



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN**  
**Facultad de Ciencias Químicas**  
**Departamento Ciencias de la Tierra**



# **GEOQUÍMICA MEDIANTE XRF EN NÚCLEOS SEDIMENTARIOS LACUSTRES DE CHILOÉ INSULAR Y LA PROVINCIA DE PALENA (CHILE): IMPLICANCIAS PARA LA PROCEDENCIA SEDIMENTARIA Y LA IDENTIFICACIÓN DE TEFRAS**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Félix Adolfo Aravena Moraga**

**Profesora Guía:** Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo  
**Profesor Co-guía:** Dr. Sergio Hernán Contreras Quintana  
**Profesor Comisión:** Dr. Francisco Antonio Hevia-Cruz

**Concepción, 2026**

*“Dedicada a mi abuela Myriam, desde el cielo  
Es la brújula que marca mi norte”*

# Índice de contenido

<b>Resumen .....</b>	<b>vii</b>
<b>1. Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1 Planteamiento del problema .....	1
1.2 Objetivos.....	3
1.2.1 General.....	3
1.2.2 Específicos.....	3
1.3 Contexto .....	3
1.4 Trabajos anteriores .....	4
1.5 Agradecimientos.....	6
<b>2. Marco geológico y teórico .....</b>	<b>8</b>
2.1 Marco geológico .....	8
Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Carbonífero-Triásico).....	8
Batolito Norpatagónico (Cretácico Inferior-Mioceno).....	8
Intrusivos Eocenos.....	10
Formación Caleta Chonos (Eoceno-Oligoceno).....	10
Complejo volcánico Ancud (Oligoceno Superior- Mioceno Inferior) .....	10
Formación Lacui (Mioceno Inferior-Medio).....	10
Estratos Cucao (Mioceno Inferior a Medio).....	11
Depósitos Volcánicos cuaternarios.....	11
Depósitos de la Glaciación Llanquihue (Pleistoceno Superior).....	11
2.2 Marco teórico.....	13

<b>3. Metodología y tratamiento de datos .....</b>	<b>16</b>
3.1 Recopilación y adquisición de datos .....	16
3.2 Análisis geoquímico .....	19
3.3 Tratamiento estadístico.....	19
3.4 Integración de los datos .....	20
3.5 Asignación de tefras a centro de origen.....	21
<b>4. Resultados .....</b>	<b>22</b>
4.1 Análisis previos .....	22
4.1.1 Recopilación bibliográfica.....	22
4.1.2 Testigos lacustres.....	25
4.2 Análisis multivariado base geoquímica.....	28
4.2.1 Clusterización .....	28
4.2.2 Análisis de componentes principales (PCA) .....	32
4.3 Fluorescencia de rayos X (XRF) .....	34
4.3.1 Estadística descriptiva .....	34
4.3.2 Determinación fuente probable de sedimentos.....	39
4.4 Relación tefra – centros eruptivos .....	42
<b>5. Discusión.....</b>	<b>51</b>
5.1 Validación de los clústers geoquímicos y robustez metodológica .....	51
5.2 Variabilidad geoquímica de los clústers y reconocimiento de nuevos niveles de tefra y microtefra.....	55
5.3 Asignación de origen de los niveles de tefra .....	57
5.4 Factibilidad de identificación de cambios en la fuente de los sedimentos a partir de la geoquímica y posibles implicancias paleoclimáticas .....	61

<b>6. Conclusiones .....</b>	<b>63</b>
------------------------------	-----------

<b>Referencias.....</b>	<b>65</b>
-------------------------	-----------

<b>Anexos.....</b>	<b>I</b>
--------------------	----------

## **Índice de figuras**

1. 1. Mapa de ubicación y accesos .....	4
2. 1. Mapa geológico zona de estudio .....	12
3. 1. Mapa ubicación testigos lacustres y volcanes cercanos .....	17
4. 1. Diagramas box-plot de elementos mayores .....	23
4. 2. Diagramas box-plot de elementos traza .....	24
4. 3. Fotografía de alta resolución Core B lago Rinihue .....	27
4. 4. Dendrograma de las diferentes rocas de las posibles fuentes .....	30
4. 5. Análisis de componentes principales de la base bibliográfica .....	33
4. 6. Matriz de cargas factoriales .....	34
4. 7. Perfiles elementales verticales del lago Rinihue .....	37
4. 8. Perfiles elementales verticales del lago Claro del Solar .....	38
4. 9. Predicción fuente probable a partir de datos XRF .....	41
4. 10. PCA centros eruptivos elementos mayores .....	43
4. 11. PCA centros eruptivos elementos traza .....	44
4. 12. Volcanes asignados a las tefras de laguna Berguer .....	46
4. 13. Volcanes asignados a las tefras del lago Blanco .....	47

4.	14.	Volcanes asignados a las tefras del lago Negro .....	48
4.	15.	Volcanes asignados a las tefras del lago Rinihue .....	49
4.	16.	Volcán asignado a la tefra de Laguna Negra .....	50
5.	1.	Patrones predictivos de granulometría .....	54
5.	2.	Perfiles elementales por clúster laguna Berguer .....	56
5.	3.	Mapa de isópacas de 10 cm para volcanes entre 42°30'-45° S .....	59

### **Índice de tablas**

3.	1.	Segmentos de tefra analizados para elementos mayores y traza .....	18
4.	1.	Niveles de tefra reconocidos visualmente y por MSE .....	26
4.	2.	Media máxima de los elemento por clúster .....	31
4.	3.	Asignación de los dos centro eruptivos más probables .....	45

### **Índice de anexos**

1.	Análisis geoquímico de roca total de posibles fuentes de sedimento ...	I
2.	Gráficos MSE para los testigos con niveles de tefra .....	X
3.	Rocas de cada fuente de sedimentos y su asignación de clúster .....	XIII
4.	Tabla de resultados de medias máximas por clúster .....	XVI
5.	Perfiles elementales y predicción de fuentes para 27 núcleos .....	XVI

## Resumen

Los sedimentos lacustres constituyen archivos naturales clave para la reconstrucción de procesos ambientales y volcánicos en regiones con alta actividad eruptiva y condiciones que limitan la preservación de depósitos subaéreos. En la Isla Grande de Chiloé y la provincia de Palena, las capas de tefra han sido utilizadas principalmente como marcadores estratigráficos, existiendo aún un desarrollo limitado de estudios enfocados a su caracterización química y determinación de fuentes eruptivas.

El presente trabajo tiene por objetivo caracterizar geoquímicamente sedimentos lacustres y niveles de tefra, así como discriminar sus fuentes de aporte (pasivas y activas), a partir del análisis de núcleos sedimentarios de diez lagos distribuidos entre Chiloé insular y la provincia de Palena. Se analizaron 27 testigos mediante fluorescencia de rayos X de alta resolución, complementados con análisis ICP-MS en niveles seleccionados.

El tratamiento estadístico multivariado, mediante análisis de clúster y análisis de componentes principales (PCA), permitió definir tres asociaciones geoquímicas principales vinculadas al Batolito Norpatagónico, Complejo Metamórfico Bahía Mansa y centros volcánicos activos. La integración de estos clústeres con perfiles elementales permitió identificar 11 niveles de tefra, incluyendo eventos no reconocidos previamente.

La asignación de procedencia de las tefras se realizó integrado similitud geoquímica (distancias de Mahalanobis), proximidad fuente-receptor ( $\leq 180$  km) y dispersión eólica. Los resultados indican que las tefras de los lagos Berguer y Negro se asocian a los volcanes Melimoyu y Yanteles; Blanco a Michinmahuida y Corcovado; Negra a Corcovado; y el lago insular Rinihue a múltiples centros (Corcovado, Michinmahuida, Yanteles y Melimoyu), lo que sugiere erupciones explosivas de mayor magnitud o transporte distal y retrabajo sedimentario.

La variabilidad de las fuentes sedimentarias refleja tanto la geología de las cuencas como cambios en los procesos de erosión, transporte y depositación, vinculados a fluctuaciones paleoclimáticas. Las diferencias entre registros insulares y continentales evidencian una mayor metamórfica en Chiloé y una mayor influencia volcánica y batolítica en el continente, sugiriendo respuestas diferenciadas a la dinámica de los vientos del oeste y a la evolución postglacial.

En conjunto, los resultados demuestran que la integración de geoquímica de alta resolución con análisis multivariado constituye una herramienta robusta para la identificación de tefras, la discriminación de fuentes sedimentarias y la interpretación de la interacción entre volcanismo, clima y dinámica sedimentaria en registros lacustres del sur de Chile.

# 1. Introducción

## 1.1 Planteamiento del problema

Los estudios paleoclimatológicos se llevan a cabo para reconstruir condiciones climáticas pasadas en la historia de la tierra y a diferencia de la climatología moderna e histórica, su base de información radica en el uso de proxies o indicadores que registran las características físicas de un ambiente de forma indirecta y permiten inferir la historia climática de una determinada región más allá del registro instrumental. El estudio de paleoclima es relevante para determinar condiciones de evolución de flora y fauna del pasado, así como investigaciones referentes al cambio climático que buscan determinar líneas base para evaluar los grados de los cambios utilizando proxies en diferentes archivos climáticos (Thomson, 2019).

Entre los múltiples archivos climáticos que son aplicados en la actualidad, destacan los núcleos de sedimentos lacustres, que corresponden a una columna de sedimento que preserva la estratigrafía del material parental. Estas columnas de sedimento contienen información de las tasas de sedimentación, la fuente de los sedimentos, la temperatura, la edad de la sedimentación mediante el conteo de varvas, uso de radioisótopos, entre otros (Thomson, 2019). Sin embargo, estos registros pueden presentar discontinuidades (e.g., derrumbes, erupciones volcánicas) que dificultan su interpretación paleoclimática.

En este contexto, los núcleos de sedimentos lacustres representan una herramienta clave para la volcanología (McNamara et al., 2015), particularmente en regiones con una intensa actividad volcánica como Chile. Estos registros contienen evidencia de erupciones pasadas preservadas como depósitos de material volcánico, incluyendo fragmentos piroclásticos y capas de tefra. En ambientes donde la conservación de estos depósitos es limitada (e.g. zonas con alta pluviosidad), los depósitos lacustres pueden constituir el único registro disponible para reconstruir la historia eruptiva. Bajo estas condiciones, la datación de las capas de tefra adquiere un rol fundamental para establecer la cronología de los eventos eruptivos (McNamara et al., 2015).

Los estudios basados en núcleos de sedimentos lacustres han sido ampliamente utilizados durante las últimas décadas para reconstrucciones paleoambientales, paleoecológicas y paleoclimáticas. Sin embargo, en un país con intensa actividad volcánica como Chile, estos registros también

contienen información valiosa sobre la ocurrencia de erupciones pasadas a través de la presencia de capas de tefra y otros depósitos piroclásticos.

A pesar de este potencial, la mayoría de las investigaciones desarrolladas en registros lacustres del sur de Chile han sido orientadas principalmente a la reconstrucción paleoclimática, utilizando las tefras como marcadores estratigráficos o cronológicos. Por ejemplo, estudios realizados en registros lacustres del sur de Chile (e.g. Bertrand et al., 2012, 2014; Watt et al, 2013) incorporan capas volcánicas dentro de sus análisis, pero su enfoque principal no está orientado a la caracterización volcanológica de estos depósitos.

De manera similar, el estudio realizado por Troncoso et al. (2018) en testigos sedimentarios del lago Pastahué, en Chiloé insular, incluyó análisis biológicos como la identificación de polen y larvas de quironómidos, mientras que los análisis geológicos se enfocaron principalmente en parámetros sedimentológicos como susceptibilidad magnética y cronología. En este caso, las posibles evidencias de aporte de material volcánico no fueron abordadas desde una perspectiva geoquímica orientada en la caracterización de tefras ni a la determinación de sus fuentes eruptivas o la proveniencia de los sedimentos.

En consecuencia, existe una brecha de conocimiento respecto al potencial de los núcleos de sedimentos lacustres en el sur de Chile como archivos para el estudio sistemático del material volcánico y la identificación de centros eruptivos responsables de la depositación de tefras en estas cuencas.

