clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol, mientras que en las del Jurásico Superior la mineralogía cambiaría a clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa; sin existir evidencias de fraccionamiento de granate en alguno de los grupos. Valores de Dy/Dy^* versus Dy/Yb permiten deducir una fuente magmática enriquecida, mientras que contenidos de La y Th señalarían una contribución de sedimentos subductados en la cuña del manto. No se halló evidencia de fusión del *slab* en la génesis de los magmas, los que habrían ascendido rápidamente a través de una corteza adelgazada (~35 km) sometida a procesos de rifting, limitando el grado de asimilación cortical de los magmas.

En el Jurásico Superior (Batoniano tardío-Kimmeridgiano temprano) continúa el régimen de subducción en el margen, como también la actividad del arco volcánico; procesos evidenciados por los patrones dentados de los diagramas spider, analizados en la componente volcánica del Miembro Lonquimay. Las rocas que lo componen

corresponden a lavas intermedias andesíticas y dacíticas, como también a potentes depósitos piroclásticos; secuencias que habrían colmatado la cuenca de tras-arco, ubicada al este del arco volcánico. A diferencia de las rocas volcánicas del Miembro Icalma, esta unidad habría evolucionado por fraccionamiento de plagioclasa, marcado por anomalías negativas Sr y Eu.

Rocas pertenecientes al Complejo Vizcacha-Cumilao muestran que hacia el Cretácico continúa la actividad en el arco, donde razones más elevadas de Sr/Y y La_N/Yb_N revelan un engrosamiento de la corteza (~50 km) con respecto al Jurásico. Anomalías levemente positivas de Sr y ausencia de anomalías negativas de Ti permiten inferir que, tanto la plagioclasa como los óxidos de Fe-Ti no forman parte de las principales fases fraccionadas en esta unidad.

Es recomendable complementar los resultados obtenidos en la actual investigación con métodos isotópicos y geocronológicos, ampliando así las interpretaciones en torno a la fuente y evolución de los magmas desde el Jurásico. Sin embargo, los datos geoquímicos aquí enseñados permiten iniciar un nuevo ciclo en torno a la comprensión del magmatismo Jurásico en los Andes centrales del Sur.

BIBLIOGRAFÍA

Arriagada, C.; Roperch, P.; Mpodozis, C.; Fernández, R. 2006. Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25-28°S) northern Chile. *Tectonics* 25, TC4001.

Branney, M.J.; Kokelaar, P. 2002. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society, London, *Memoirs*, 27.

Buchelt, M.; Tellez, C. 1988. The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, northern Chile (lithology, petrography, geochemistry). In: Bahlburg, H., Breitzkreuz, C., Giese, P. (Eds.), *The Southern Central Andes Lecture Notes in Earth Sciences* 17. Springer, Heidelberg, pp. 171-182.

Cabanis, B. and Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10 - Y/15 - Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et en evidence des mélange et/ot de vontamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 309, 2023-2029.

Chapman, J.B.; Ducea, M.N.; Profeta, L. and DeCelles, P.G. 2015. Tracking changes in crustal thickness during orogenic evolution with Sr/Y; an example from the Western U.S. Cordillera. *Geology* 43, 919-923.

Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*. The Geological Society, pp. 21-114.

Chotin, P. 1975. Les Andes Méridionales et la terminaison du Bassin Andin; Le Lonquimay (Chili) et le Neuquén (Argentine) Lat. 38°45'S. Thèse de Doctorat d'Etat et Sciences (Unpublished), Université Pierre et Marie Curie, 326 p.

Creixell, C. 2007. Petrogénesis y emplazamiento de enjambres de diques máficos mesozoicos de Chile central (30°-33°45'S): Implicancias tectónicas en el desarrollo del arco Jurásico - Cretácico temprano. Tesis para optar al grado de doctor en ciencias mención Geología.

Creixell, C.; Parada, M.A.; Morata, D.; Vásquez, P.; Pérez de Arce, C.; Arriagada, C. 2011. Middle-Late Jurassic to Early Cretaceous transtension and transpression during arc building in central Chile: evidence from mafic dike swarms. *Andean Geology* 38 (1): 37-63.

Dallmeyer, D.; Brown, M.; Grocott, J.; Taylor, G.; Treloar, P.J. 1996. Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean Plate boundary zone, 26°-27°30'S, North Chile: constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *The Journal of Geology* 104: 19-40.

Davidson, J.; Turner, S. and Plank, T. 2013. Dy/Dy*: Variations arising from mantle sources and petrogenetic processes, *J. Petrol.*, 54(3), 525-537.

De la Cruz, R. 1989. Turbiditas jurásicas de Lonquimay, Chile (Lat. 38°30'S): Abanico submarino de trasarco. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 266 p.

- De la Cruz, R.; Suárez, M. 1997. El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Bío-Bío (38-39°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, No. 1, p. 3-24.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of carbonate rocks* (W.E. Ham, Ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. I: 108-121.
- DePaolo, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra-Nevada and Peninsular Ranges, California. *J. Geophys. Res.* 86, 470-488.
- Echaurren, A.; Oliveros, V.; Folguera, A.; Ibarra, F.; Creixell, C.; Lucassen, F. 2017. Early Andean tectonomagmatic stages in north Patagonia: insights from field and geochemical data. *Journal of the Geological Society*, 174(3):405.
- Einsle, G. 1992. *Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget*. Springer-Verlag, Berlín, 628 pags.
- Emparan, C.; De La Cruz, R.; Muñoz, J.; Suarez, M. 1987. Cuadrángulos Lolco, Lonquimay, Sierra Nevada y Pino Hachado: Avance geológico 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Emparan, C.; Suárez, M.; Muñoz, J. 1992. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Bío-Bío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 71, escala 1:250.000.
- Ernesto M.; Marques L.; Piccirillo E.; Molina E.; Ussami N.; Comin-Chiaramonti P.; Bellieni G. 2002. Paraná Magmatic Province–Tristan da Cunha plume system: Fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.118, p. 15–36.
- Fisher, R.V. 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcan. Geoth. Res.* 6, 305-18.
- Flügel, E. 1982. *Microfacies analysis of limestones*. Springer-Verlag, Berlín, 633 pags.
- Franzese, J.R.; Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 257–270.
- Gana, P.; Tosdal, R.M. 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 2, p. 151-164.
- Giambiagi, L.; Alvarez, P.; Bechis, F. y Tunik, M. 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásico sobre el estilo de deformación en las fajas 63 plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4), 662-671.

Gifkins, C.C.; Allen, R.L. 2001. Textural and chemical characteristics of diagenetic and hydrothermal alteration in glassy volcanic rocks-examples from the Mount Read Volcanics, Tasmania. *Economic Geology* 96: 973-1002.

Gifkins, C.C.; Herrmann, W.; Large, R. 2005b. *Altered Volcanic Rocks. A guide to description and interpretation*. CODES – Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania: 286 p.

Godoy, E.; Lara, L. 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico 5-6, 1 mapa escala 1:100:000. Santiago.

González, O.; Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicación 24: 119 p.

Gorton, M.P.; Schandl, E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.

Grocott, J.; Taylor, G.K. 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°00'S). *Journal of the Geological Society of London* 159, 425-442.

Howell, J.A.; Schwarz, E.; Spalletti, L.A.; Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. In: Veiga, G.D.; Spalletti, L.A.; Howell, J.A.; Schwarz, E. (Eds.), *Geological Society, London, Special Publications* 252, pp. 1-14.

Jaillard, E.; Soler, P.; Carlier, G.; Mourier, T. 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society* 147 (9), 1009-1022. <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.147.6.1009>.

Kay, R.W. and Kay, S.M. 1993. Delamination and delamination magmatism: *Tectonophysics*, v. 219, p. 177-189.

Kay, S.M. and Mpodozis, C. 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust: *GSA Today*, v. 11, no. 3, p. 4-9.

Kramer, W.; Siebel, W.; Romer, R.; Haase, G.; Zimmer, M.; Ehrlichmann, R. 2004. 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* 65: 47-78.

Kramer, W.; Siebel, W.; Romer, R.; 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* 65, 47-78.

Larson, R. 1991a. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume: *Geology*, v. 19, p. 547-550.

Lee, C.-T.A.; Morton, D.M.; Kistler, R.W. and Baird, A.K. 2007. Petrology and tectonics of Phanerozoic continent formation: From island arcs to accretion and continental arc magmatism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 263, p. 370–387.

Lohmar, S. 2000. Estratigrafía y geoquímica del volcán Antuco y sus depósitos (Andes del Sur, 37°25'S). Universidad de Concepción. Memoria de Título.

Lucassen, F.; Kramer, W.; Bartsch, V.; Wilke, H.G.; Franz, G.; Romer, R.; 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* 152, 571-589.

MacLean, W.H.; Barrett, T.J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48: 109-133.

Mantle, G.W. and Collins, W.J. 2008. Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth: *Geology*, v. 36, p. 87–90.

Marschik, R., and Fontboté, L. 2001. The Punta del Cobre Formation, Punta del Cobre-Candelaria area, Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 401–433.

McDonough, W.F. and Sun, S.S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.

Mescua, J.F. 2011. Evolución estructural de la Cordillera Principal entre Las Choicas y Santa Elena (35°S), Provincia de Mendoza, Argentina. Tesis doctoral (inédito), Universidad de Buenos Aires: 244 p.

Moore, I.; Kokelaar, P. 1998. Technically controlled piecemeal caldera collapse: a case study of Glencoe volcano, Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 1448-1466.

Moreno, H.; Lahsen, A.; Varela, J.; Vergara, M. 1984. Estudio Geológico del grupo volcánico Antuco-Sierra velluda. Departamento de Geología y Geofísica. U. de Chile, para ENDESA, Contrato OICB-03.

Mpodozis, C.; Ramos, V. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, 481-497.

Muñoz, N.; Venegas, R.; Telles, C. 1988. La Formación La Negra: Nuevos antecedentes estratigráficos en la Cordillera de la Costa de Antofagasta. In Congreso Geológico Chileno, No. 5. Actas 1, A283–A311.

Naipauer, M.; García, E.; Marques, J.; Tunik, M.; Rojas, E.; Vujovich, G.; Pimentel, M.; Ramos, V. 2012. Intraplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics* 524-525: 59-75.

Nasi, C.; Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur de Río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile*, No. 16, p. 81-99.

Niemeyer, H.; Muñoz, J. 1983. Hoja de La Laja, Región del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 57: 52 p., escala 1:250.000.

Oliveros, V.; Féraud, G.; Aguirre, L.; Fornari, M.; Morata, D. 2006. The Early Andean Magmatic Province (EAMP): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 311-330.

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 ($18^{\circ}30'-24^{\circ}\text{S}$): geochemistry and petrogenesis. *Revista Geológica de Chile* 34 (2): 209-232.

Oliveros, V.; Labbé, M.; Rossel, P.; Charrier, R.; Encinas, A. 2012. Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: new constrains from the Lagunillas Formation, northern Chile ($27^{\circ}30'-28^{\circ}30'\text{S}$). *Journal of South American Earth Sciences* 35:25-40.