En este contexto, el presente trabajo nace de la necesidad de incorporar un enfoque volcanológico al estudio de los núcleos de sedimentos lacustres, orientada en la identificación, caracterización geoquímica y determinación de la proveniencia de los depósitos piroclásticos, además de evaluar los cambios registrados en núcleos sedimentarios ( $< 2\text{m c/u}$ ), provenientes de diez lagos del sur de Chile (cinco ubicados en la Isla Grande de Chiloé y cinco en lagos continentales de la provincia de Palena), mediante el uso de escaneo geoquímico por fluorescencia de rayos X (XRF, por sus siglas en inglés) y análisis de elementos traza mediante ICP-MS.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 General**

- Determinar y diferenciar fuentes de sedimentos pasivas (basamento erodado) y activas (volcanismo) y posibles cambios en lagos en Chiloé insular y continental.

### **1.2.2 Específicos**

- i. Caracterizar geoquímicamente los niveles de tefra presentes en los núcleos sedimentarios.
- ii. Detectar y evaluar la distribución de material volcánico a lo largo de los registros lacustres.
- iii. Trazar e inferir los centros eruptivos probables responsables de los depósitos de tefra.

## **1.3 Contexto**

El área de estudio se ubica entre la isla Grande de Chiloé y la provincia de Palena, en el extremo sur de la región de Los Lagos, abarcando un total de 10 cuencas lacustres, con núcleos de sedimento colectados en 5 lagos de la isla y 5 lagos en el territorio continental. Aproximadamente entre las coordenadas 41°45' - 44°06' S / 74°30' - 71°30' W a un promedio de 200 m s.n.m.

El principal acceso a los diferentes lagos de la zona de estudio es desde la ciudad de Puerto Montt tomando la ruta 5 sur hacia el sector costero SW para luego tomar el transbordador a la isla Grande de Chiloé, luego se continúa por la ruta 5 accediendo a caminos rurales para aproximarse a los diferentes lagos en la isla. Mientras que para llegar a la provincia de Palena, desde la ciudad de Puerto Montt se toma la ruta 7 o carretera Austral hacia el sector SE, posteriormente tomando caminos rurales que acercan a los diferentes puntos de interés (Figura 1.1)

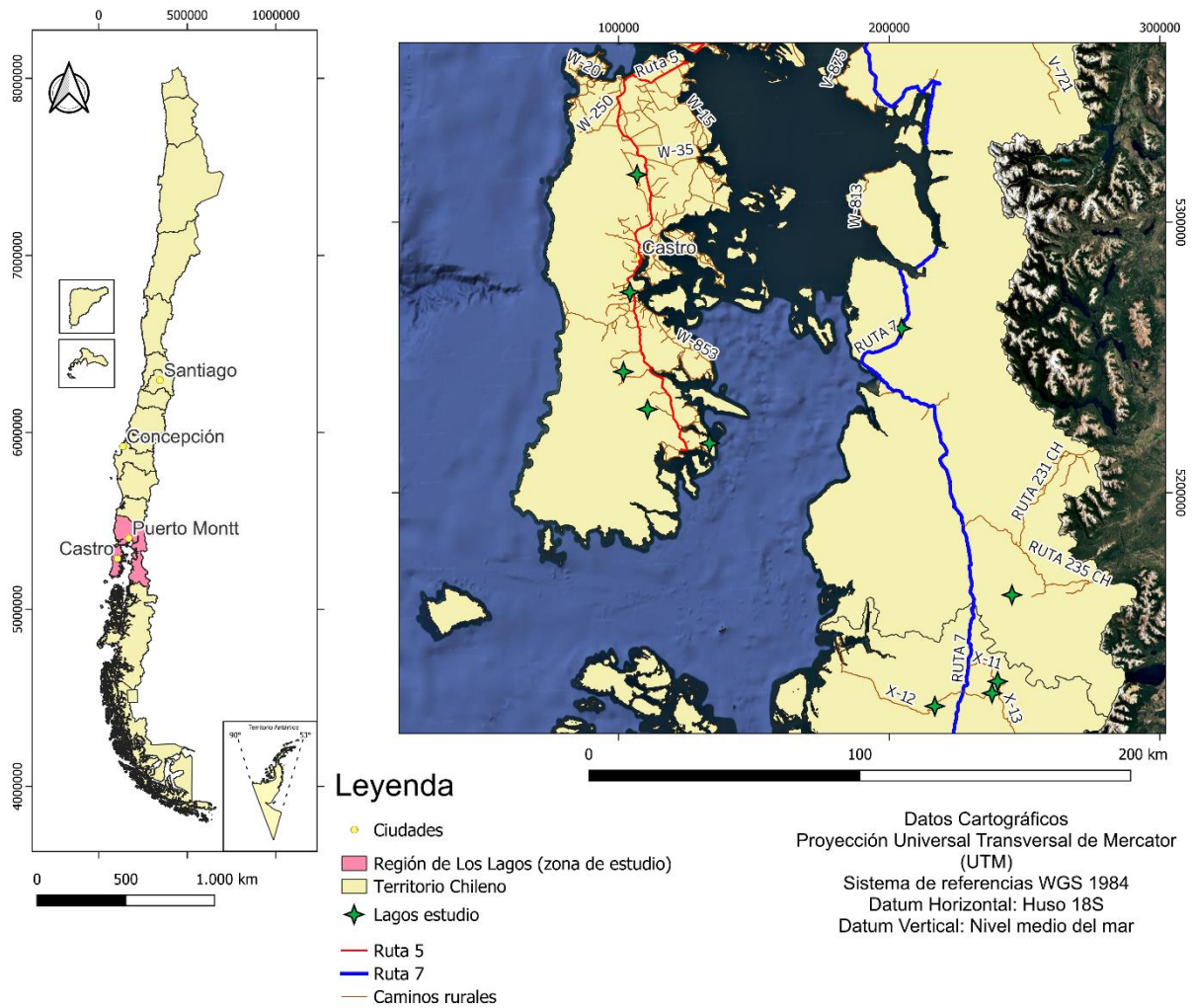


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos

## 1.4 Trabajos anteriores

El estudio de sedimentos lacustres como indicadores naturales de tiempos pasados ha adquirido gran relevancia en las últimas décadas (Bertrand et al., 2024), sobre todo en el sur de Chile, donde éstos se encuentran presentes en mayor proporción y reflejan la interacción de procesos volcánicos, glaciares, fluviales y climáticos. En este contexto, la caracterización geoquímica de los sedimentos permite llevar a cabo una interpretación de la historia ambiental y determinar la proveniencia de los materiales depositados, que son usados para comprender la evolución de las cuencas y sus fuentes de aportes.

En la Región de Los Ríos, la información sobre la geoquímica de los sedimentos lacustres se ha centrado en un enfoque más paleoclimático y paleoecológico, que integran diferentes metodologías

entre ellas el análisis XRF. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, estos trabajos no se han centrado en la detección y determinación de origen de niveles de tefra y su influencia en el registro sedimentario (e.g., microtefras) mediante el análisis de fluorescencia de rayos X.

En el ámbito regional, el trabajo de memoria de título de Pérez Hidalgo (2020) analiza la composición geoquímica y mineralógica de sedimentos marinos identificando posibles recursos minerales en el área comprendida entre la Isla Grande de Chiloé y la Península de Taitao, e identifica patrones asociados a materiales volcánicos y terrígenos. Adicionalmente, los informes geoquímicos de Ordoñez y Crignola (2003) para el SERNAGEOMIN presentados en el 10° Congreso Geológico Chileno presentan anomalías geoquímicas en la isla que registran elevadas concentraciones de Cu, Zn, Co, Cr y Ni en sedimentos y rocas volcánicas básicas, lo que evidencia la influencia del volcanismo y su potencial aporte de material a los sistemas lacustres.

Quiroz y Páez (2012) realizan una caracterización de los depósitos continentales de la isla, describiendo la estratigrafía de los sedimentos glaciogénicos en el área urbana de Castro, identificando secuencias pleistocenas con influencia de procesos glaciares, fluviales y volcánicos, además de la presencia local de una capa de sedimentos coquinoideos que les permite inferir que parte del proceso sedimentario glaciogénico estuvo abierto a condiciones marinas posiblemente durante el retroceso glacial.

El trabajo de Londoño (2022) analizó la historia de la vegetación y las facies sedimentarias del sitio fosilífero Huapilacuy II de edad del Holoceno Medio situado en la costa noroccidental de la Isla Grande de Chiloé, con el objetivo de reconstruir las condiciones ambientales y paleoecológicas locales. En este trabajo se destaca la presencia de limos, turbas y niveles intercalados de tefras, una reconstrucción paleogeográfica de la zona que les permitió inferir que el sitio corresponde a un borde de cuenca sedimentaria, la que se rellenó y dio lugar a un ambiente palustre, mientras que la reconstrucción paleoecológica indica un cambio en la vegetación posiblemente producto de actividad antrópica en la región.

Moreno et al. (2015) reconstruye la actividad eruptiva postglacial del volcán Chaitén a partir del análisis de testigos sedimentarios del lago Teo, un pequeño lago de cuenca cerrada ubicado en las inmediaciones del volcán. Mediante la identificación estratigráfica de capas piroclásticas, dataciones radiométricas y análisis geoquímicos de vidrio volcánico, los autores identificaron un total de 26 depósitos piroclásticos durante los últimos ~10000 años. La comparación composicional

les permitió distinguir tefras riolíticas indistinguibles de la erupción de Chaitén 2008, así como depósitos asociados al Complejo Volcánico Michinmahuida.

Estos antecedentes mencionados evidencian que la aplicación de la geoquímica multielemento y de técnicas estadísticas avanzadas en el estudio de los sedimentos lacustres constituyen una herramienta válida y consolidada para inferir proveniencia de los materiales de aporte a las cuencas. No obstante, la revisión bibliográfica de estos trabajos muestra que en la zona de Chiloé y alrededores carece de investigaciones cuyo objetivo sea determinar la proveniencia de las tefras y microtefras mediante el estudio de núcleos de sedimentos lacustres por medio de XRF. Por lo que se justifica la pertinencia del presente trabajo, que busca contribuir con información sobre la composición geoquímica de los sedimentos lacustres de la región con enfoque geológico que permite comprender la dinámica sedimentaria e influencia de las unidades geológicas circundantes.

## **1.5 Agradecimientos**

Este trabajo de memoria de título fue realizado gracias al financiamiento entregado por la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID) a través del proyecto Fondecyt Regular 1190398 y 1240918.

Agradecer a la Dra. Verónica Oliveros de la Universidad de Concepción (UdeC) y al Dr. Sergio Contreras de la Universidad Católica de la Santísima Concepción (UCSC) por brindarme el tema de memoria, la guía en el desarrollo del trabajo, la confianza depositada en mí y sobre todo la paciencia en el desarrollo del trabajo, que por múltiples motivos se extendió más de lo planificado. Asimismo, expreso mi sincero agradecimiento al Dr. Gary Michelfelder de la Escuela de Tierra, Medio Ambiente y Sustentabilidad de la Universidad Estatal de Missouri, por la realización de los análisis ICP-MS utilizados en esta investigación, destacando especialmente su disposición y generosidad al llevarlos a cabo de manera gratuita.

Agradezco al Departamento de Ciencias de la Tierra (DCT) de la Universidad de Concepción por la entrega a través de estos años de las herramientas necesarias para mi formación académica. Mención especial a la funcionaria del DCT y secretaria de pregrado Sra. Carolina por ser siempre una persona cálida, resolutiva y diligente en su labor con los estudiantes, por las conversaciones y consejos tan oportunos que me dio cuando eran más que necesarios.