Parada, M.A.; López-Escobar, L.; Oliveros, V.; Fuentes, F.; Morata, D. 2007. Andean magmatism. In: Moreno, T.; Gibson, W. (Eds.), *The Geology of Chile*. The Geological Society of London, pp. 115-146.

Paterson, S.R. and Ducea, M.N. 2015. Arc magmatic tempos: Gathering the evidence. *Elements*, 11(2), 91-98.

Pearce, J.A. 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites* (Thorpe, R.S.; Editor). John Wiley and Sons: 525-548. London.

Pearce, J.A. and Parkinson, I.J. 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis; in Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., and Neary, C.R., eds., *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geological Society Special Publications, no. 76, p. 373-403.

Pearce, J.A.; Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Reviews and Earth and Planetary Science* 23: 251-285.

Peate, D.W.; Pearce, J.A.; Hawkesworth, C.J.; Colley, H.; Edwards, C.M.H.; Hirose, K. 1997. Geochemical variations in Vantu arc lavas: the role of subducted materials and a variable mantle wedge composition. *Journal of Petrology* 38: 1331-1358.

Pichowiak, S. 1994. Early Jurassic to Early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of North Chile. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; Editors). Springer: 203-217.

Plank, T. 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of continents. *Journal of Petrology*: 46: 921-944.

- Profeta, L. and Ducea, M.N. 2015. Using trace element proxies for crustal thickness of magmatic arcs: La/Yb: Proceedings of the 2015 Goldschmidt Conference, Prague, Czech Republic, 16–21 August, Abstract 2676.
- Ramos, V.A. 1999a. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22 (3): 183-190.
- Ramos, V.A. 1999b. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29: 715-784, Buenos Aires.
- Ring, U.; Willner, A.; Layer, P.; Richter, P. 2012. Jurassic to Early Cretaceous post accretional sinistral transpression in northcentral Chile (latitudes 31-32°S). *Geological Magazine* 149 (2): 202-220.
- Rogers, G.; Hawkesworth, C.J. 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: Evidence for crust generation melt from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 91: 271-285.
- Rossel, P.; Oliveros, J.; Mescua, J.; Tapia, F.; Ducea, F.; Calderon, S.; Charrier, R.; Hoffman, D. 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33°- 35.5°S): Insights on Petrogénesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology* 41(3), 529-557.
- Rossel, P.; Oliveros, V.; Ducea, M.; Hernández, L. 2015. Across and along arc geochemical variations in altered volcanic rocks: Evidence from mineral chemistry of Jurassic lavas in northern Chile, and tectonic implications. *Lithos* 239, 97–113.
- Sandoval, R. 1977. Estudio geológico de la región del Alto Biobío, Comuna de Lonquimay. Departamento de Curacautín, IX Región, Chile. Memoria de título, Universidad de Chile.
- Scheuber, E.; González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic e Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22-26°S): a story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18, 895-910.
- Scott, W. E.; Hoblitt, R. P.; Torres, R. C.; Self, S.; Martinez, M. L.; Nillos, T. J. 1996. Pyroclastic flows of the June 15, 1991, climatic eruption of Mount Pinatubo. In: Newhall, C. G.; Punongbayan, S. (eds) *Fire and Mud: Eruptions of Mount Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute Volcanology and Seismology, Quezon City & University of Washington Press, Seattle, 545-570.
- Sebai, A.; Zumbo, V.; Féraud, G.; Bertrand, H.; Hussain, A.G.; Giannérini, G. and Campredon, R. 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of alkaline and tholeiitic magmatism of Saudi Arabia related to the early Red Sea rifting: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, p. 473–487.
- Self, S.; Goff, F.; Gardner, J. N.; Wright, J. V.; Kite, W. M. 1986. Explosive rhyolitic volcanism in Jemez mountains: vent locations, caldera development and relation to regional structure. *Journal of Geophysical Research*, B91, 1779-1798.

- Sheridan, M. F. 1979. Emplacement of pyroclastic flows: a review. In: Chapin, C. E.; Elston, W. E. (eds) Ash-flow Tuffs. Geological Society of America Special Paper, 180, 125-136.
- Sparks, R. S. J.; Self, S.; Walker, G. P. L. 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1, 115-118.
- Sparks, R. S. J.; Walker, G. P. L. 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 329-341.
- Sparks, R. S. J.; Wilson, L. 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *J. geol. Soc. London*, 132, 441-51.
- Smith, A. L.; Roobol, M. J. 1982. Andesitic pyroclastic rocks. In: Thorpe, R. S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, pp. 415-33. Wiley, Chichester.
- Suárez, M.; Emparán, C.; Muñoz, J. 1986. Geología de la parte oriental de la Hoja Curacautín, IX Región (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería, 119 p.
- Suárez, M.; Emparan, C. 1988. Geocronología y asociación de facies volcánicas y sedimentarias del mioceno de Lonquimay, Chile (lat. 38°-39°S). in Congreso Geológico Chileno, n°5, actas, vol.1, p. a365-a383. Santiago.
- Suárez, M.; Emparan, C. 1995. The stratigraphy, geo-chronology and paleophysiography of a Miocene freshwater interarc basin, Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (1): 17-31.
- Suárez, M.; Emparan, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, No. 71, 105 p., 1 mapa 1:250.000 (realizado por C. Emparan, M. Suárez y J. Muñoz, 1992).
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Geological Society of London. Special Publication, 42, 313-345.
- Thomas, R. 2004. *Practical Guide to ICP-MS*. New York: Marcel Dekker Inc.
- Vail, P.R.; Hardenbol, J.; Tood, R.G. 1984. Jurassic unconformities, Chronostratigraphy, and Sea Level Changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy. In: *Interrregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation* (J.S. Schlee, Ed.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 36, 129-144.
- Vera, J.A. 1994. *Estratigrafía: Principios y Métodos*. Editorial Rueda, C/Porto Cristo n° 13, Parque de Lisboa, E-28924 Alcorcón, Madrid, España, Fax n° 34 1 6102855, 806 páginas, ISBN 847207 0743.
- Vergani, G.D.; Tankard, A.J.; Belotti, H.J.; Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink,

H.J. (Eds.), Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 62, pp. 383-402.

Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localization of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60, 221-250.

Vicente, J.C. 2006. Dynamic Paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of regression and general considerations on main features. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61, 408-437.

Wilson, C.J.N.; Walker, G.P.L. 1982. Ignimbrite depositional facies the anatomy of a pyroclastic flow. *Journal of the Geological Society, London*, 139, 581-592.

Wilson, J.L. 1975. *Carbonate Facies in Geology History*, Springer-Verlag. Berlín, 471 pags.

ANEXO 1. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIÓN DELGADA

Código	PA-2			Unidad	Icalma
Coordenadas	19H	299112	5700569		
Tipo de roca	Ígnea extrusiva			Otra	Pillow Lava
Clasificación petrográfica	Basalto				
Texturas Generales	Porfídica amigdaloidal			Locales	Textura intersertal de la masa fundamental. Texturas esqueletales en fenocristales de plagioclasa.

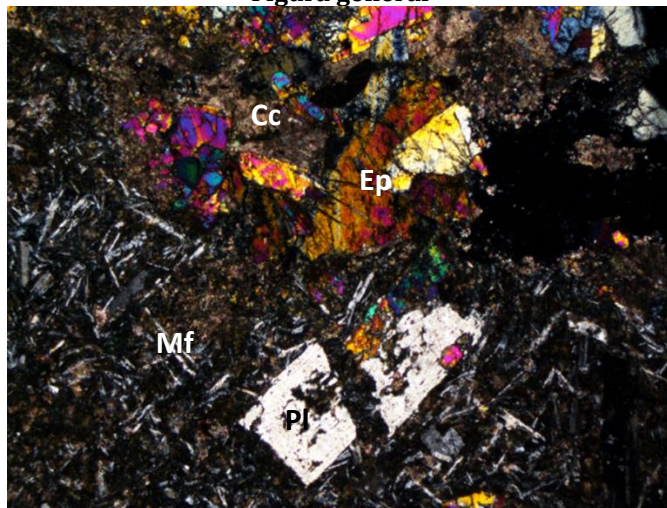
Resumen

Roca ígnea extrusiva de textura porfídica, cuya masa fundamental (Mf) se halla constituida por microlitos de plagioclasa de grano fino con orientación casual, granos finos de epidota y vidrio alterado fuertemente a carbonato. En ella se disponen fenocristales de plagioclasa (Pl) de grano medio, con texturas levemente esqueletales, y pseudomorfos máficos de grano medio, constituidos por agregados cristalinos de epidota (Ep) y carbonato (Cc). Amígdalas bien redondeadas rellenas por agregados radiales de epidota.

Figura orientativa



Figura general



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados

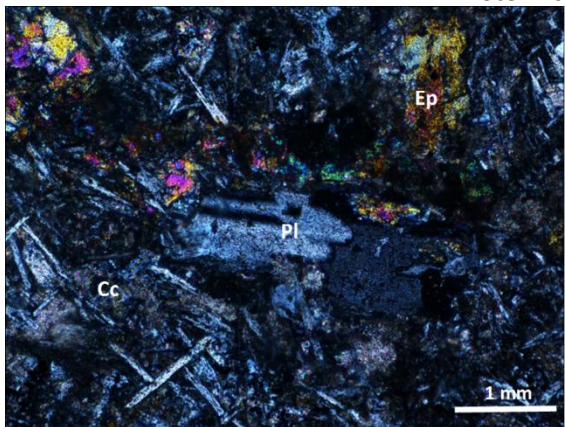
Composición

Fenocristales	22 %		
Minerales	%	Características	Alteración
Pl	10	Cristales subhedrales a anhedrales de grano medio (0,6-1,6 mm), con texturas levemente esqueletales. Algunos de ellos se encuentran fragmentados.	Afectados por alteración a epidota.

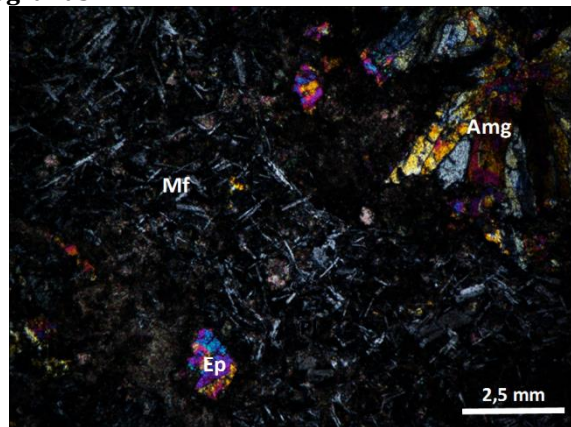
Máficos	12	Pseudomorfos prismáticos, de grano medio (0,9-1,8 mm), conformados por agregados cristalinos de epidota.	Intensa a carbonato y epidota.
Masa fundamental	43 %		
Minerales	%	Características	Alteración
Pl	35	Cristales subhedrales alargados de grano fino (0,3 mm).	Moderada a carbonato.
Ep	8	Cristales aislados de grano fino (0,05-0,07 mm), anhedrales o prismáticos. Pueden ser pseudomorfos de minerales máficos.	No presenta.
Minerales Opacos	2 %	Cristales aislados o agregados, diseminados en el vidrio de la masa fundamental.	
Vidrio	33 %	Intensa alteración a carbonato.	
Estructuras	8 %	Amígdalas de 2,5 mm de tamaño, rellenas por agregados radiales de epidota, además de carbonato por los bordes.	