A modo personal mencionar la familia no sanguínea pero no por ello menos relevante en la vida; mis amados amigos; no puedo evitar recordar las palabras del filósofo Aristóteles: " la amistad es un alma que habita en dos cuerpos; un corazón que habita en dos almas". Por ello agradezco a quienes me acompañaron en todo el transcurso académico, en los momentos alegres y los menos agradables que la vida nos puede ofrecer. Agradecer a Catalina Rivera, si bien no congeniamos en un inicio, la vida supo que éramos necesarios en la vida del otro y nos dio la oportunidad de compartir todos estos años, a Maité y Rocío por los momentos compartidos en la carrera, si bien nos separamos en un momento, eso no fue impedimento para todo el cariño que forjamos; a mi bello grupo de catánicos, Catalina, Michell, Adán, Gastón y Francisca; con quienes compartimos muchos buenos momentos, quienes me permitieron ser uno más, a quienes considero mi segunda familia, si bien tuvimos momentos amargos en algún punto, no puedo concebir mi vida sin ustedes, son parte fundamental y les agradezco el cariño sin medidas, los consejos y conversaciones, el escuchar más de uno de mis desvaríos y siempre estar ahí para apoyarme, la vida sin amigos de este calibre sería mucho más amarga, infinitas gracias.

Agradecer a mis amigos, Javiera, Álvaro y Mauricio, con quienes compartí estos últimos años, y que se han vuelto otro pedazo entrañable de mi vida, con ellos puedo decir "*I had the time of my life fighting dragons with you*" tal como versa la canción "*Long Live*" de Taylor Swift.

Finalmente, la vida no existiría sin la familia que te acunó y cuidó desde siempre, a mi padre y mi madre, mis dos hermanos, a mi tío Héctor y a mi abuela Myriam, que me cuida desde el cielo, gracias por querer tanto a su hijo, por apoyarlo incondicionalmente, por ser un pilar sobre el que se apoyó todo mi proceso académico, gracias por entregarlo todo, por luchar contra las adversidades en más de una ocasión, pero por sobre todas las cosas querer a un hijo que si bien diferente y complejo, supieron dar todo para que sintiera que tiene un hogar seguro al cual volver. A mi madrina Jeannette y su familia, por permitirme ser uno más en el hogar, por sus consejos, por su apoyo y sobre todo el cariño y la labor de guía en estos últimos años.

## **2. Marco geológico y teórico**

### **2.1 Marco geológico**

Según la carta geológica elaborada por SERNAGEOMIN al año 2003 (escala 1:1.000.000) en la Región de los Ríos, junto con las cartas geológicas de la Isla de Chiloé elaboradas por Antinao et al. (2000), Arenas y Duhart (2003), Quiroz et al. (2003) y Quiroz y Duhart (2006), el área de estudio presenta diferentes unidades geológicas. En el sector continental predominan las secuencias de rocas plutónicas asociadas al Batolito Norpatagónico; además de rocas metamórficas y volcánicas, vinculadas a los principales centros volcánicos cenozoicos. En contraste, en la Isla Grande de Chiloé dominan secuencias de rocas metamórficas pertenecientes al Complejo Metamórfico Bahía Mansa, así como depósitos sedimentarios asociados principalmente a la Glaciación Llanquihue y, en menor medida, a las formaciones Loncui, Caleta Chonos y Estratos Cucao.

#### **Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Carbonífero-Triásico)**

Conjunto de rocas metamórficas definidas por Duhart et al. (1998) representado por esquistos pelíticos a cuarzo-feldespáticos con foliación bien desarrollada, con menor cantidad de esquistos máficos, escasas intercalaciones de metareniscas, metacherts, milonitas a ultramilonitas. Se encuentran parcialmente cubiertas por rocas sedimentarias y volcánicas neógenas y por depósitos sedimentarios cuaternarios no consolidados, al norte de la isla de Chiloé se encuentra intruido por cuerpos subvolcánicos y stocks terciarios. Se exponen principalmente en la parte occidental de la isla conformando la Cordillera de Piuchén, Cordillera de Pirulil que conforman la parte más austral de la cordillera de la costa (Quiroz y Duhart, 2006; Arenas y Duhart, 2003).

#### **Batolito Norpatagónico (Cretácico Inferior-Mioceno)**

Corresponde a cuerpos intrusivos plutónicos que se extienden ampliamente en la Cordillera de los Andes (Pankhurst et al., 1992). Son principalmente rocas del Cretácico Inferior al Mioceno conformado por granitos, granodioritas, dioritas, monzogranitos, leucogranitos y tonalitas. Una gran cantidad de descripciones petrográficas han sido realizadas en este cuerpo batolítico, desde la más antigua a la más reciente destacan:

Granodiorita Taitao, correspondiente al margen suroccidental del batolito, aflora en el fiordo Puelma y se ha descrito como una granodiorita de hornblenda-biotita de grano grueso, junto a

algunos pórfidos de hornblenda-plagioclasa-cuarzo. Estos pertenecientes al cretácico temprano (Pankhurst et al., 1999).

Granito Lago Verde, corresponde al contacto este del batolito, se ha descrito como monzogranito rosa leucocráticos, asociado a tonalitas de anfíbol-biotita, dioritas y gabros en relaciones de intrusión similares. Los granitos leucocráticos son similares a los intrusivos observados en Futaleufú y Palena. Poseen edades pertenecientes al cretácico medio (Pankhurst et al., 1999).

Granitos de la Península Gallegos e Isla Clemente, se presentan como cuerpos discordantes intruyendo rocas paleozoicas en la parte noroeste de la Península de Taitao. Corresponden a granitoides de granitos leucocráticos de biotita, granodioritas de hornblenda-biotita, de edad cretácica superior (Pankhurst et al., 1999).

Diorita de la Isla Traiguén, corresponde a dioritas cuarcíferas de hornblenda-biotita, con crecimiento intersticial de cuarzo-feldespatos K, además de pórfidos de cuarzo y plagioclasa, todos de edad eocena (Pankhurst et al., 1999).

Cuerpos plutónicos mioceno temprano, asociados a la zona de falla Liquiñe-Ofqui, se presentan usualmente foliados y presentan rocas no vistas en el resto del batolito. En el área de Estero Francisco-Península Sisquelán se reconocen tres tipos de roca: a) tonalitas de hornblenda-biotita con epidota magmática y cuarzo con deformación plástica, b) granodioritas de biotita foliada, con muscovita, feldespatos K, epidota y ocasionalmente cordierita y c) dioritas de clinopiroxeno con cuarzo o gabro, con transformación de piroxeno a anfíbol y luego biotita (Pankhurst et al., 1999).

Granodiorita de Seno Ventisquero, de edad miocena temprana, corresponde principalmente a tonalitas de hornblenda-biotita a granodiorita con una leve foliación magmática y numerosos enclaves máficos (Pankhurst et al., 1999).

Cuerpos plutónicos del mioceno tardío-plioceno, corresponden a diferentes cuerpos intrusivos entre los que destacan el granito de Puerto Cisnes, correspondiente a un granito de muscovita-granate al este de la Zona de falla Liquiñe Ofqui, contiene granate, mica, andalucita y sillimanita. Tonalita Pitipalena, correspondiente a un cuerpo tonalítico de hornblenda-biotita con foliación magmática e incluye diorita y granodiorita, similar a la unidad Cholgo en Chiloé continental. Tonalita en Fiordo Quitralco, corresponde a un cuerpo tonalítico de hornblenda-biotita acompañado de microgabro, tonalita foliada de biotita-(hornblenda)-granate-muscovita y

granodiorita. Granito de El Paso de las llaves, cuerpo al este del batolito, contiene rocas que van de gabro a pegmatita granítica (Pankhurst et al., 1999).

### **Intrusivos Eocenos**

Conformados por la Dacita Gamboa definida por Saliot en 1969 que consiste en pequeños cuerpos de stocks de rocas hipoabisales de textura porfídica y composición dacítica que intruyen a esquistos del Complejo Metamórfico Bahía Mansa, con una edad aproximada de 37 Ma. Y la Granodiorita Metalqui definida en la carta de Castro-Dalcahue 2003, corresponde a rocas intrusivas de composición granodiorítica de grano fino que intruyen al Complejo Metamórfico Bahía Mansa, con una edad aproximada de 39 Ma (Arenas y Duhart, 2003).

### **Formación Caleta Chonos (Eoceno-Oligoceno)**

Secuencia sedimentaria definida por Valenzuela en 1982 conformada por areniscas finas a medias y conglomerados finos que afloran al suroeste de la península de Lacui, se dispone de forma discordante sobre el Complejo Metamórfico Bahía Mansa, mientras que su techo corresponde a la actual superficie de erosión. Se encuentra intruida por cuellos volcánicos y diques del Complejo Volcánico Ancud (Antinao et al., 2000).

### **Complejo volcánico Ancud (Oligoceno Superior- Mioceno Inferior)**

Conjunto de rocas volcánicas definidas por Galli y Sánchez (1960, 1963) posteriormente establecida su estratigrafía por Valenzuela en 1982. Comprende lavas macizas y brechosas, tobas, domos, cuellos volcánicos, diques y escasas rocas clásticas de componentes volcánicos, que se extienden en el extremo noroccidental de Chiloé. El complejo incluye diques que cortan al Complejo Metamórfico Bahía Mansa, como diques y cuellos que intruyen la Formación Caleta Chonos. Corresponde principalmente a lavas basálticas y andesítico-basálticas, localmente cortadas por diques y cuellos volcánicos de composición riolítica a dacítica (Antinao et al., 2000).

### **Formación Lacui (Mioceno Inferior-Medio)**

Secuencia volcanosedimentaria definida por Valenzuela 1982, incluye rocas piroclásticas, epiclásticas, silicoclásticas, y en menor proporción, carbonatadas de origen marino, se restringe al sector norte de la Isla Grande de Chiloé. Se dispone concordante sobre el Complejo Volcánico Ancud o discordante sobre rocas del Complejo Metamórfico Bahía Mansa. Corresponde principalmente a areniscas, fangolitas, tufitas y calizas que forman dos niveles estratigráficos.

- Nivel inferior: secuencia de areniscas epiclásticas de grano fino a grueso que alternan con fangolitas tobáceas y tufitas, además de horizontes ricos en lapilli pumíceo.
- Nivel superior: secuencia de areniscas líticas y bioclásticas y fangolitas micáceas, conglomerados, coquinas arenosas con intraclastos de fangolita y líticos volcánicos y metamórficos (Antinao et al., 2000).

### **Estratos Cucao (Mioceno Inferior a Medio)**

Secuencia sedimentaria marina definida en la carta geológica de Chonchi-Cucao por Quiroz et al., 2004. Corresponde a conglomerados finos, areniscas epiclásticas, intercaladas con fangolitas tobáceas, tobas y limolitas con concreciones calcáreas, areniscas cuarzo líticas y micáceas, fosilíferas. Contienen invertebrados marinos fósiles y microfósiles. Distribuida en la zona suroccidental de la Isla Grande de Chiloé. Correlacionable a la Formación Lacui definida al noroeste de Ancud (Quiroz et al., 2004).

### **Depósitos Volcánicos cuaternarios**

Corresponde a las secuencias volcánicas observadas en el mapa de SERNAGEOMIN 1:1.000.000, que afloran asociadas a los diferentes sistemas volcánicos presentes en el área de Chiloé Continental, corresponde a estratovolcanes y complejos volcánicos conformados principalmente por lavas basálticas a riolíticas, domos y depósitos volcánicos piroclásticos andesítico-basálticos a dacíticos, principalmente calcoalcalinos. Incluyen además tobas parcialmente erodadas. (Sernageomin, 2003).

### **Depósitos de la Glaciación Llanquihue (Pleistoceno Superior)**

Los depósitos de la glaciación Llanquihue originalmente descritas por Mercer en 1976 corresponden a diferentes depósitos producto de la última glaciación en la zona, estos están conformados por depósitos morrénicos presentes en la costa oriental de la isla de Chiloé, principalmente diamictos glaciares (“till”) macizos, matriz a clastosoportados, que se presentan como cordones morrénicos muy bien conservados. Los clastos con predominio de andesitas y dacitas, son redondeados a subredondeados, y alcanzan tamaños de 4 m de diámetro. La matriz se compone de arena fina, limos y arcillas. Están cubiertos por una capa de suelo, posiblemente de origen volcánico de espesor menor a 1 m. Al norte de la ciudad de Castro, están cubiertos por limos-arcillosos, macizos, de 3 m de potencia, posiblemente de origen eólicos o glaciolacustres

someros, posteriores al retiro local del hielo. Presenta bloques erráticos de diámetro entre 2 a 10 m, de composición granítica, al este de Chacao, en el extremo noreste de la isla de Chiloé. Presenta además depósitos glaciofluviales en la zona central de la isla que se extienden hasta el océano Pacífico en la desembocadura del río Chepu y la bahía Tongoy, conformados por arenas y gravas principalmente y en menor proporción arcillas y limos. Las gravas son principalmente clastosportadas, con moderada selección. La mayoría de los clastos son andesíticos y dacíticos, y en menor medida graníticos provenientes de la Cordillera Principal de los Andes. Además se observan clastos de basaltos, limolitas y rocas metamórficas. Las arenas son gruesas a finas, con estratificación planar horizontal y cruzada, en algunos sectores intercaladas con gravas matrizsoportadas (Arenas y Duhart, 2003; Antinao et al., 2000).

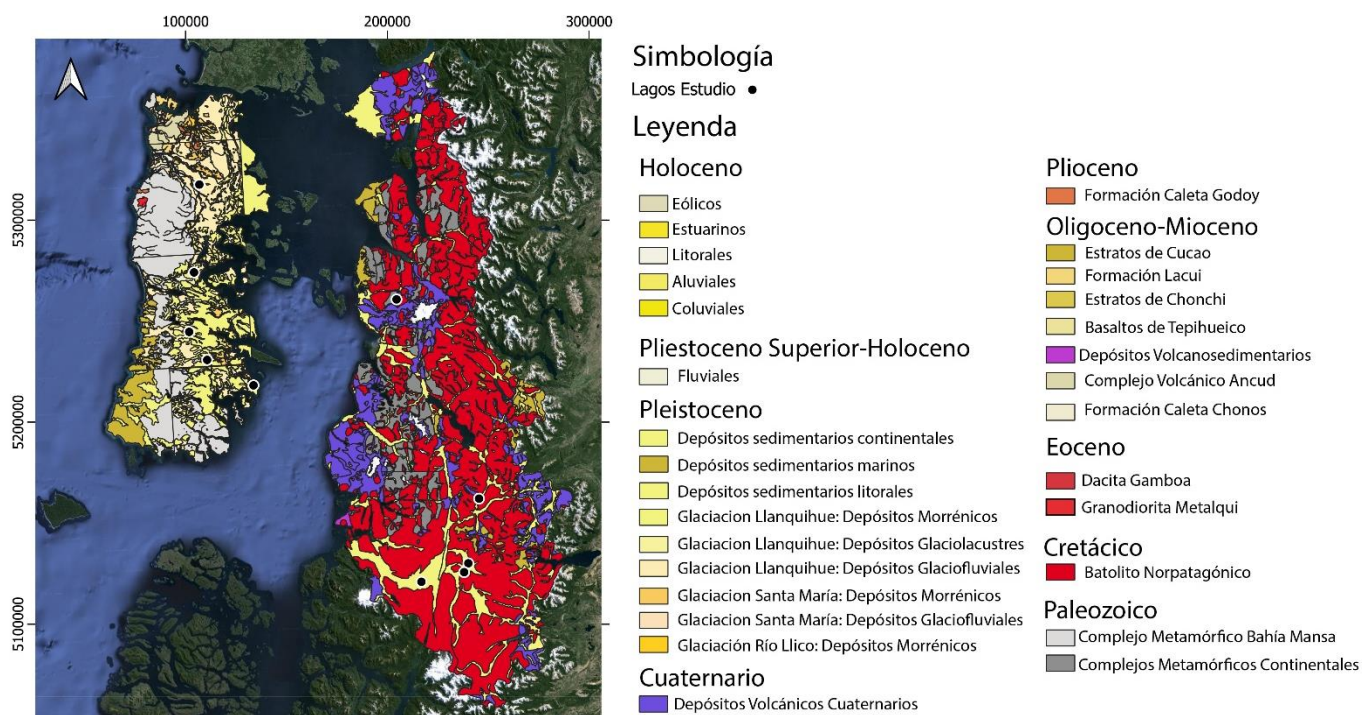


Figura 2.1: Mapa geológico de la zona de estudio, en círculos negros se aprecia la ubicación de los lagos estudiados, 5 en territorio insular y 5 en territorio continental. (Modificado de Antinao et al. [2000], Arenas & Duhart [2003], Quiroz et al. [2004], Quiroz & Duhart [2006], Sernageomin [2004]).

En conjunto, estas unidades reflejan una evolución geológica caracterizada por el desarrollo de un basamento metamórfico paleozoico, intruido posteriormente por cuerpos plutónicos mesozoico-cenozoicos y cubierto por secuencias sedimentarias y volcánicas jóvenes, sobre las cuales se superponen depósitos cuaternarios asociados a procesos glaciares y volcánicos.

En este contexto, la diversidad de unidades geológicas presentes en el área de estudio constituye una fuente potencial de materiales detríticos que pueden ser transportados hacia las cuencas lacustres de la región mediante procesos de meteorización, erosión y transporte sedimentario. En consecuencia, el conocimiento del marco geológico regional resulta fundamental para interpretar la composición mineralógica y geoquímica de los sedimentos lacustres analizados en este trabajo, permitiendo reconocer posibles áreas fuente e identificar aportes volcánicos, como niveles de tefra, registrados en las secuencias sedimentarias.

## **2.2 Marco teórico**

Los sedimentos lacustres constituyen archivos naturales de los cambios ambientales ocurridos en el pasado, ya que registran de manera continua los procesos que tienen lugar tanto en el lago como en su cuenca hidrográfica. En este contexto, la composición química inorgánica de los núcleos de sedimentos contiene información relevante para reconstruir variaciones en la hidrología de la cuenca, aporte de sedimentos, nivel del lago, productividad lacustre, polución y variaciones en la intensidad de los vientos, entre otros. Asimismo, la geoquímica de sedimentos es frecuentemente utilizada para identificar eventos de depositación en los lagos, tales como terremotos, tsunamis, erupciones volcánicas e inundaciones (Bertrand et al., 2024).

La interpretación de los datos de química inorgánica, independiente de la forma de adquisición, requiere un conocimiento profundo de los mecanismos responsables de las variaciones elementales. Entre estos se incluyen factores como la geología de la cuenca, la geomorfología, la cobertura de suelos, el clima y la cubierta vegetal. Asimismo, es necesario comprender las asociaciones entre elementos y los distintos componentes presentes en los sedimentos lacustres, tales como partículas litogénicas, carbonatos, sílice biogénica y materia orgánica. Estos componentes pueden, a su vez, estar asociados a minerales específicos. En consecuencia, las interpretaciones derivadas de estos datos no son directamente transferibles de un lago a otro y, por lo tanto, no deben aplicarse de manera universal (Bertrand et al., 2024).

En estudio realizado por Sabatier et al. (2022) presenta diversas aplicaciones de la química inorgánica en sedimentos lacustres. Entre ellas destaca su uso para determinar eventos esporádicos, como terremotos y erupciones volcánicas. Estos procesos se caracterizan por marcar un cambio en la composición química de los sedimentos comparados con la sedimentación continua que ocurre en estos ambientes. Lo anterior se puede deber a tres factores: 1) un cambio en la

composición/proveniencia de los sedimentos, 2) variaciones en el tamaño de grano, que se reflejan en la geoquímica a partir de la selección mineral y 3) cambios en las condiciones redox producto de estos eventos, lo que da lugar a la precipitación de minerales específicos. Por ejemplo, los autores mencionan que los depósitos de erupciones volcánicas pueden ser identificados mediante un aumento en las concentraciones de Fe en las capas, al igual que un enriquecimiento de K. Mientras que depósitos de washover, producto de terremotos, se pueden reconocer mediante la razón Sr/Br.

El uso de análisis de fluorescencia de rayos X (XRF) en la comunidad paleolimnológica ha aumentado considerablemente durante las últimas dos décadas. A diferencia de otras técnicas geoquímicas, el análisis XRF mide solo un subconjunto de elementos mayores y traza, principalmente aquellos con masas atómicas entre Si y Zr. En el caso de los elementos más livianos, como Mg y Al, las mediciones presentan mayores incertidumbres. Además, los resultados obtenidos mediante XRF pueden verse influenciados por propiedades físicas del sedimento, como el contenido de agua o la densidad, por lo que generalmente se recomienda aplicar un procesamiento específico de los datos (Bertrand et al. 2024).

La presencia de agua en los núcleos de sedimentos genera interferencias en las mediciones de elementos livianos como Li, B, Al, ya que estos emiten radiación de baja energía que es fácilmente absorbida por la lámina de agua presente en la superficie y por el aire entre el film protector y el núcleo. Como consecuencia, el escaneo XRF presenta una mejor resolución entre los elementos con números atómicos entre  $Z=14 - 40$  (Si - Zr).

Esta limitación puede mitigarse para elementos más livianos como Al o Mg, mediante el uso de una atmósfera de He o condiciones de vacío. No obstante, los elementos más pesados pueden verse afectados por un aumento de la radiación de fondo (bremsstrahlung), efecto que puede corregirse mediante la aplicación de filtros específicos (Bertrand et al. 2024).

La resolución espacial de las mediciones puede ajustarse entre 0.2 a 10 mm, dependiendo del equipo utilizado. Por otra parte, los límites de detección (LOD por sus siglas en inglés) son difíciles de cuantificar, ya que dependen de la composición de la muestra y las propiedades físicas. Además, los valores obtenidos a partir de materiales de referencia no pueden extrapolarse directamente a sedimentos naturales. En la práctica, los LODs suelen ser al menos un orden de magnitud mayores que los obtenidos por técnicas geoquímicas tradicionales (Bertrand et al. 2024).

En este contexto, los datos geoquímicos también pueden utilizarse para evaluar la proveniencia de los sedimentos y distinguir las fuentes de aporte.

El estudio realizado por Liu et al. (2022) aborda la proveniencia de sedimentos en el noroeste de la Patagonia mediante el análisis de muestras provenientes de seis ríos de la región. Para ello, los autores realizaron análisis mineralógicos de elementos mayores, elementos de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés), y relaciones isotópicas de Sr y Nd. A partir de datos bibliográficos sobre la composición de las posibles fuentes de sedimentos en el área de estudio, los resultados geoquímicos obtenidos fueron comparados con estas referencias con el fin de discriminar y estimar la fuente de los sedimentos. Los resultados indican que los de elementos mayores permiten diferenciar entre sedimentos derivados del complejo metamórfico andino este, el Batolito Norpatagónico y rocas volcánicas; mientras que los patrones de REE permiten distinguir con mayor claridad entre las últimas dos fuentes.

En conjunto, los estudios mencionados demuestran que la composición geoquímica de los sedimentos lacustres constituye una herramienta útil para identificar cambios en los procesos sedimentarios, determinar posibles fuentes de sedimentos y reconocer eventos episódicos registrados en las secuencias sedimentarias. En este contexto, el análisis de fluorescencia de rayos X se ha consolidado como una técnica ampliamente utilizada en estudios paleolimnológicos, debido a su capacidad de obtener registros geoquímicos de alta resolución a lo largo de núcleos sedimentarios. En base a estos antecedentes, el presente trabajo analiza la composición geoquímica de núcleos de sedimentos lacustres mediante XRF, con el objetivo de caracterizar las variaciones de la composición elemental e inferir posibles cambios en las fuentes de aporte.

### **3. Metodología y tratamiento de datos**

#### **3.1 Recopilación y adquisición de datos**

Se llevó a cabo una recopilación bibliográfica de la composición geoquímica de las 3 principales fuentes de sedimentos para las cuencas lacustres presentes en la zona de estudio, correspondientes al Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Plissart et al., 2025); Batolito Norpatagónico (Pankhurst et al., 1999) y los centros eruptivos actuales (Yate, Apagado, Hornopirén, Huequi, Michinmahuida, Chaitén, Corcovado, Yanteles, Melimoyu, Mentolat, Cay y Macá) (López-Escobar et al., 1993).