Observaciones La roca se encuentra alterada fuertemente a epidota, la que afecta a los fenocristales y a la masa fundamental, apareciendo como granos cristalinos aislados.

Fotomicrografías



Objetivo: 10X / Nícoles: Cruzados
Fenocristal subhedral de plagioclasa (Pl) y pseudomorfos de epidota (Ep). Observar la intensa alteración a carbonato (Cc) del vidrio de la masa fundamental.



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados
Pseudomorfo de epidota (Ep), con hábito prismático. Masa fundamental (Mf) conformada por microlitos de plagioclasa y granos de epidota. Amígdala (Amg) rellena por agregados radiales de epidota.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIONES DELGADAS

Código	MIII1-06			Unidad	Icalma
Coordenadas	19H	297645	5700687		
Tipo de roca	Ígnea extrusiva				
Clasificación petrográfica	Andesita de Piroxeno				
Texturas Generales	Porfídica amigdaloidal	Locales	Pseudomorfos de anfíbol con texturas poikilíticas, incluyendo cadacristales de plagioclasa, máficos y minerales opacos. Texturas <i>sieve</i> en fenocristales de plagioclasas.		

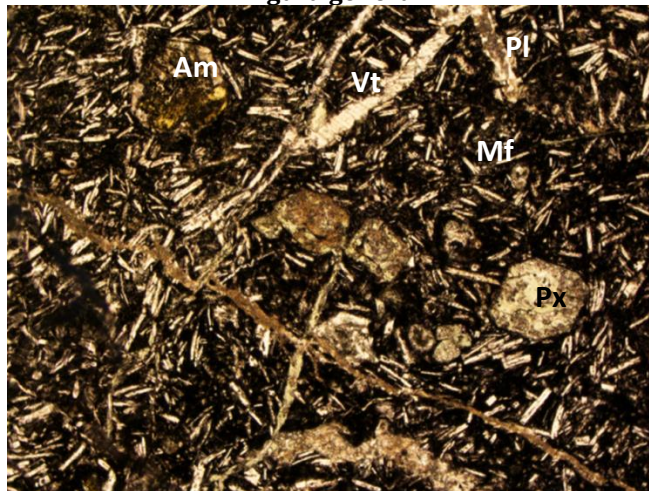
Resumen

Roca ígnea extrusiva de textura porfídica, conformada por fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno (Px) de grano medio, fuertemente alterados a carbonatos y clorita; y oikocristales de plagioclasa (Pl) subhedrales de grano medio a grueso con texturas esqueletales, los que incluyen cadacristales de epidota, por alteración. Los fenocristales se disponen en una masa fundamental (Mf) intergranular, formada por un enrejado de plagioclasas de grano fino, piroxenos y vidrio volcánico de color negro. Vetillas (Vt) con relleno de epidota y carbonato surcan la roca. Amígdalas redondeadas, rellenas por epidota son abundantes.

Figura orientativa



Figura general



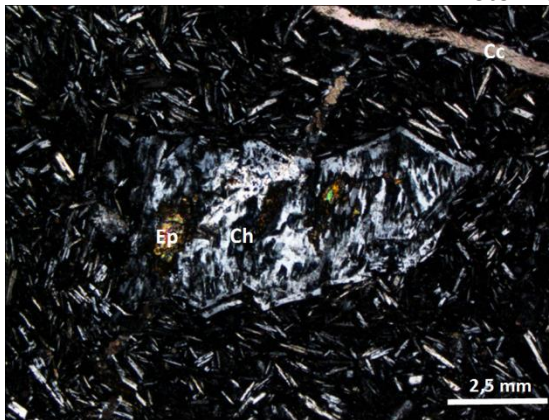
Objetivo: 4X / Nícoles: Paralelos

Composición

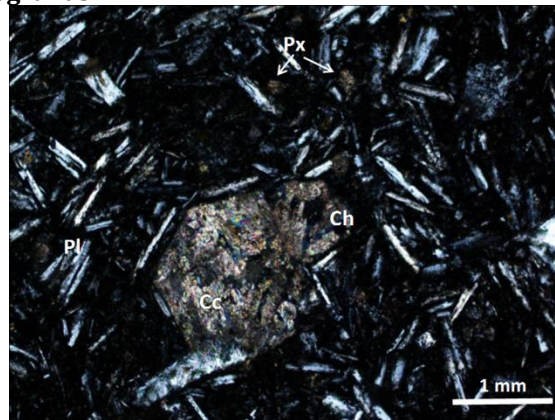
Fenocristales	14	%		
Minerales	%	Características	Alteración	
Pl	8	Oikocristales alargados, subhedrales de grano grueso (1,3-2,1 mm), con texturas esqueletales. Incluyen cadacristales tabulares de epidota (por alteración de minerales máficos). Algunos granos conservan macla de Carlsbad.	Intensa a arcillas y a clorita férrica por bordes y fracturas.	

Px	6	Cristales de grano medio (0,3-0,7 mm) euhedrales a subhedrales, con hábitos tabulares a prismáticos de ocho lados.	Intensa a clorita férrica y carbonato.
Masa fundamental	48 %		
Minerales	%	Características	Alteración
Plg	39	Cristales alargados subhedrales de grano fino (0,05-0,25 mm) con texturas esqueletales. Algunos granos presentan macla de Carlsbad y Albita.	Moderada a arcillas.
Px	9	Cristales prismáticos cortos de grano fino (0,06-0,3 mm), dispuestos entre los intersticios dejados por los cristales de plagioclasa de la masa fundamental.	Intensa a carbonato.
Minerales Opacos	2 %	Como cadacristales incluidos en oikocristales de plagioclasa.	
Vidrio	36 %	De composición andesítica, color negro, entre cristales de plagioclasa.	
Estructuras	9 %	Amígdalas alargadas de gran tamaño (0,6-4,5 mm), rellenas por epidota, y en algunos casos, clorita en los bordes.	
Observaciones		Vetillas finas (0,1 mm grosor), sinuosas y discontinuas, rellenas por epidota y carbonato, en forma subordinada.	

Fotomicrografías



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados
Fenocristal subhedral de plagioclasa con textura esqueletal. El oikocristal presenta cadacristales de minerales máficos alterados a epidota (Ep) y clorita férrica, de color azul (Ch). Vetilla en parte superior derecha, rellena por carbonato (Cc).



Objetivo: 10X / Nícoles: Cruzados
Fenocristal de piroxeno con alteración intensa a carbonato (Cc), y leve a clorita férrica (Ch) por fracturas. Le rodea masa fundamental conformada por cristales de plagioclasa (Pl), piroxeno (Px) y vidrio de color negro.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIONES DELGADAS

Código	MIII1-03			Unidad	Grupo Plutónico Galletué
Coordenadas	19H	304574	5706499		
Tipo de roca	Ígnea hipabisal				
Clasificación petrográfica	Microdiorita de Hornblenda				
Texturas Generales	Fanerítica	Locales	Plagioclasas con textura poikilítica. Zonación concéntrica en cristales de hornblenda.		

Resumen

Roca ígnea de grano muy fino, inequigranular, y textura fanerítica. La componen cristales alargados de plagioclasa (Pl), de formas subhedrales a anhedrales; cristales de biotita subhedrales; y cristales subhedrales y secciones basales de hornblenda (Hn). Los cristales de plagioclasa presentan textura poikilítica, incluyendo cadacristales tabulares de igual composición y anfíbol. A un extremo, vetilla rellena por cristales de hornblenda de grano grueso, zonados concéntricamente, la cual presenta un borde de enfriamiento conformado por granos muy finos de cuarzo con bordes poligonales, plagioclasas subhedrales a anhedrales alteradas a calcita, epidota y arcillas, y anfíboles tabulares a anhedrales, levemente alterados a epidota. Minerales opacos (Op) diseminados.

Figura orientativa

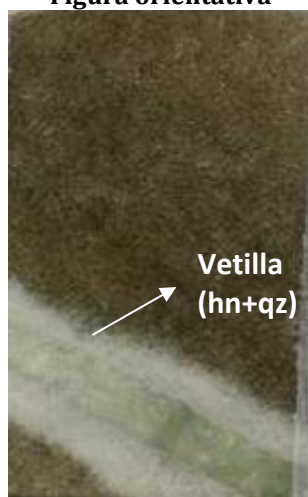
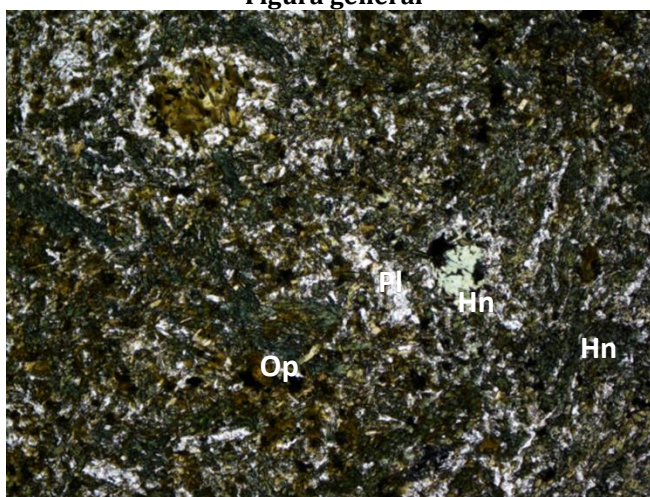


Figura general



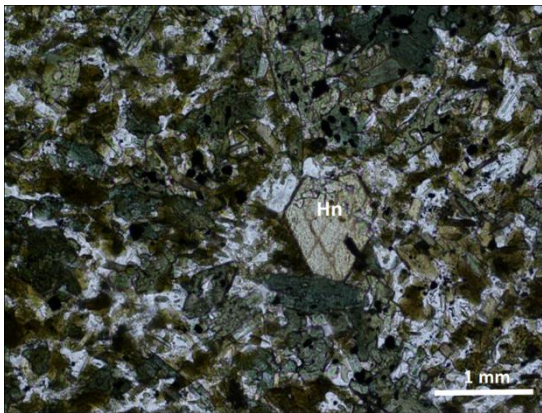
Objetivo: 4X / Nícoles: Paralelos

Composición

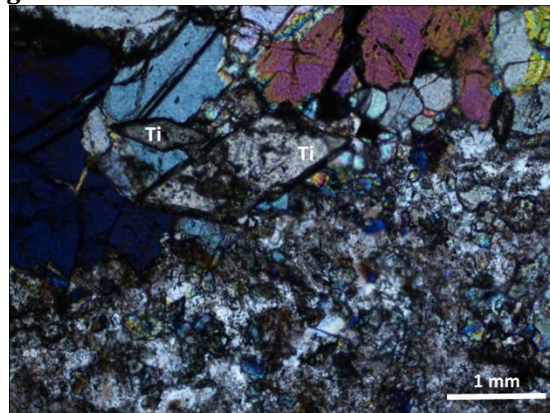
Minerales	%	Características	Alteración
Plg	47	Cristales alargados, subhedrales de grano fino (0,15-0,6 mm), de hábito tabular. Presentan textura poikilítica, con cadacristales de igual composición, además de pequeños granos de hornblendas tabulares. Macla de Carlsbad apenas visible por la alteración.	Intensamente alterados a sericita y localmente a calcita y epidota. Cadacristales afectados por alteración a clorita y calcita.