Para el presente trabajo se utilizan los testigos de sedimentos lacustres del proyecto ANID FONDECYT Regular 1190398, cuyo investigador principal es profesor co-guía de esta tesis, Dr. Sergio Contreras de la Universidad Católica de La Santísima Concepción. Se utilizan 10 lagos, 5 procedentes de la Isla de Chiloé; Lago Cajunco, Millan de Canaan, Rinihue, NN Tantauco y Cipreses; y 5 procedentes del territorio continental en la provincia de Palena; Lago Blanco, Laguna Negra, Lago Negro, Claro del Solar y Laguna Berguer. Recopilando un total de 27 núcleos de sedimento (Figura 3.1); cuyo objetivo es comparar las características geoquímicas entre ambas áreas y evaluar diferencias en la procedencia sedimentaria asociadas a los respectivos contextos geológicos.

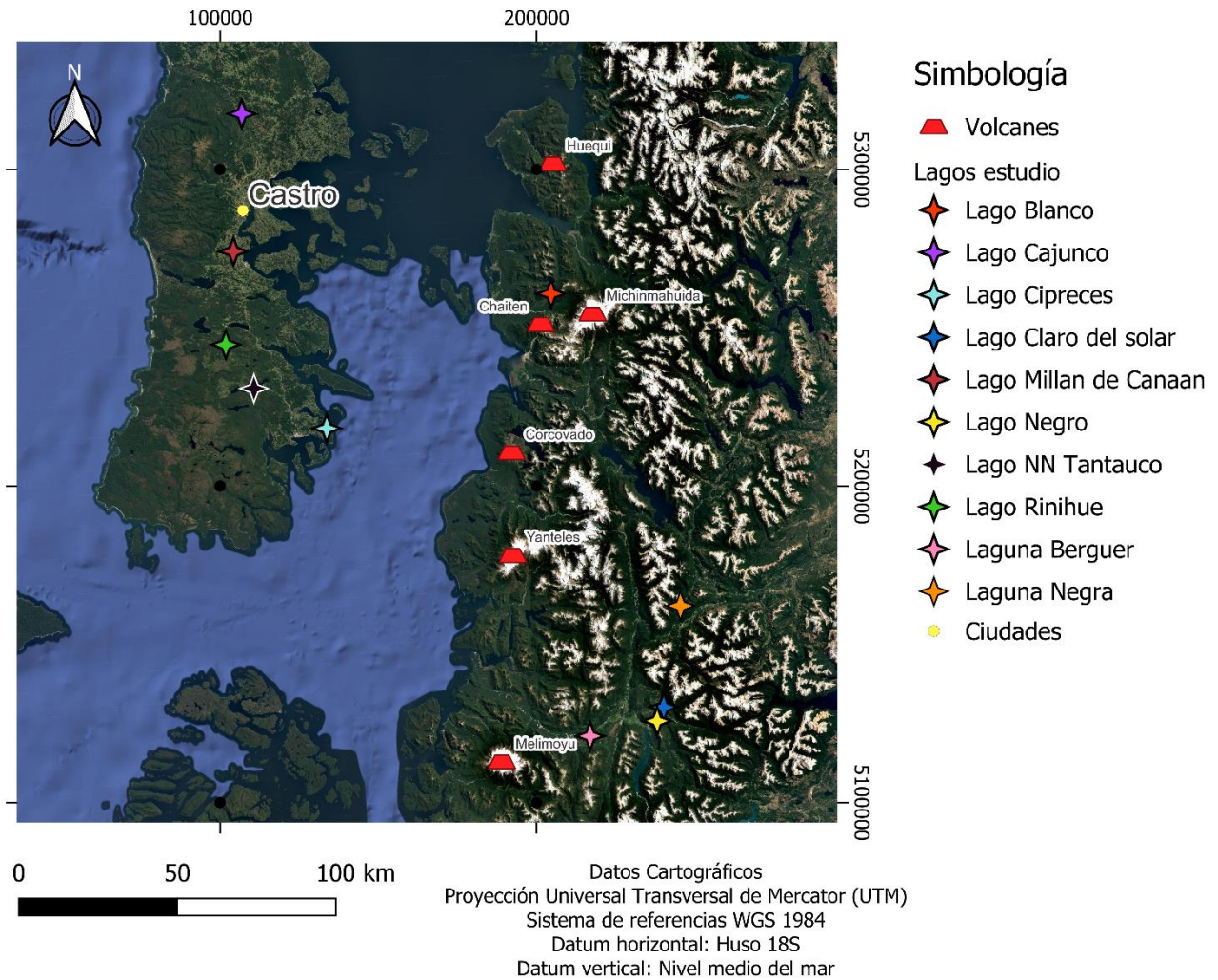


Figura 3.1: Mapa ubicación testigos lacustres (indicados en estrellas) y volcanes cercanos (indicados en trapecios de color rojo).

Los núcleos de sedimentos fueron obtenidos mediante el uso de un corer superficial USC 06000 Uwitec, con alcance de 3 metros y preservando la estructura sedimentaria original. Cada uno de los núcleos de sedimento se almacenó en frío y fue transportado a la Universidad de Minnesota (UMN), donde en su Facility Core Lab los núcleos fueron divididos longitudinalmente. Posteriormente se realizó una descripción inicial junto con la adquisición de imágenes de alta resolución y mediciones físicas mediante un Geotek Standard Multisensor Core Logger (MSCL-S) y un Geotek Core Imaging System (CIS) en el Large Lakes Observatory en el campus Duluth de la UMN.

La caracterización macroscópica de los núcleos de sedimento se realizó a partir de fotografías de alta resolución, debido a la imposibilidad de acceder físicamente a los testigos. A partir de este material, se evaluaron atributos como color, rangos texturales generales y contraste entre capas, en conjunto con el patrón de susceptibilidad magnética (MSE por su sigla en inglés). Sin embargo, esta aproximación presenta limitaciones en la descripción detallada de la litología y textura, particularmente en aspectos como granulometría fina, estructuras sedimentarias y características de contacto entre unidades, las cuales no pudieron ser evaluadas directamente.

Los 11 niveles reconocidos fueron segmentados según su extensión en más subniveles, obteniéndose un total de 16 secciones de tefra (tabla 3.1) que fueron enviados a un análisis geoquímico de elementos mayores y traza en el *Missouri State University* utilizando un Agilent 7900 cuadrupole ICP-MS, a fin de asociar su origen a los diferentes centros eruptivos presentes en la zona de estudio.

Nombre lago	Código ID	Profundidad superior (cm)	Profundidad inferior (cm)
<b>Laguna Berguer</b>	SALP-BRG18-1B-1U-2	9	11
<b>Laguna Berguer</b>	SALP-BRG18-1B-1U-2	40	43
<b>Laguna Berguer</b>	SALP-BRG18-1B-1U-2	74	77
<b>Laguna Berguer</b>	SALP-BRG18-1B-1U-2	103	106
<b>Lago Blanco</b>	SALP-BCO18-1A-1U-1	86	87.2
<b>Lago Blanco</b>	SALP-BCO18-1A-1U-1	93	95
<b>Lago Blanco</b>	SALP-BCO18-1B-1U-1	27	28.3
<b>Lago Negro</b>	SALP-NGO18-1A-1U-1	120.8	121.3
<b>Lago Negro</b>	SALP-NGO18-1A-1U-1	129	130.3
<b>Lago Rinihue</b>	SALP-RIN18-1A-1U-1	8.2	9.2
<b>Lago Rinihue</b>	SALP-RIN18-1A-1U-1	62	64
<b>Lago Rinihue</b>	SALP-RIN18-1B-1U-1	5	6.5
<b>Lago Rinihue</b>	SALP-RIN18-1B-1U-1	67	68.5
<b>Lago Rinihue</b>	SALP-RIN18-1B-1U-1	78	79.5
<b>Lago Rinihue</b>	SALP-RIN18-1B-1U-1	93	94.5
<b>Laguna Negra</b>	SALP-LNGA18-1B-1U-1	126	127.5

Tabla 3.1: Segmentos de tefra analizados para elementos mayores y traza mediante ICP-MS

### **3.2 Análisis geoquímico**

La caracterización geoquímica de los núcleos de sedimentos lacustres se realizó mediante fluorescencia de rayos X (XRF) utilizando el XRF Core Scanner ITRAX elemental de la UMN, correspondiente a un análisis geoquímico no destructivo de alta resolución espacial de centímetros a milímetros y alta precisión; ésta se basa en la emisión de un haz de rayos x hacia una muestra de sedimentos los cuales absorben dicha radiación y posteriormente emiten un haz de fotones característico para un determinado elemento. El uso de XRF permite obtener información elemental no destructiva y reproducible, adecuada para estudios de proveniencia sedimentaria (Rollinson, 1993; Potts & Webb, 1992; Kars et al., 2012). Sin embargo, al permitir las mediciones en núcleos húmedos, se ve influenciado por el contenido de agua. Y, al no realizarse una calibración de las medias, los resultados se entregan en conteos por segundo (cps) y no en concentraciones (Bertrand et al., 2024).

Dichos análisis se llevaron a cabo empleando el equipo Core Scanner ITRAX elemental, el cual permite la adquisición no destructiva de perfiles elementales de alta resolución sobre muestras de núcleo partido. Este equipo combina imágenes ópticas RGB, radiografía de rayos X y análisis XRF; aceptando muestras de aproximadamente 1,8 m de largo con escaneo milimétrico de precisión 1 mm. El haz de rayos X se focaliza mediante un capilar de haz plano y puede emplear tubos de ánodo Cr o Mo ( $\approx 1,9$  kW o 3,0 kW) para optimizar la detección de elementos ligeros (como Al–Ti) y más pesados (Mn–U). Los resultados se presentan como áreas integradas bajo los picos (“counts”) por punto de medición, o conteos por segundo (cps), lo que proporciona datos semi-cuantitativos útiles para estudios de procedencia y cambios ambientales (Croudace & Rothwell, 2015). Los datos de XRF fueron proporcionados por análisis previos, sin acceso a los parámetros instrumentales detallados.

### **3.3 Tratamiento estadístico**

El tratamiento estadístico de los datos se realizó en conjunto con el programa Excel, para la organización de las tablas de datos y filtrado de datos; y el lenguaje de programación Python para la ejecución de los análisis estadísticos. Se aplicaron análisis multivariados para identificar patrones composicionales en la base de datos geoquímica bibliográfica recopilada con anterioridad y así agrupar las distintas fuentes de sedimentos en 3 grupos en base a su distribución y

predominancia en el mapa geológico: basamento erodado (Complejo Metamórfico Bahía Mansa y Batolito Norpatagónico) y volcanismo activo (Centros eruptivos del arco actual desde el volcán Yate al Macá).

En primer lugar se realizó un análisis de conglomerados jerárquicos (clusterización) empleando la librería SciPy, mediante la función linkage, la que acepta un conjunto de datos o matriz de distancias que contienen las observaciones a agrupar, el resultado es una matriz nueva “Z”, la cual contiene las funciones del proceso de agrupación. Esta admite diferentes métodos de enlace entre los datos, el elegido en este trabajo corresponde al método Ward y distancia euclidiana, con el objetivo de definir grupos geoquímicamente coherentes a partir de la base de datos bibliográfica.

Este método determina como se calcula la distancia entre las observaciones que agrupa y construye el árbol de clusterización o dendrograma, además de proporcionar la información jerárquica para su construcción. Este dendrograma se crea mediante la función del mismo nombre en la librería SciPy.

Posteriormente, se efectuó un análisis de componentes principales (PCA) para reducir la dimensionalidad del conjunto de datos y visualizar las principales tendencias composicionales. Estas herramientas permiten inferir procedencia a partir de la composición elemental, tal como se menciona en los trabajos de Herron (1988), Weltje (1997) y Dai et al. (2019).

### **3.4 Integración de los datos**

La integración de los datos geoquímicos y estadísticos de la base de datos en conjunto con los obtenidos de los diferentes cuerpos lacustres permitió establecer las relaciones entre composición elemental de las fuentes geológicas (Batolito Norpatagónico, Complejo Metamórfico Bahía Mansa y centros eruptivos actuales), y las observadas en los sedimentos recolectados. Así mismo, se evaluó la posibilidad de vincular los cambios en las firmas geoquímicas observadas con procesos ambientales o climáticos, tales como variaciones en el aporte volcánico, cambio en la dinámica de la cuenca y variaciones en la erosión. Además, se evaluó la relación entre los clústers geoquímicos identificados y la presencia de niveles de tefra dentro de los núcleos sedimentarios.