Hn	41	Cristales de grano fino (0,06-0,2 mm), con hábitos tabulares y secciones rómbicas basales, de colores pardos a verdosos, con alto pleocroísmo. Algunos granos presentan zonación concéntrica, mientras que otros muestran clivaje.	Biotitización de granos de hornblenda.
Bt	6	Cristales de grano fino (0,2 mm), subhedrales.	No presenta.
Minerales Opacos	6 %	Hematita y, posiblemente, magnetita; presentándose como granos anhedrales o subhedrales de hábitos cúbicos asilados y diseminados en la roca.	
Minerales Accesorios		Zircones de grano fino incluidos en cristales de biotita, y abundantes titanitas de grano grueso bordeando vetilla de hornblenda.	
Observaciones		Vetilla de 5 mm de grosor, rellena por cristales euhedrales a subhedrales de hornblenda, de grano grueso (0,7-4 mm), cuyos granos presentan zonación concéntrica. Borde de enfriamiento a ambos lados de la vetilla, alcanzando los 3,5 mm de grosor, conformado granos de grano muy fino (0,05 mm) de cuarzo de bordes poligonales, plagioclasas subhedrales a anhedrales altamente alteradas a calcita, arcillas y epidota, y anfíboles subordinados, alterados moderadamente a epidota.	

Fotomicrografías



Objetivo: 10X / Nicales: Cruzados
Sección basal de cristal de hornblenda (Hn), el cual conserva el clivaje.



Objetivo: 10X / Nicales: Cruzados
Borde de vetilla, donde se observan cristales de titanitas (Ti).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIONES DELGADAS

Código	MI12-02			Unidad	Lonquimay
Coordenadas	19H	298044	5740923		
Tipo de roca	Ígnea extrusiva				
Clasificación petrográfica	Andesita de Anfibol				
Texturas Generales	Porfídica, masa fundamental intergranular.	Locales	Fenocristales de plagioclasa y anfibol con texturas poikilíticas y de <i>sieve</i> .		

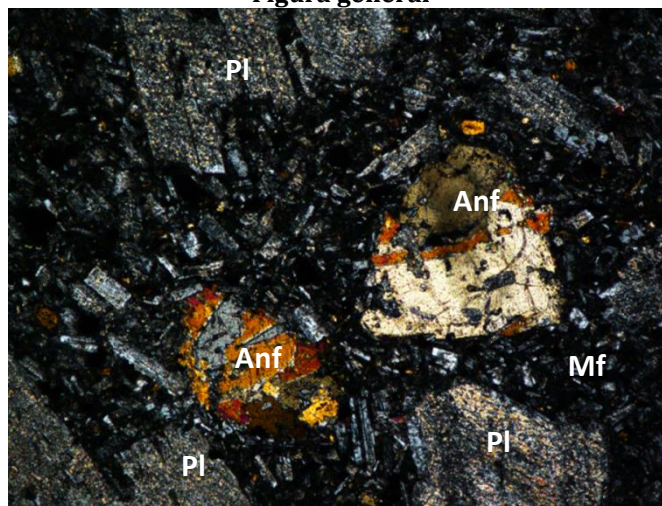
Resumen

Roca extrusiva volcánica de textura porfídica, con fenocristales euhedrales a subhedrales de grano medio a grueso de plagioclasa (Pl) y anfibol (Anf), ambos con textura poikilítica. Los olocristales de plagioclasa, fuertemente alterados a sericita y calcita, contienen cadacristales de igual composición, minerales máficos alterados a clorita (probablemente anfíboles), y minerales opacos; mientras que los de anfibol contienen cadacristales de plagioclasa y opacos (hematita). La masa fundamental (Mf), de textura intergranular, forma un enrejado de grano fino de cristales de plagioclasa; en cuyos intersticios se disponen granos de anfibol, opacos y vidrio de composición andesítica, con alteración a clorita.

Figura orientativa



Figura general



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados

Composición

Fenocristales 30 %

Minerales

Plg

%

25

Características

Cristales euhedrales a subhedrales de grano medio (0,5-2,3 mm). Presentan textura poikilítica, con cadacristales de igual composición, minerales máficos alterados a clorita (probablemente anfíboles) y opacos (hematita).

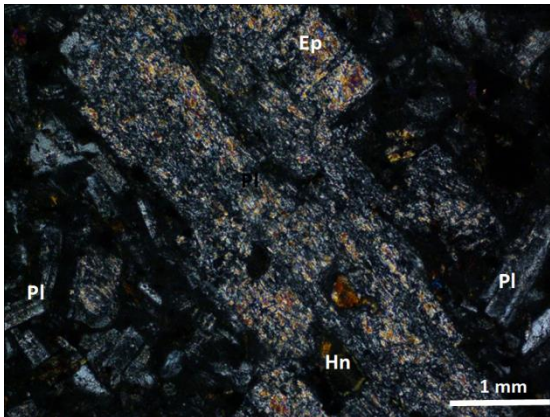
Alteración

Intensamente alterados a sericita y localmente a calcita y epidota. Cadacristales afectados por alteración a clorita y calcita.

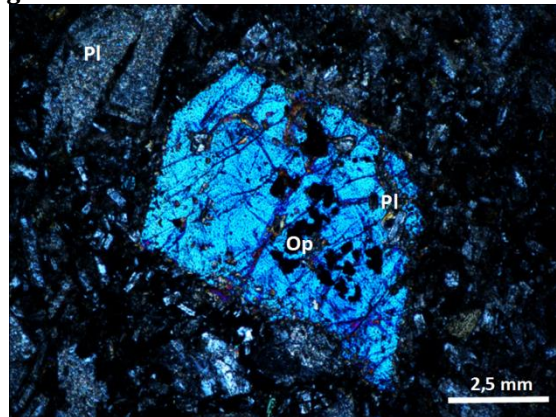
Anf	5	Cristales subhedrales de grano medio (0,9-1,5 mm) con textura poikilítica y <i>sieve</i> . Contienen cadacristales de plagioclasas euhedrales y minerales opacos (hematita y probablemente magnetita), estos últimos distribuyéndose como aglomerados en el oikocristal.	Alteración limitada a las fracturas del cristal, a calcita.
Masa fundamental	39 %		
Minerales	%	Características	Alteración
Plg	31	Cristales euhedrales a subhedrales de grano fino (0,1-0,4 mm), formando un enrejado.	Moderada a sericita, calcita y epidota.
Anf	8	Cristales anhedrales a subhedrales de grano fino (0,05-0,2 mm), con texturas poikilíticas y <i>sieve</i> .	No presenta.
Minerales Opacos	11 %	Hematita y, posiblemente, magnetita; presentándose como cadacristales incluidos en oikocristales de plagioclasa y anfíbol; como granos anhedrales o subhedrales de hábitos cúbicos diseminados y/o aglomerados; o aislados, diseminados en la masa fundamental.	
Vidrio	20 %	Composición andesítica de color gris oscuro, rellenando espacios entre enrejado formado por las plagioclasas. Alterado a clorita.	

Observaciones Fuerte alteración en toda la muestra.

Fotomicrografías



Objetivo: 10X / Nícoles: Cruzados
Oikocristal de plagioclasa fuertemente alterado a sericita y epidota (Ep), con cadacristales máficos, probablemente anfíboles (Hn), alterados a clorita. Le rodean cristales de plagioclasa de la masa fundamental.



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados
Oikocristal de anfíbol, con cadacristales de plagioclasa (Pl) alteradas a epidota y minerales opacos (Op), posiblemente hematita. Fenocristales de plagioclasa rodean al fenocristal de anfíbol.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIONES DELGADAS

Código	MIII2-02			Unidad	Lonquimay
Coordenadas	19H	295523	5740347		
Tipo de roca	Ígnea extrusiva				
Clasificación petrográfica	Dacita				
Texturas Generales	Porfídica	Locales	Masa fundamental con textura fluidal.		

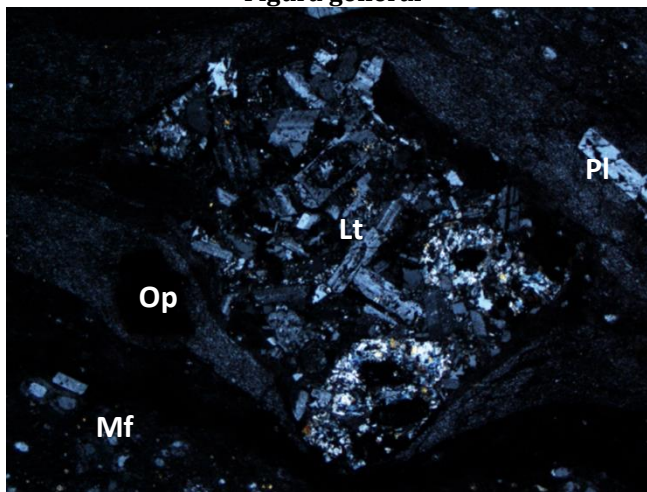
Resumen

Roca ígnea extrusiva, de textura porfídica. Presenta fenocristales de plagioclasa (Pl) euhedrales a subhedrales de grano fino a medio, y granos finos anhedral de cuarzo (Qz); inmersos en una masa fundamental vítrea, con textura fluidal. Líticos ígneos de gran tamaño, conformados por cristales de plagioclasa (Pl) y líticos (Lt) se hallan envueltos en la masa fundamental, siendo deformados por éste. Minerales opacos (Op) de gran tamaño aparecen aislados en la masa fundamental.

Figura orientativa



Figura general



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados

Composición

Fenocristales 17 %

Minerales	%	Características	Alteración
Pl	5	Cristales subhedrales a anhedral de grano fino a medio (0,15-0,8 mm), con texturas esqueléticas.	Fuerte a arcillas. Moderada a epidota y a carbonato, por los bordes.
Qz	12	Cristales anhedral de grano fino (0,04-0,15 mm), levemente alargados por el flujo.	No presenta.