Los procedimientos descritos anteriormente permitieron generar los perfiles geoquímicos y la base de datos composicional utilizada para evaluar la procedencia sedimentaria y los niveles de tefra, cuyos resultados se presentan en el capítulo siguiente.

### **3.5 Asignación de tefras a centro de origen**

La asignación de los niveles de tefra a sus posibles centros eruptivos se realizó mediante un enfoque multivariado que integra tres criterios: (i) similitud geoquímica, evaluada mediante distancias de Mahalanobis; (ii) proximidad geográfica entre el centro eruptivo y el sitio de depositación; y (iii) consistencia con los patrones dominantes de dispersión eólica en la zona de estudio.

Para ello, se estableció como criterio de selección una distancia máxima de 180 km entre el centro eruptivo y el lago receptor. Este umbral se decidió en base a la distribución de isópacas reportadas por Naranjo y Stern (2004) para depósitos de tefra en la provincia de Palena, donde espesores del orden de 10 cm se extienden preferentemente hacia el este y alcanzan distancias máximas de 40 km en el sentido longitudinal. Considerando que algunas tefras identificadas en este estudio presentan espesores menores, se asumió que depósitos de menor espesor (~1 cm) podrían alcanzar distancias considerablemente mayores. En base a esta relación, se adoptó un alcance máximo conservador de 180 km para la dispersión de tefra.

En los casos donde un centro volcánico presentaba afinidad geoquímica pero excedía el umbral de distancia, este era descartado en favor de alternativas con menor distancia y afinidad composicional comparable. Este enfoque permitió restringir asignaciones estadísticamente plausibles pero geográficamente inconsistentes.

## **4. Resultados**

### **4.1 Análisis previos**

#### **4.1.1 Recopilación bibliográfica**

Para la caracterización geoquímica de las fuentes de sedimentos que ingresan a los cuerpos lacustres, se elaboraron diagramas box-plot a partir de la información geoquímica obtenida de la recopilación bibliográfica, la cual se presenta en el anexo 1.

Los diagramas box-plot de elementos mayores y traza para los tres grupos de litologías presentes en el área de estudio (Batolito Norpatagónico, Complejo Metamórfico Bahía Mansa y rocas volcánicas del arco actual) evidencian diferencias composicionales entre ellos (Figuras 4.1 y 4.2).

En los elementos mayores, el batolito se caracteriza por presentar concentraciones elevadas de silicio y potasio, mientras que el complejo metamórfico muestra concentraciones medias relativamente altas de titanio, hierro, calcio, manganeso y magnesio. En contraste, las rocas volcánicas presentan mayores concentraciones de aluminio y fósforo, mientras que el sodio no muestra diferencias significativas entre los tres grupos.

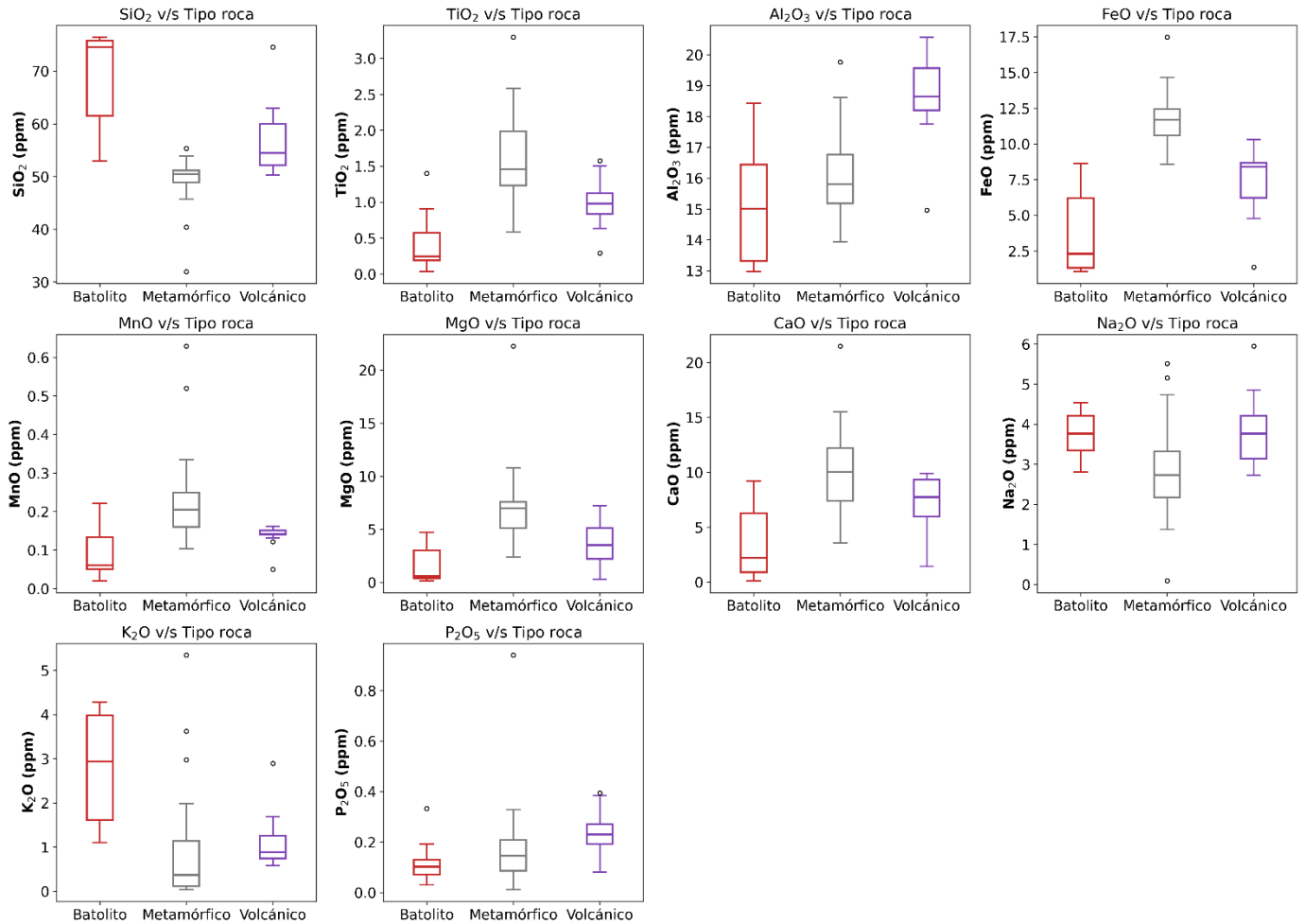


Figura 4.1: Diagramas box-plot de elementos mayores para los principales grupos litológicos presentes en el área de estudio. La línea central de la caja representa la mediana, los límites de la caja corresponden al primer y tercer cuartil, los bigotes representa el rango de valores dentro de 1.5 veces el rango intercuartílico, y los círculos corresponden a valores atípicos (outliers). Los colores distinguen los distintos grupos litológicos y siguen convenciones geológicas basadas en la edad relativa de las unidades. Basados en los trabajos de Plissart et al. (2025), Pankhurst et al. (1999) y López-Escobar et al. (1993).

En cuanto a los elementos traza, las diferencias entre los grupos son menos marcadas. Sin embargo, algunos elementos como el itrio, cobalto, vanadio e iterbio presentan concentraciones relativamente más altas en las rocas del complejo metamórfico. Por otro lado, el lantano y el torio muestran valores similares entre el batolito y las rocas volcánicas, con concentraciones menores en el complejo metamórfico. El samario, en cambio, presenta valores similares entre rocas volcánicas

y metamórficas, mientras que en las rocas del batolito se observan concentraciones relativamente menores.

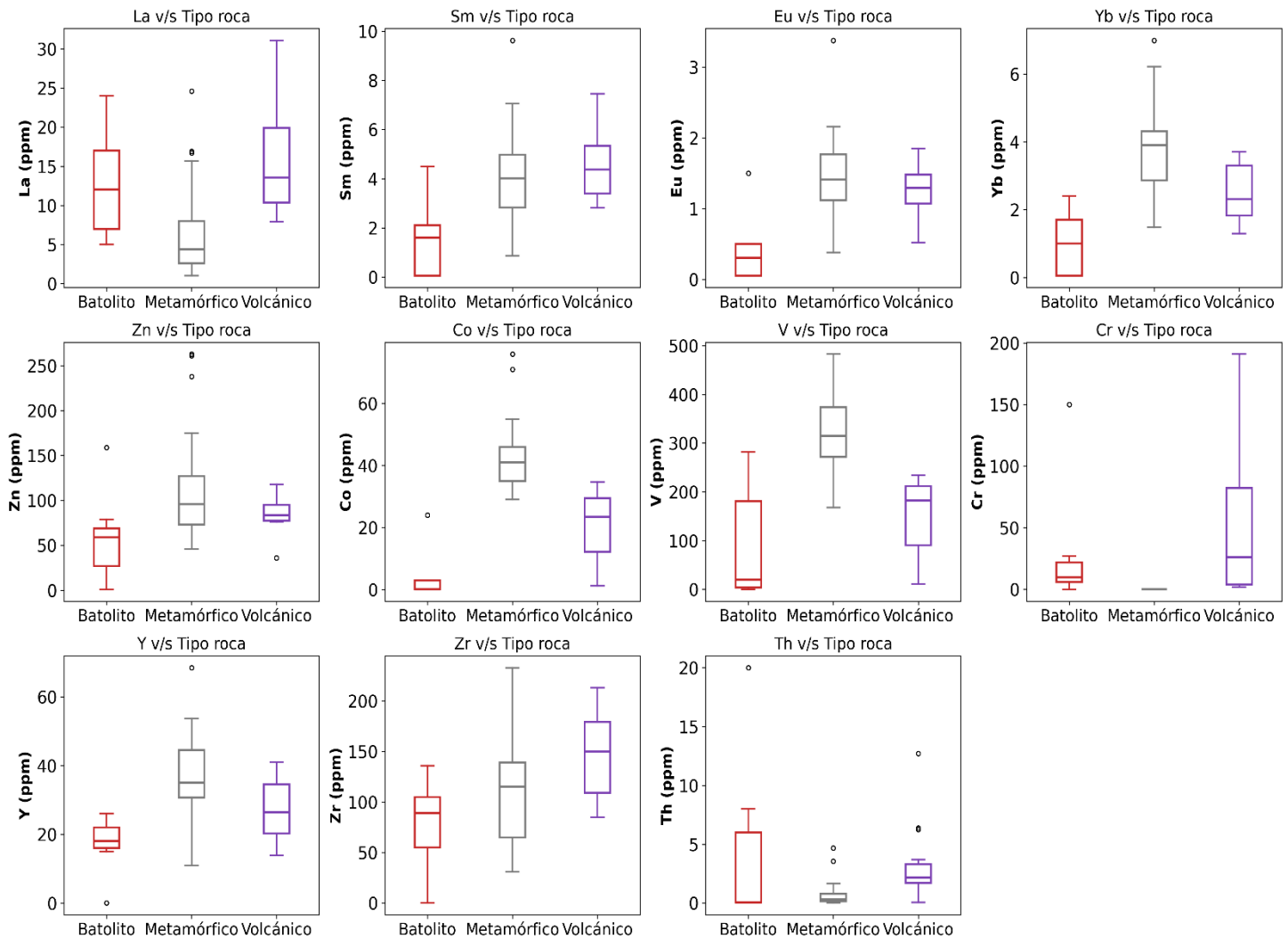


Figura 4.2: Diagramas box-plot de elementos traza para los principales grupos litológicos presentes en el área de estudio. La simbología estadística es equivalente a la descrita en la Figura 4.1. Basados en los trabajos de Plissart et al. (2025), Pankhurst et al. (1999) y López-Escobar et al. (1993).

A pesar de que los diagramas muestran diferencias generales entre los grupos litológicos, también se observa una superposición parcial en los rangos composicionales de algunos elementos, lo cual se refleja tanto en la superposición de las cajas como en la extensión de los “bigotes”. Esta variabilidad interna es esperable, ya que cada grupo litológico incluye rocas con composiciones diversas y distintos grados de evolución geoquímica. En consecuencia, ningún elemento individual

permite discriminar completamente las fuentes sedimentarias, por lo que la interpretación de procedencia se basa en la evaluación conjunta de múltiples elementos y en tendencias generales observadas en la distribución de los valores.