Líticos 12 %

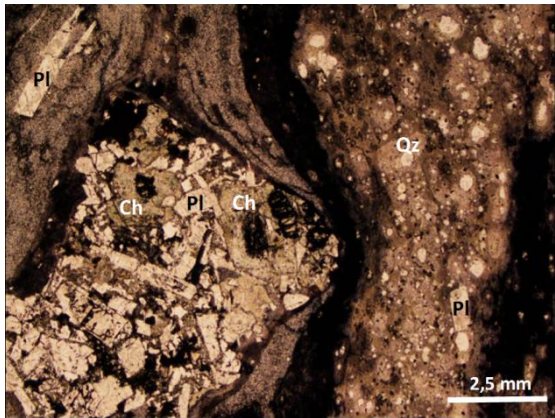
Roca	%	Características	Alteración
Ígneos	12	Clastos de grano medio (2-3 mm) deformados a causa del flujo, conformados por cristales euhedrales de plagioclasa y líticos ígneos de composición félsica, en los cuales se distinguen granos de cuarzo.	Cristales de plagioclasa alterados levemente a epidota. Líticos alterados a clorita.

Minerales Opacos 4 % Cristales aislados en la masa fundamental.

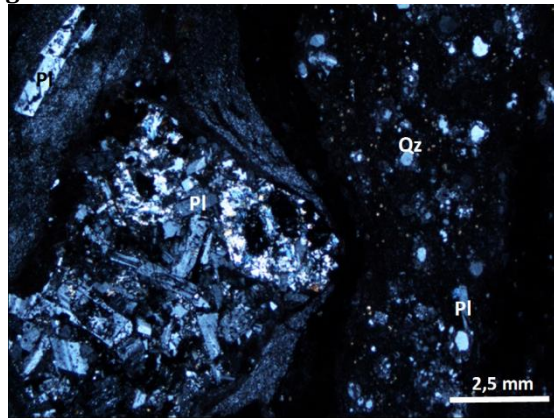
Vidrio 67 % Presenta textura fluidal. Evidencias de desvitrificación.

Observaciones Vetillas rellenas con cuarzo y plagioclasa, la que se halla alterada a calcita.

Fotomicrografías



Objetivo: 4X / Nícoles: Paralelos



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados

Lítico ígneo, conformado por cristales de plagioclasa (Pl) y máficos alterados a clorita (Ch). Le rodea una masa fundamental conformada por fenocristales de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qz).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIONES DELGADAS

Código	MIII2-03			Unidad	Lonquimay
Coordenadas	19H	298095	4740891	Otra	Toba cristalovítrea
Tipo de roca	Ígnea efusiva piroclástica				
Clasificación petrográfica	Toba de ceniza				
Texturas Generales	Fragmental				

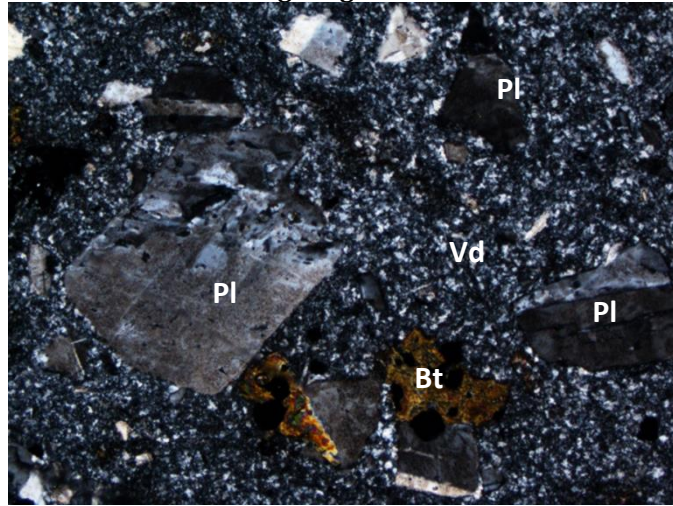
Resumen

Roca piroclástica de textura fragmental, conformada por litoclastos volcánicos de tamaño lapilli y cristaloclastos de plagioclasa (Pl) y biotita (Bt), en su mayoría de tamaño ceniza; dispuestos en una matriz vítrea (Vd) desvitrificada. Amígdalas rellenas por epidota, de formas alargadas, aparecen aleatoriamente en la roca.

Figura orientativa



Figura general



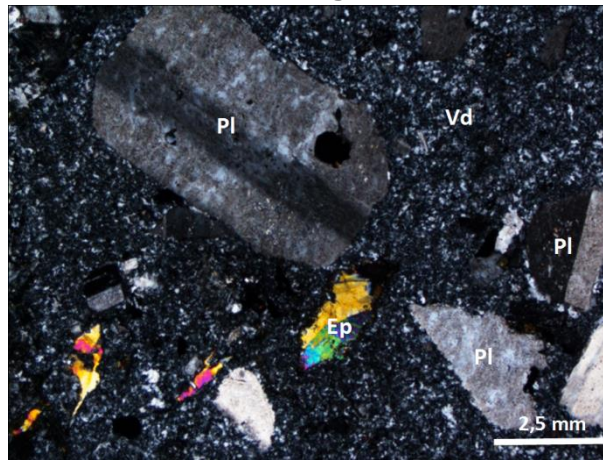
Objetivo: 4X / Nicoles: Cruzados

Composición

Fragmentos mayores	22	%		
Litoclastos	%		Características	Alteración
Volcánicos	7		Clastos subangulosos, de tamaño lapilli (2,8-3,4 mm), conformados por fenocristales de plagioclasa y biotita, inmersos en una masa fundamental afanítica desvitrificada.	Biotitas alteradas a clorita.
Cristaloclastos	%		Características	Alteración
Plg	12		Cristales euhedrales a anhedrales, con macla de Carlsbad y Albite. El tamaño de grano varía desde ceniza gruesa (9%; 0,6-1,8 mm) a lapilli (3%; 2,1-2,8 mm).	Moderada a arcillas.
Bt	3		Cristales euhedrales a subhedrales, tamaño ceniza fina a media (0,15-0,7 mm).	A clorita.

Minerales Opacos	2	%	Granos aislados diseminados, tanto en los clastos volcánicos, como en la matriz.
Vidrio	76	%	Composición andesítica de color negro. Presenta evidencias de desvitrificación.
Oquedades	3	%	Amígdalas alargadas rellenas por epidota.
Minerales Accesorios	Zircones de grano muy fino (0,06 mm) distribuidos en la masa fundamental.		

Fotomicrografías



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados
 Cristaloclastos de plagioclasa (Pl) con macla de Calsbad, amígdalas de epidota (Ep) y matriz desvitrificada (Vd).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIONES DELGADAS

Código	MI12-04			Unidad	Lonquimay	
Coordenadas	19H	298095	4740891	Otra	Lapillita	
Tipo de roca	Ígnea efusiva piroclástica				Locales	Texturas esqueléticas en cristales de plagioclasa.
Clasificación petrográfica	Toba de lapilli					
Texturas Generales	Fragmental					

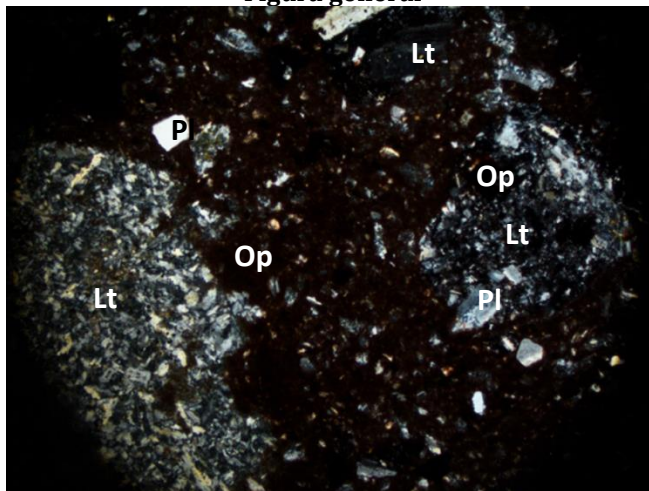
Resumen

Roca efusiva de textura fragmental, con una matriz conformada por cristaloclastos de plagioclasa (Pl), minerales opacos (Op), y litoclastos volcánicos recrystalizados (Lt), en la que se disponen litoclastos subangulosos de tamaño ceniza fina a lapilli, de naturaleza andesítica. La matriz se encuentra altamente oxidada, lo que se ve reflejado en el color pardo rojizo de la muestra.

Figura orientativa



Figura general



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados

Composición

Fragmentos mayores 38 %

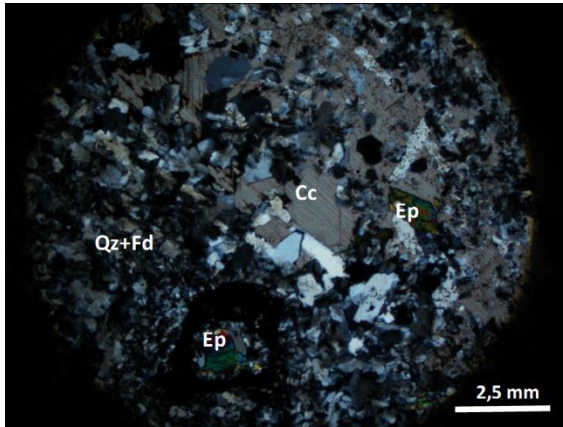
Litoclastos %
 Volcánicos 30
 indeterminados

Características
 Clastos subangulosos volcánicos, de tamaño lapilli (4 -15 mm) de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa (25%) de grano medio (1-1,5 mm), euhedrales a subhedrales, rodeados por una masa fundamental (75%) recrystalizada de cuarzo y feldespato.

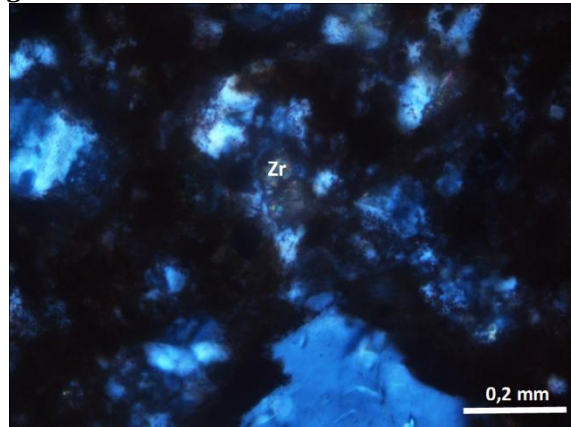
Alteración
 Masa fundamental recrystalizada, alterada localmente a calcita, epidota y clorita.

Volcánicos andesíticos	5	Clastos subangulosos, tamaño ceniza gruesa (1,5-2 mm), textura porfídica, con fenocristales euhedrales de plagioclasa (35%) de grano fino (0,3-0,5 mm), inmersos en una masa fundamental (61%), intersertal. Minerales opacos (4%) de grano fino (<4 mm) de hábito cúbico (probablemente magnetita), disseminados y aislados en la masa fundamental.	Fenocristales de plagioclasa moderadamente alterados a arcillas. Desvitrificación de la masa fundamental.
Volcánicos andesíticos	3	Clastos subangulosos, tamaño ceniza fina (0,4-1,3 mm), conformados por fenocristales subhedrales de plagioclasa (10%) de grano fino (0,2-0,4 mm), los que presentan texturas esqueléticas, y líticos volcánicos (25%) recristalizados de cuarzo y feldespatos, de grano fino (0,2-0,6 mm). Los componentes mayores se hallan inmersos en una masa fundamental (65%) de color negro, de textura intersertal desvitrificada.	Fenocristales de plagioclasa altamente alterados a arcillas. Líticos recristalizados. Desvitrificación de la masa fundamental.
Matriz	17 %		
Cristaloclastos	%	Características	Alteración
Plg	7	Cristales subhedrales a anhedrales, donde algunos granos preservan macla de Carlsbad y Albita. Tamaño de grano fino (0,1-0,3 mm). Algunos cristales presentan texturas esqueléticas.	Fuertemente a arcillas.
Litoclastos	%	Características	Alteración
Volcánicos	10	Clastos subredondeados volcánicos, de tamaño ceniza fina (0,1-0,3 mm) con recristalización de cuarzo y feldespatos.	Mineralogía primaria afectada por recristalización.
Minerales Opacos	5 %	Granos aislados disseminados, tanto en los clastos volcánicos andesíticos, como en la matriz.	
Vidrio	40 %	Composición andesítica de color pardo rojizo, debido a una fuerte oxidación de los minerales ferromagnesianos de la misma.	
Minerales Accesorios		Cristales aislados de apatito, anhedrales, de tamaños 0,1 mm. Zircones en cristales de plagioclasa y en la masa fundamental de grano muy fino (0,06 mm).	
Observaciones		Vetillas continuas y sinuosas, rellenas por cuarzo microcristalino, de grosores entre 0,05 y 3 mm.	

Fotomicrografías



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados
Lítico con recristalización a cuarzo y feldespato (Qz+Fd), con alteración fuerte a calcita (Cc), y local a epidota (Ep).



Objetivo: 50X / Nícoles: Cruzados
Cristal de circón (Zr) en incluido en cristal de plagioclasa.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIONES DELGADAS

Código	MI12-06			Unidad	Lonquimay
Coordenadas	19H	298166	5740895		
Tipo de roca	Ígnea efusiva piroclástica			Otra	Toba vitrolítica
Clasificación petrográfica	Toba de ceniza				
Texturas Generales	Fragmental			Locales	Texturas esqueletales en algunos cristales de plagioclasa. Cuarzos embahados.

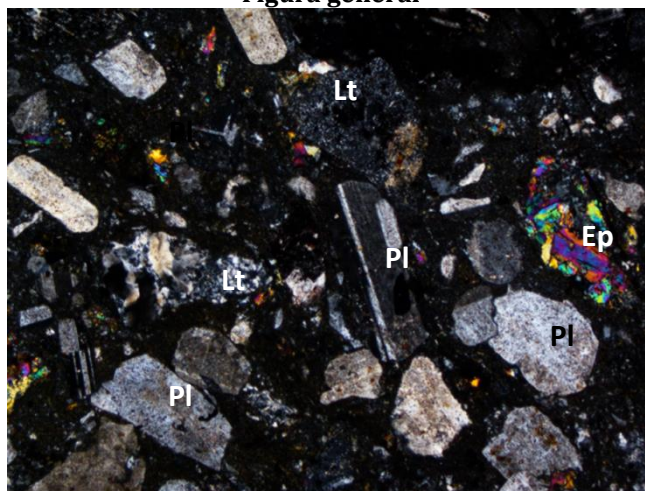
Resumen

Roca extrusiva piroclástica de textura fragmental, con matriz de vidrio parcialmente desvitrificada, tamaño ceniza fina. En ella se disponen cristaloclastos de plagioclasa (Pl) subhedrales a anhedrales de tamaño ceniza; de cuarzo anhedrales tamaño ceniza, y litoclastos (Lt) volcánicos fuertemente alterados a epidota (Ep), de tamaño lapilli.

Figura orientativa



Figura general



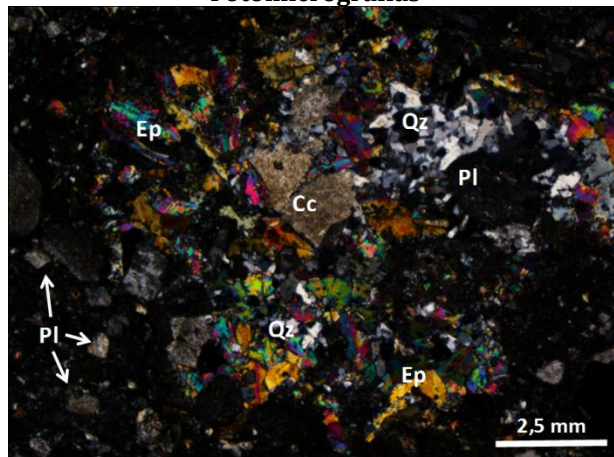
Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados

Composición

Litoclastos	22	%		
Roca	%		Características	Alteración
Volcánicos andesíticos	8		Clastos redondeados y alargados, de textura porfídica y tamaño ceniza (2%) (0,8 mm) a lapilli (6%) (6 mm). Fenocristales de grano fino a medio (0,15-0,6 mm) de plagioclasa (12%) euhedral con texturas esqueletales. Masa fundamental (88%) con textura felsosídica.	Fenocristales de plagioclasa moderadamente alterados a calcita y epidota.
Volcánicos andesíticos	6		Clastos redondeados de textura porfídica, tamaño ceniza (3%) (0,4-1,3 mm) a lapilli (3%) (2,1-3,6 mm). Vidrio de la masa fundamental (88%) se encuentra impregnado con goetita y otros óxidos. Fenocristales de plagioclasa (8%) subhedrales a anhedrales y minerales opacos diseminados (4%).	Plagioclasas moderadamente a arcillas y epidota. A óxidos de Fe por bordes del clasto.

Intrusivos cuarzo-dioríticos	8	Clastos angulosos con textura fanerítica, inequigranular, de grano medio (0,4 mm) con cristales de plagioclasa (95%) subhedrales a anhedrales, y de cuarzo (5%) euhedrales de 0,05 mm. Clastos tamaño ceniza (3%) (0,4-0,8 mm) y tamaño lapilli (5%) (2,1-3,6 mm).	Cristales de plagioclasa con alteración intensa a epidota.
Cristaloclastos	11 %		
Mineral	%	Características	Alteración
Plg	9	Cristales subhedrales a anhedrales, con macla de Carlsbad y Albita. Tamaño ceniza (0,1-0,8 mm). Algunos cristales presentan texturas esqueléticas.	Fuertemente a arcillas, parcialmente a epidota. Algunos granos presentan fuerte alteración a epidota en bordes.
Qz	2	Cristales anhedrales con texturas de embahiamiento. Tamaño ceniza (0,05-0,3 mm).	No presenta.
Minerales Opacos	2 %	Posiblemente, hematita, presentándose intersticial y en granos anhedrales diseminados en la muestra.	
Vidrio	65 %	Composición andesítica de color pardo oscuro. Texturas de desvitrificación felsosídica.	
Minerales Accesorios		Zircones de grano muy fino (0,07 mm) inmersos y aislados en la masa fundamental.	
Observaciones		Fuerte alteración a epidota en toda la muestra.	

Fotomicrografías



Objetivo: 10X / Nícoles: Cruzados

Alteración a epidota (Ep) y calcita (Cc) de un lítico ígneo intrusivo. Cuarzo (Qz) microcristalino forma parte de la mineralogía primaria del clasto. Cristaloclastos de plagioclasa (Pl) dispuestos en la matriz rodean al litoclasto ígneo.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIONES DELGADAS

Código	MI12-07			Unidad	Lonquimay	
Coordenadas	19H	298166	5740895	Otra	Toba cristalovítrea	
Tipo de roca	Ígnea efusiva piroclástica				Locales	Fluidal a nivel local.
Clasificación petrográfica	Toba de ceniza					
Texturas Generales	Fragmental					

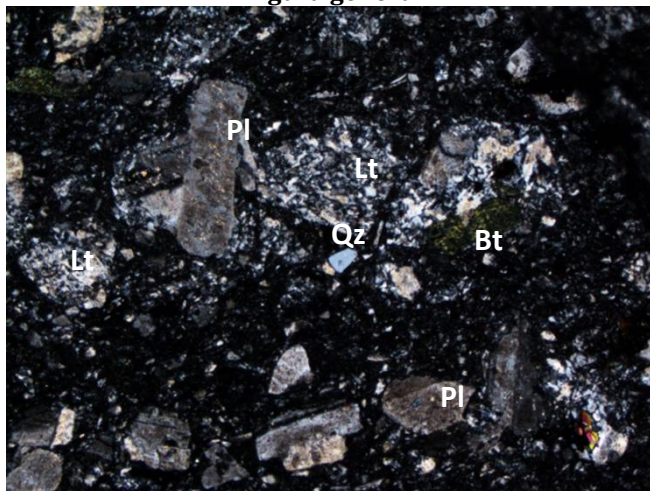
Resumen

Roca piroclástica de textura fragmental, constituida por una matriz hipocristalina de tamaño ceniza fina, formada por cuarzo (Qz), biotitas alteradas a clorita y vidrio de color negro; en la cual se disponen los fragmentos mayores. Entre estos, se distinguen litoclastos andesíticos (Lt) de tamaños ceniza a lapilli, con fenocristales de plagioclasa y biotita (Bt); y cristaloclastos de plagioclasa (Pl) de texturas poikilíticas. Existe un cambio textural hacia la parte inferior de la sección, donde las plagioclasas se alinean siguiendo un flujo.

Figura orientativa



Figura general



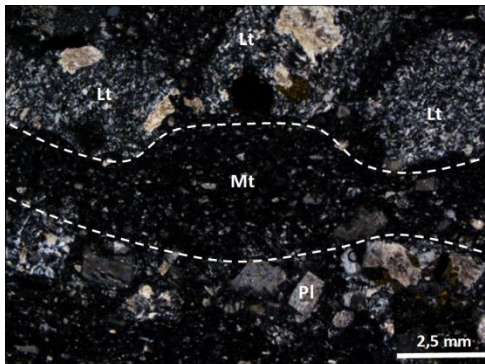
Objetivo: 4X / Nicoles: Cruzados

Composición

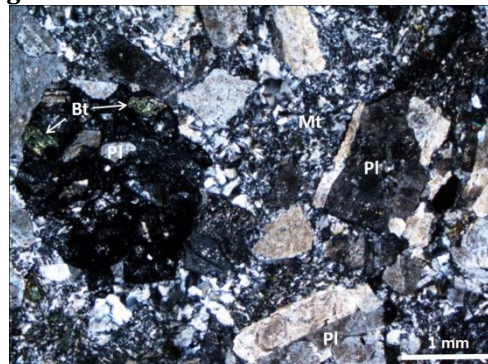
Fragmentos mayores	28	%		
Litoclastos	%		Características	Alteración
Volcánicos andesíticos	8		Clastos angulosos de tamaño ceniza gruesa (0,6-1,8 mm), de textura porfídica, con fenocristales subhedrales de plagioclasa y biotita, dispuestos en una masa fundamental afanítica.	Intensa a clorita de los fenocristales de biotita.
Volcánicos andesíticos	4		Clastos angulosos de tamaño lapilli (2,1-2,4 mm), de textura porfídica, con fenocristales subhedrales de plagioclasa y biotita, dispuestos en una masa fundamental afanítica.	Intensa a clorita de los fenocristales de biotita.