Los diagramas box-plot presentados evidencian asociaciones geoquímicas características entre los distintos grupos litológicos. Las rocas del complejo metamórfico presentan mayores concentraciones de elementos asociados a minerales ferromagnesianos, como FeO, MgO, V y Co. En contraste, las rocas volcánicas muestran un enriquecimiento relativo en elementos incompatibles como La, Zr y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Por su parte, el batolito se caracteriza por mayores concentraciones de SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O, consistentes con su composición félsica. Estas diferencias composicionales permiten definir firmas geoquímicas características para cada una de las fuentes potenciales de sedimentos.

Estas firmas geoquímicas constituyen la base de comparación para evaluar la procedencia de los sedimentos presentes en los núcleos de sedimentos lacustres analizados posteriormente.

#### **4.1.2 Testigos lacustres**

En los testigos de sedimento analizados se identificaron distintos niveles con características macroscópicas y físicas diferentes respecto de la sedimentación lacustre circundante. Estos niveles se reconocen en las imágenes de alta resolución por presentar una textura granular más gruesa en comparación con los sedimentos finos predominantes, junto con una coloración gris-blanquecina y la presencia de granos de coloración negra que presumiblemente corresponderían a minerales máficos. Adicionalmente, estos intervalos coinciden con incrementos abruptos en los valores de susceptibilidad magnética, evidenciados como picos que se apartan del rango típico de la señal de fondo (Figura 4.3).

En base a estos criterios, se identificaron niveles interpretados como depósitos de tefra en un total de 5 cuerpos lacustres, de los cuales cuatro corresponde a lagos continentales y uno a un lago insular. Un ejemplo representativo se observa en los segmentos destacados en color celeste de la Figura 4.3, perteneciente al Core B del lago Rinihue, ubicado en la isla de Chiloé. El resto de las imágenes de tefra y sus respectivos registros de susceptibilidad magnética se presentan en el anexo 2.

En total, se reconocieron 11 niveles de tefra de distinto espesor (Tabla 4.1), los cuales varían desde unos pocos centímetros, como el nivel de 1 cm en el testigo SALP-NGO18-1A-1U-1-W, hasta depósitos de espesor decimétrico, como el identificado en laguna Berguer, que alcanza los 84 cm y corresponde al de mayor grosor registrado en este estudio. Estos niveles fueron posteriormente utilizados para evaluar la efectividad de la predicción del origen de los sedimentos.

Laguna	Ubicación	Core	Niveles de tefra
<b>Berguer</b>	Continente	SALP-BRG18-1B-1U-2-W	3 a 12.8 cm 25 a 109 cm
		SALP-BCO18-1A-1U-1-W	83 a 98 cm
<b>Blanco</b>	Continente	SALP-BCO18-1B-1U-1-W	26 a 30 cm
		SALP-NGO18-1A-1U-1-W	120 a 121 cm 126.7 a 131.7 cm
<b>Negro</b>	Continente	SALP-NGO18-1A-1U-1-W	120 a 121 cm 126.7 a 131.7 cm
<b>Rinhue</b>	Isla	SALP-RIN18-1A-1U-1-W	8 a 9.5 cm 59 a 67.5 cm
		SALP-RIN18-1B-1U-1-W	3.4 a 8.7 cm 56.5 a 101.2 cm
<b>Negra</b>	Continente	SALP-LNGA18-1B-1U-1-W	125 a 128.3 cm

Tabla 4.1: Niveles de tefra reconocidos a partir de características macroscópicas físicas y por MSE.

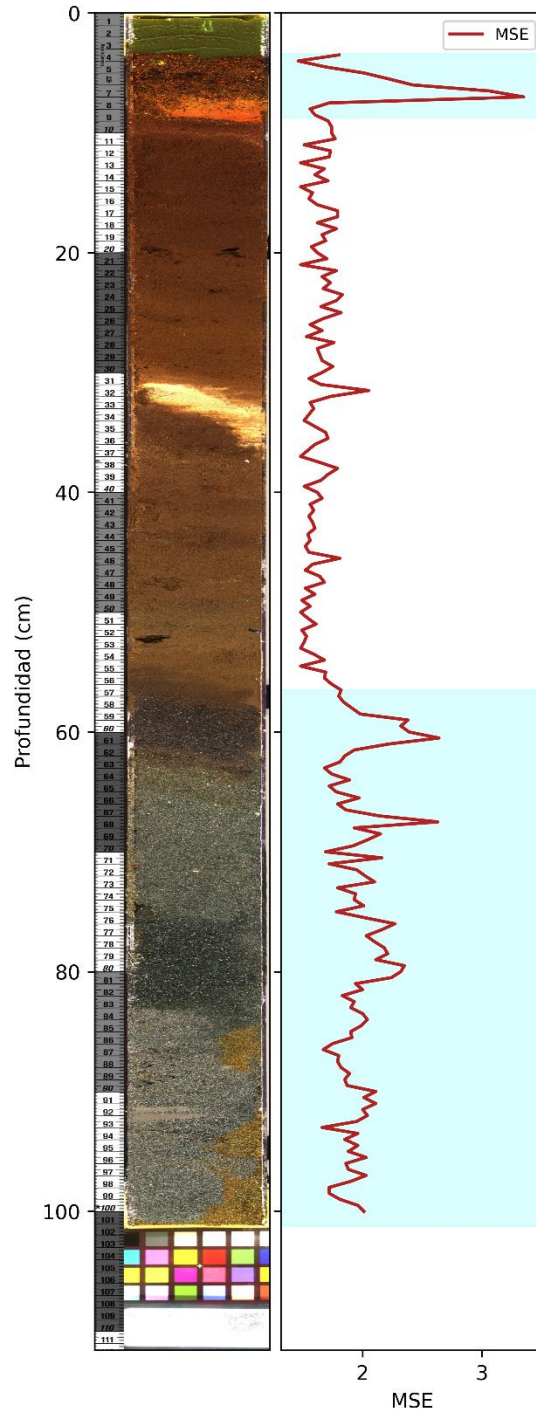


Figura 4.3: Fotografía de alta resolución del Core B lago Rinihue y gráfico de MSE vs profundidad, en color celeste se marcan los depósitos de tefra reconocidos mediante valores elevados de MSE y características macroscópicas físicas como textura y coloración.

## **4.2 Análisis multivariado base geoquímica**

Las diferencias composicionales observadas en los diagramas box-plot presentados anteriormente evidencian que las posibles fuentes de sedimentos abarcan una amplia gama de composiciones. En base a esto, se llevó a cabo un análisis multivariado de los datos geoquímicos, con el objetivo de reducir el número de variables y facilitar la predicción del origen de los sedimentos lacustres. Para ello, a continuación se presentan los resultados de los análisis de clusterización y de componentes principales.

### **4.2.1 Clusterización**

Se realizó un análisis de clustering con el objetivo de reducir el conjunto de muestras de la base de datos geoquímica de fuentes de sedimentos (Anexo 1), obteniéndose como resultado el dendrograma mostrado en la Figura 4.4.

Se observa que las rocas ubicadas en el extremo izquierdo del dendrograma, coloreadas en tonos rojos, corresponden a un total de 7 muestras. De estas, solo una pertenece a un cuerpo volcánico, específicamente, al volcán Chaitén, mientras que las restantes corresponden a rocas del Batolito Norpatagónico.

Por su parte, el brazo central, representado en color morado y compuesto por 16 muestras, incluye únicamente 2 muestras pertenecientes al Complejo Metamórfico Bahía Mansa, mientras que la mayoría corresponde a rocas de los distintos cuerpos volcánicos considerados en este estudio.

Finalmente, los dos brazos de color gris, ubicados desde la zona central hacia la derecha, agrupan un total de 29 muestras. De estas, solo 2 pertenecen a dioritas del Batolito Norpatagónico, mientras que el resto pertenecen al Complejo Metamórfico Bahía Mansa.

Si bien la clusterización agrupa de manera consistente la mayoría de las muestras según su afinidad geoquímica, se identifican algunas excepciones que permiten profundizar en la interpretación del método. Las dos muestras clasificadas como dioritas, que se agrupan dentro del clúster asociado al Complejo Metamórfico Bahía Mansa, corresponden a rocas leucocráticas, con composiciones que se desplazan hacia el campo de las monzonitas e incluso monzogranitos, caracterizadas por un alto contenido de cuarzo y la presencia de biotita. Esta evolución composicional hacia términos más félsicos explicaría su afinidad geoquímica con el clúster metamórfico, a pesar de su origen intrusivo.

Por otro lado, las muestras del metamórfico que se agrupan dentro del clúster volcánico corresponden a esquistos verdes con relictos de glaucofana, actualmente preservados principalmente en epidota y sin presencia significativa de micas. Esta mineralogía sugiere una composición particular que podría generar afinidades geoquímicas con rocas volcánicas, especialmente en términos de ciertos elementos mayoritarios o traza que controlan la diferenciación en el análisis multivariado.

Finalmente, la muestra del volcán Chaitén que se agrupa dentro del clúster batolítico corresponde a una riolita porfídica con fenocristales de cuarzo y biotita. Esta composición, caracterizada por un alto contenido de sílice y presencia de minerales típicos de magmas félsicos, presenta una afinidad geoquímica con las rocas graníticas del basamento.

En conjunto, estos casos evidencian que la clasificación obtenida mediante clustering está dominada por la composición geoquímica global de las muestras, más que por su textura o ambiente de formación. De este modo, rocas de distinto origen geológico pueden agruparse dentro de un mismo clúster si presentan afinidades composicionales similares. No obstante, al ser pocas las excepciones, el resultado de la clusterización puede ser usado para los análisis posteriores.

A partir de esta clasificación, se identificaron tres clústers que agrupan, en su mayoría, rocas con composiciones distintivas, permitiendo asociarlos a las principales fuentes de sedimento: Batolito Norpatagónico, Complejo Metamórfico Bahía Mansa y centros eruptivos (Anexo 3). En base a esta clasificación, el clúster 0 se define como volcánico, el clúster 1 como batolítico y el clúster 2 como metamórfico.