Cristaloclastos	%	Características	Alteración
Pl	16	Cristales de tamaño ceniza gruesa (14%; 0,6-1,9 mm) a lapilli fino (2%; 2mm), de formas euhedrales a subhedrales, con excepción de algunos granos anhedrales, con macla de Carlsbad y Albite. Ciertos cristales presentan textura poikilítica, incluyendo cadacristales de minerales opacos y biotitas obliteradas.	Intensa a arcillas. Cadacristales de biotita alteradas fuertemente a clorita.
Matriz	16	%	
Cristaloclastos	%	Características	Alteración
Bt	6	Cristales obliterados de tamaño ceniza fina (0,05-0,35 mm). Algunos granos conservan hábitos tabulares, mientras que otros se muestran anhedrales, con bordes redondeados.	Intensa a clorita.
Pl	6	Cristales subhedrales a anhedrales, de tamaño ceniza fina a media (0,2-0,5 mm).	A arcillas.
Qz	4	Cristales anhedrales, de tamaño ceniza fina (0,05-0,3 mm).	No presenta.
Minerales Opacos	3	%	Granos aislados diseminados, tanto en los clastos volcánicos andesíticos, como en la matriz.
Vidrio	53	%	Composición andesítica de color negro. Presenta evidencias de desvitrificación.
Minerales Accesorios			Apatitos de grano fino (0,11 mm) y zircones de grano muy fino (0,05 mm); aislados en la masa fundamental.
Observaciones			Cambio textural en la roca, donde la matriz presenta textura fluidal, y donde los fragmentos mayores se disponen siguiendo al flujo.

Fotomicrografías



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados
Detalle de cambio textural en la roca, donde tanto los litoclastos andesíticos (Lt) como los cristaloclastos de plagioclasa (Pl) se encuentran alineados; inmersos en una matriz (Mt) hipocristalina.



Objetivo: 10X / Nícoles: Cruzados
Litoclasto andesítico, constituido por fenocristales de biotita (Bt) alterados a clorita, y plagioclasa (Pl). Rodeado por cristaloclastos de plagioclasa, inmersos en una matriz (Mt) desvitrificada.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIONES DELGADAS

Código	MI12-08			Unidad	Lonquimay
Coordenadas	19H	298166	5740895		
Tipo de roca	Ígnea efusiva piroclástica			Otra	Toba cristalolítica
Clasificación petrográfica	Toba de ceniza				
Texturas Generales	Fragmental			Locales	Texturas esqueléticas en ciertos cristales de plagioclasa.

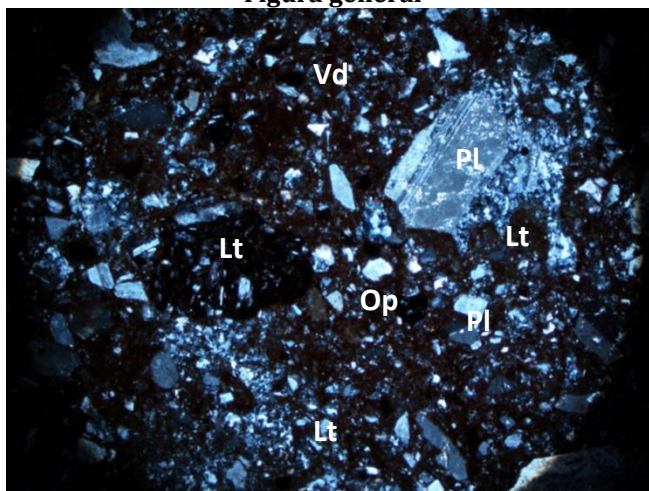
Resumen

Roca extrusiva volcanoclástica, de textura fragmental, inequigranular, cuyos componentes mayores, de tamaño lapilli, corresponden esencialmente a litoclastos volcánicos (Lt) subangulosos recrystalizados y andesíticos, y a cristaloclastos de plagioclasa (Pl) con macla de Carlsbad y Albita; envueltos por una matriz cristalovítrea de tamaño ceniza, conformada por cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo, litoclastos volcánicos y vidrio (Vd). Este último se halla oxidado, lo que otorga a la matriz una tonalidad rojiza.

Figura orientativa



Figura general



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados

Composición

Fragmentos mayores 31 %

Litoclastos

Volcánicos
andesíticos

%

12

Características

Clastos subangulosos volcánicos, de tamaño lapilli fino a medio (2-7 mm). Se observan relictos de una masa fundamental (66%) felsosídica, ahora recrystalizada, formando una pasta intergranular de cuarzo y feldespatos, en la que se disponen fenocristales de plagioclasa (26%) subhedrales, de grano medio a grueso (0,5-1,4 mm), recrystalizados, casi sin macla visible, producto de la fuerte alteración. Amígdalas (3%) de tamaños entre 0,1 y 0,4

Alteración

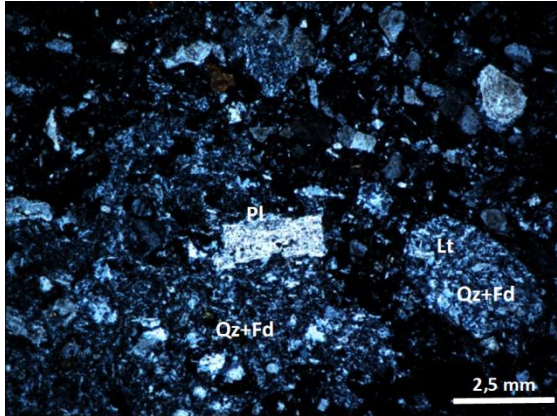
Recrystalización de la masa fundamental y los fenocristales de plagioclasa. Alteración intensa de éstos últimos a arcillas, y en menor medida a epidota y sericita.

			mm, rellenas por cuarzo y/o epidota. Minerales opacos (5%) de hábitos prismáticos, diseminados en la masa fundamental.	
Volcánicos	8		Clastos volcánicos subangulosos, de tamaño ceniza gruesa (0,7-1,8 mm), conformados por una pasta con intercrecimiento de cuarzo y feldespato producto de recristalización, que pueden o no presentar fenocristales de plagioclasa (0-40%), de grano medio (0,4 mm) y amígdalas (0,1-0,2 mm) rellenas por clorita y epidota.	Fenocristales de plagioclasa alterados a arcillas y sericita.
Volcánicos andesíticos	7		Clastos angulosos andesíticos, de tamaño ceniza gruesa (1,5 mm), de grano medio (0,4-1,3 mm), conformados por fenocristales subhedrales de plagioclasa (22%) de grano fino (0,04-0,1 mm), con macla de Albita; inmersos en una masa fundamental (78%) afanítica de color negro, moderadamente oxidada, especialmente por los bordes.	Fenocristales de plagioclasa alterados a arcillas y sericita. Oxidación moderada de los minerales ferromagnesianos de la masa fundamental.
Cristaloclastos	%	Características		Alteración
Plg	4	Cristales aislados de grano grueso (0,8-1,3 mm) subhedrales a anhedrales, redondeados, sin macla, leve a moderadamente recristalizados. Algunos granos pueden presentar macla de Carlsbad y Albita.		A arcillas, y levemente a sericita. Algunos granos, alterados a clorita.
Matriz	50	%		
Cristaloclastos	%	Características		Alteración
Plg	40	Cristales subhedrales a anhedrales, donde algunos granos preservan macla de Carlsbad y Albita. Tamaño de grano fino (0,07-0,2 mm).		Fuertemente a arcillas y sericita.
Qz	2	Cristales anhedrales, de bordes redondeados, de grano fino (0,1 mm).		No presenta.
Litoclastos	%	Características		Alteración
Volcánicos	8	Clastos subangulosos volcánicos, de grano fino (0,1-0,3 mm) con recristalización de cuarzo y feldespatos.		Mineralogía primaria afectada por recristalización.
Minerales Opacos	5	%	Granos aislados con hábitos prismáticos, diseminados, tanto en los clastos volcánicos andesíticos, como en la masa fundamental.	
Vidrio	14	%	Composición andesítica de color pardo rojizo, debido a una fuerte oxidación de los minerales ferromagnesianos de la misma.	

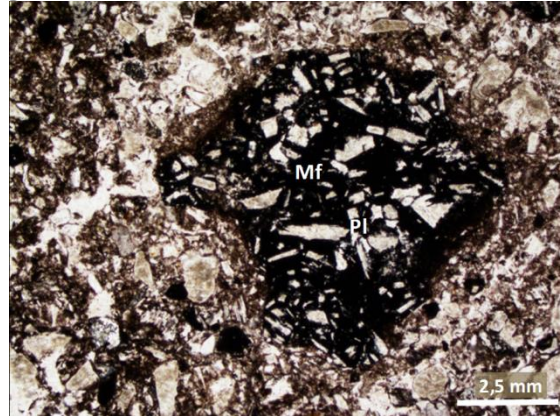
Minerales Apatitos de grano fino (0,08 mm) y zircones de grano muy fino (0,05 mm) aislados en la masa fundamental.
Accesorios

Observaciones Fuerte alteración y recristalización en toda la muestra.

Fotomicrografías



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados
Borde litoclasto volcánico de tamaño lapilli medio y textura porfídica, donde se observa un cristal de plagioclasa (Pl) euhedral de grano grueso, inmerso en una pasta con intercrecimiento de cuarzo y feldespato (Qz+Fd), producto de la recristalización. A un costado, clasto (Lt) subredondeado de tamaño ceniza media, con recristalización.



Objetivo: 4X / Nícoles: Paralelos
Litoclasto andesítico de grano ceniza gruesa, de textura porfídica, con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl) inmersos en una masa fundamental (Mf) afanítica.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIONES DELGADAS

Código	MIII1-07			Unidad	Complejo Vizcacha-Cumilao
Coordenadas	19H	288763	5698690		
Tipo de roca	Ígnea extrusiva				
Clasificación petrográfica	Andesita amigdaloidal de Hornblenda				
Texturas Generales	Porfídica amigdaloidal	Locales	Pseudomorfos de anfíbol con texturas poikilíticas, incluyendo cadacristales de plagioclasa, máficos y minerales opacos.		

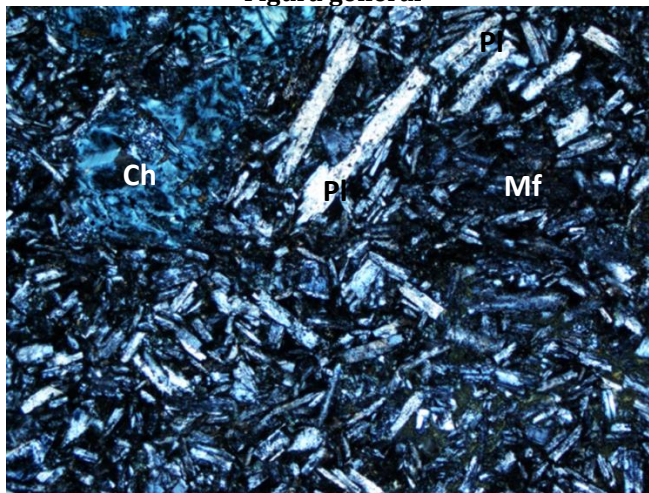
Resumen

Roca ígnea extrusiva de textura porfídica, conformada por fenocristales de grano medio a grueso, euhedrales a subhedrales de plagioclasa (Pl) y pseudomorfos de anfíbol de hábito hexagonal, constituidos por agregados cristalinos de carbonato y clorita (Ch). Los fenocristales se disponen en una masa fundamental (Mf) intersertal, formada por un enrejado de plagioclasas, cuyos espacios han sido ocupados por vidrio volcánico de color negro.

Figura orientativa



Figura general



Objetivo: 4X / Nícoles: Cruzados

Composición

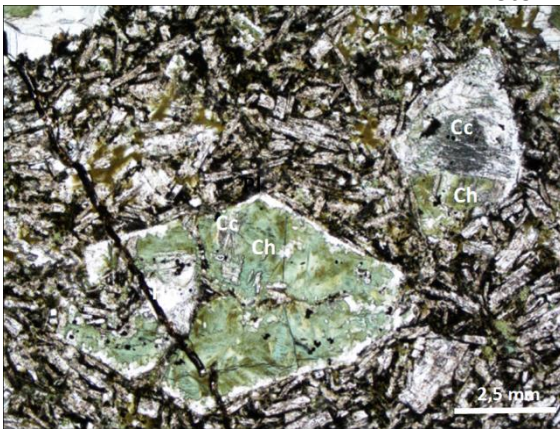
Fenocristales	30	%		
Minerales	%	Características	Alteración	
Plg	12	Cristales alargados, subhedrales de grano medio (0,7-0,9 mm), de hábito tabular.	Intensa a arcillas y moderada a epidota.	
Hn	18	Pseudomorfos de grano grueso (2,5 mm), con hábitos tabulares y hexagonales, con bordes de cuarzo microcristalino. Algunos granos presentan textura poikilítica, con cadacristales de plagioclasa, anfíboles alterados a calcita y minerales opacos.	Agregados cristalinos de clorita y/o calcita.	

Masa fundamental 62 %

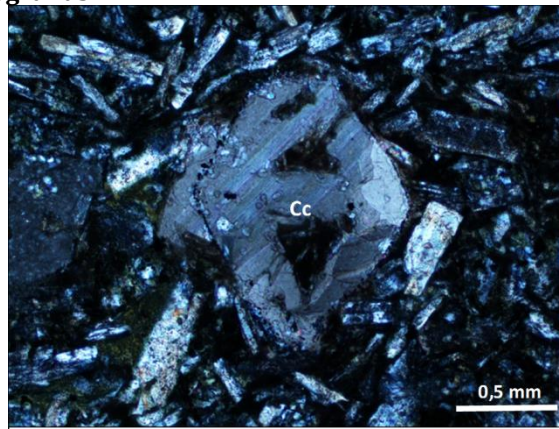
Minerales	%	Características	Alteración
Plg	47	Cristales de grano fino (0,1-0,3 mm) subhedrales, que forman un enrejado de cristales tabulares.	Intensa a arcillas y moderada a epidota.
Hn	15	Cristales de grano fino (0,1-0,3 mm) subhedrales a anhedrales, donde algunos granos presentan hábito tabular.	Intensa a clorita.
Minerales Opacos	2 %	Como cadacristales incluidos en oikocristales de pseudomorfos de anfíbol.	
Vidrio	6 %	De composición andesítica, color negro, entre cristales de plagioclasa.	
Estructuras	3 %	Amígdalas bien redondeadas de gran tamaño (1,2-3 mm), rellenas por calcita y clorita de manera concéntrica, esta última, formando agregados radiales.	
Minerales Accesorios		Titanitas de grano muy fino (0,02 mm), anhedrales, diseminadas en toda la muestra.	

Observaciones Fuerte alteración a clorita en toda la muestra.

Fotomicrografías



Objetivo: 4X / Nícoles: Paralelos
Dos pseudomorfos de anfíbol, de hábitos hexagonal y rómbico, constituidos por agregados de clorita (Ch) y carbonato (Cc). Los fenocristales se encuentran rodeados por una masa fundamental de textura intersertal.



Objetivo: 20X / Nícoles: Cruzados
Pseudomorfo de anfíbol, completamente reemplazado por carbonato (Cc).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE SECCIONES DELGADAS

Código	MIII1-08			Unidad	Complejo Vizcacha-Cumilao
Coordenadas	19H	286651	5698296		
Tipo de roca	Ígnea extrusiva				
Clasificación petrográfica	Andesita de Olivino				
Texturas Generales	Porfídica, con masa fundamental fanerítica.	Locales	Masa pilotaxítica.	fundamental	

Resumen

Roca ígnea extrusiva de textura porfídica, conformada por fenocristales de plagioclasa de grano medio, y pseudomorfos de olivino (Ol) de grano grueso, inmersos en una masa fundamental (Mf) fanerítica de grano fino, con textura pilotaxítica, constituida por microlitos euhedrales de plagioclasa orientados según el flujo, y anfíboles. Vetillas (Qz+Pl) rellenas por cuarzo, y en menor medida, plagioclasa, alteradas a arcillas y carbonato. Minerales opacos diseminados en la masa fundamental.

Figura orientativa

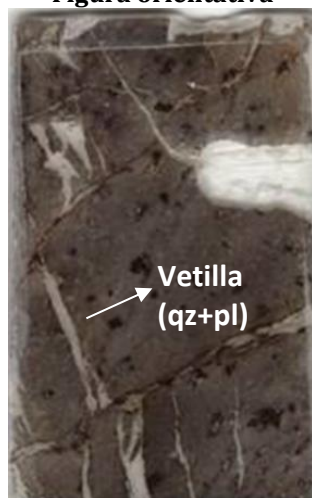
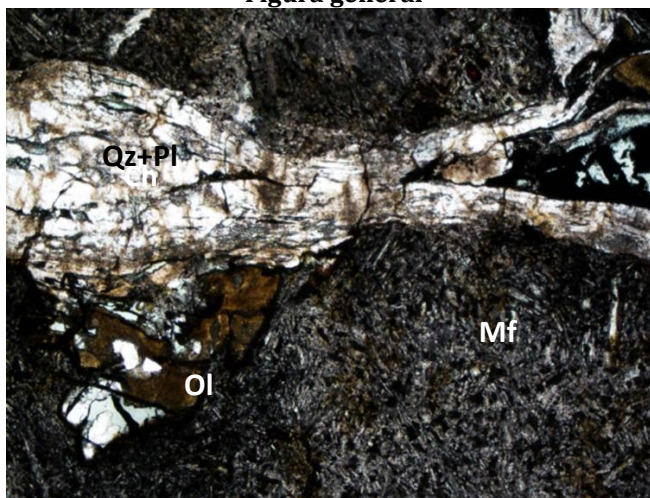


Figura general



Objetivo: 4X / Nicoles: Paralelos

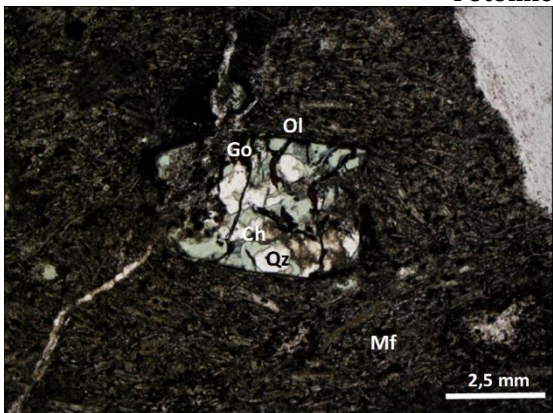
Composición

Fenocristales 20 %

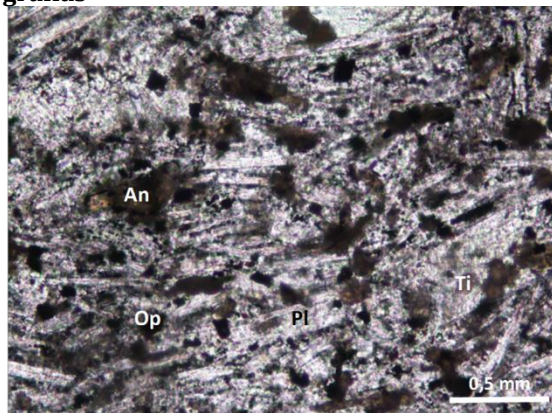
Minerales	%	Características	Alteración
Ol	15	Pseudomorfos angulosos de grano grueso (0,5-3,5 mm), constituidos por agregados cristalinos de cuarzo, clorita, carbonato y goetita de hábito botrioidal.	Intensa a clorita. A carbonato por los bordes.
Pl	5	Cristales subhedrales a anhedrales de hábito tabular y de grano medio (0,5-0,6 mm), esqueletales.	Fuertemente alterados a arcillas.

Masa fundamental	77 %		
Minerales	%	Características	Alteración
Plg	70	Cristales euhedrales de hábito tabular y de grano fino a medio (0,2-0,6 mm). Forman una pasta "apretada" de microlitos.	Moderada a arcillas y epidota. Localmente, a carbonato.
Anf	7	Cristales anhedrales, levemente tabulares, de grano fino (0,1 mm).	Leve a clorita.
Minerales Opacos	3 %	Dispersos como cristales aislados en la masa fundamental. Agregados botrioidales de goetita en líticos.	
Vidrio	No se observa.		
Estructuras	3 %	Amígdalas bien redondeadas de gran tamaño (1,2-3 mm), rellenas por calcita y clorita de manera concéntrica, esta última, formando esferulitas.	
Minerales Accesorios	Titanitas de grano muy fino (0,02 mm), anhedrales, diseminadas en toda la muestra.		
Observaciones	Vetillas rellenas por cristales de cuarzo, plagioclasas subordinadas, y localmente, afectadas por fluidos cloríticos y carbonatados.		

Fotomicrografías



Objetivo: 4X / Nicoles: Paralelos
Fenocristal pseudomorfo de olivino (Ol), con agregados cristalinos de cuarzo (Qz), clorita (Ch) y goetita (Go), inmerso en masa fundamental (Mf) pilotaxítica.



Objetivo: 20X / Nicoles: Paralelos
Masa fundamental con textura pilotaxítica. Cristales de plagioclasa (Pl), anfíboles (An), minerales opacos (Op) y titanitas (Ti).