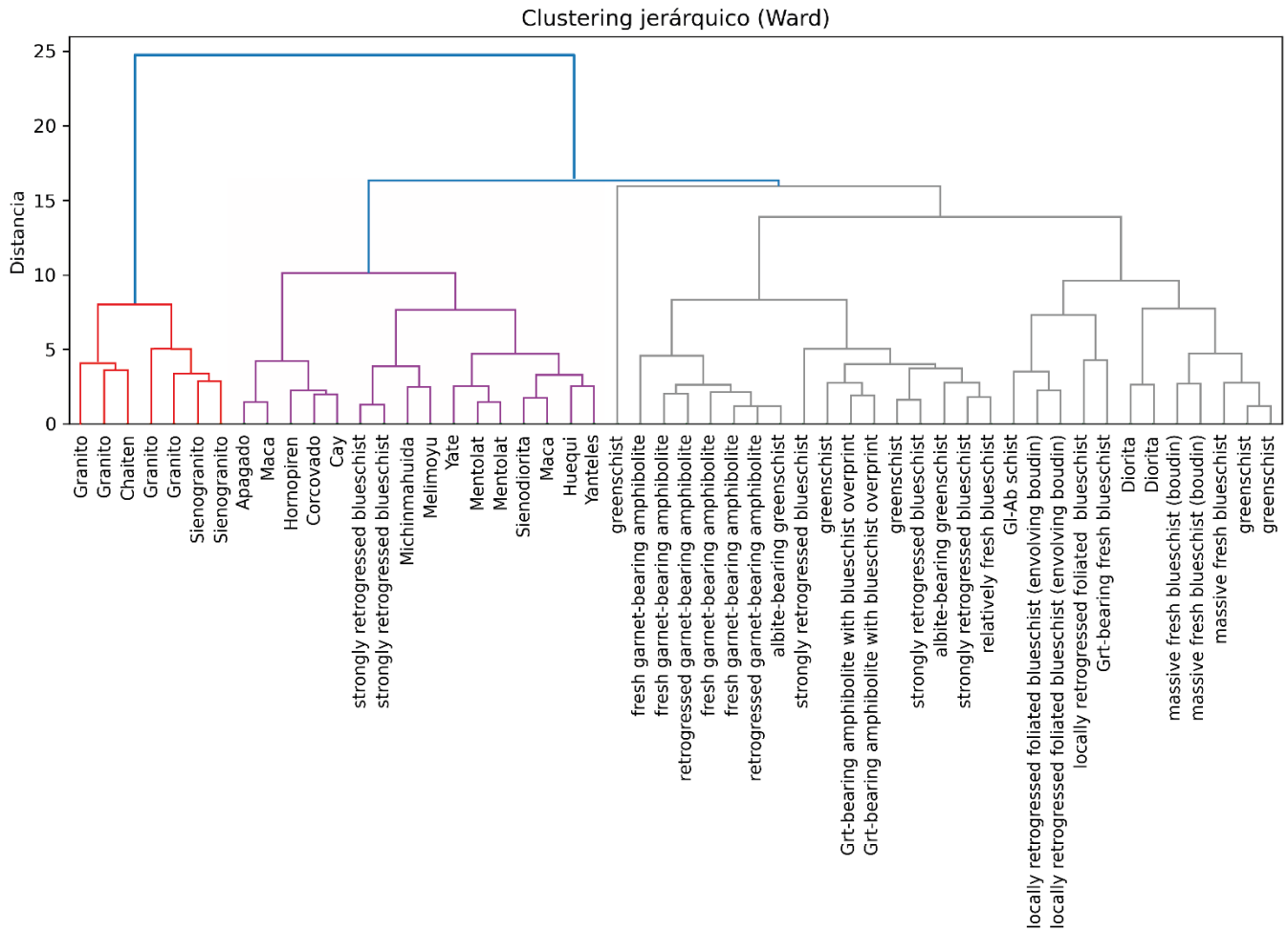


Figura 4.4: Dendrograma de clustering jerárquico construido mediante el método Ward a partir de la base de datos geoquímica de las fuentes de sedimento (Anexo 1). El eje vertical representa la distancia o disimilitud entre muestras, mientras que el eje horizontal agrupa las muestras analizadas. Se identifican tres clústers principales, diferenciados por color: (i) clúster rojo, compuesto mayoritariamente por rocas del Batolito Norpatagónico; (ii) clúster morado, dominado por rocas volcánicas, y (iii) clúster gris, correspondiente principalmente a rocas del Complejo Metamórfico Bahía Mansa. La estructura de dendrograma evidencia una clara separación composicional entre las tres fuentes de sedimento, con escasa superposición entre grupos.

Una vez definidos los tres clúster y su posible correspondencia con las fuentes de sedimentos, se realizó la caracterización elemental de cada uno de ellos, cuyos resultados se presentan en el Anexo 4.

El clúster 0 presenta, en la mayoría de los elementos, valores intermedios en comparación con los clústers 1 y 2. Sin embargo, para los elementos como aluminio (Al), sodio (Na), fósforo (P), samario (Sm), cromo (Cr) y zircón (Zr), registra las medias más altas.

Por su parte, el clúster 1 se caracteriza por presentar, en general, las medias más bajas. No obstante, muestra valores intermedios para sodio (Na) y cromo (Cr), y las medias más altas para silicio (Si), potasio (K), lantano (La) y torio (Th).

En contraste, el clúster 2 presenta, en la mayoría de los elementos, valores inferiores respecto a los otros clústers. Sin embargo, exhibe valores intermedios en silicio (Si), aluminio (Al), potasio (K), fósforo (P), samario (Sm) y zircón (Zr), y las medias más altas para titanio (Ti), hierro (Fe), manganeso (Mn), magnesio (Mg), calcio (Ca), europio (Eu), itrio (Y), zinc (Zn), cobalto (Co), vanadio (V) e iterbio (Yb).

De este modo, la composición elemental característica de cada clúster se resume en la Tabla 4.2, correspondiente a las medias máxima por grupo. Así, el clúster 0 (volcánico) se define principalmente por los elementos Al, Na, P, Sm, Cr y Zr; el clúster 1 (batolítico) por Si, K, La y Th; y el clúster 2 (metamórfico) por Ti, Fe, Mg, Mn, Ca, Eu, Y, Zn, Co, V e Yb.

Elemento	Clúster dominante	Media máxima (%wt o ppm)
SiO <sub>2</sub>	1	72.886
TiO <sub>2</sub>	2	1.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	18.573
FeO	2	11.758
MnO	2	0.238
MgO	2	7.406
CaO	2	10.343
Na <sub>2</sub> O	0	3.955
K <sub>2</sub> O	1	3.257
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0.252
La	1	15.275
Sm	0	4.633
Eu	2	1.412
Yb	2	3.912
Zn	2	113.115
Co	2	42.885
V	2	329.423
Cr	0	40.869
Y	2	36.931
Zr	0	141.056
Th	1	5.862

Tabla 4.2: Media máxima de los elementos por clúster definido. Las concentraciones de elementos mayores se expresadas en porcentaje peso (%wt), mientras que los elementos traza se expresan en partes por millón (ppm).

#### **4.2.2 Análisis de componentes principales (PCA)**

Una vez obtenidos los resultados de la clusterización para las fuentes de sedimentos, se llevó a cabo un análisis de componentes principales (PCA), en el cual los dos primeros componentes explican un 64% de la variabilidad total de los datos (Figura 4.5). La distribución de los elementos en el espacio definido por estas componentes permite identificar cuáles elementos ejercen una mayor influencia en cada uno.

El primer componente (PC1) no está dominado por un único elemento, sino que representa un gradiente composicional multivariable. En este, los elementos Fe, Mg, Co, Ti, Ca, V y Mn presentan cargas positivas, mientras que Si, K y Na muestran cargas negativas, evidenciando un comportamiento opuesto entre ambos grupos. En conjunto con la asignación de las rocas a los distintos clústers (representados por colores en la figura), este patrón sugiere que las cargas positivas de PC1 están asociadas a un control de rocas metamórficas, mientras que las cargas negativas reflejan una mayor influencia de rocas batolíticas.

Por su parte, el segundo componente (PC2) está dominado principalmente por elementos traza y tierras raras, tales como La, Sm, Zr, Eu, Th y P, los cuales presentan cargas positivas. Este comportamiento se asocia a una mayor influencia de rocas volcánicas, consistente con la distribución de las rocas en la figura. En contraste, elementos como Ca, Mn y V presentan cargas negativas, lo que se relaciona con un control de rocas metamórficas en este eje.

Asimismo, se observa que los elementos como Fe, Co, V, Mn, Ca y Mg presentan vectores cercanos entre sí, indicando una correlación, y por ende, un control composicional común. En oposición, los elementos Si, K, Na y Th se proyectan en dirección contraria, lo que evidencia una correlación negativa y sugiere una relación inversa entre composiciones félsicas y máficas.

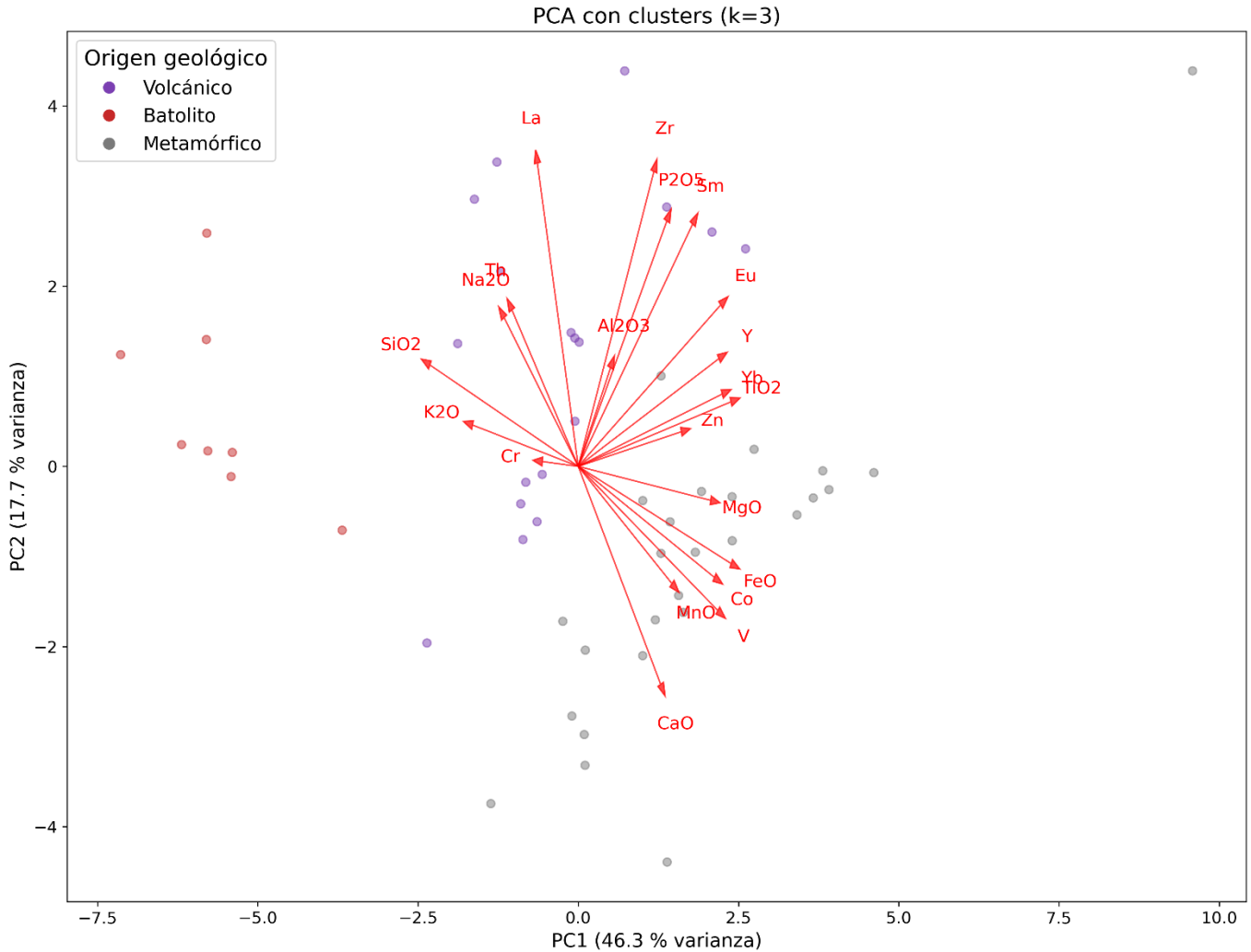


Figura 4.5: Biplot de análisis de componentes principales de datos geoquímicos provenientes de la base bibliográfica (Anexo 1). Los dos primeros componentes principales explican el 46,3 % (PC1) y 17,7 % (PC2) de la varianza total. Los puntos representan muestras individuales agrupadas según su origen geológico en tres clústers (volcánico, batolítico y metamórfico). Las flechas corresponden a las cargas de los elementos mayores y traza; su dirección indica la correlación con los componentes principales y su longitud la contribución relativa de cada variable.

La matriz de cargas factoriales (Figura 4.6) resume la contribución de cada variable geoquímica a los componentes principales, considerando como significativas aquellas con valores absolutos iguales o superiores a 0.3. Este umbral permite identificar los elementos que ejercen un mayor control sobre la variabilidad en cada componente.

En concordancia con lo observado en el PCA, el PC1 no está controlado por un elemento específico, sino que refleja un gradiente composicional multielemental. En el caso del PC2, destacan los elementos P, La, Zr y Sm con cargas positivas, mientras que Ca presenta una carga negativa, evidenciando una relación inversa entre elementos traza/tierras raras y calcio. Por su

parte, el PC3 presenta a Al y Cr como los elementos con mayores cargas positivas relativas; sin embargo, su disposición en el espacio del PCA sugiere una relación casi ortogonal, indicando que controlan variaciones independientes dentro del sistema.

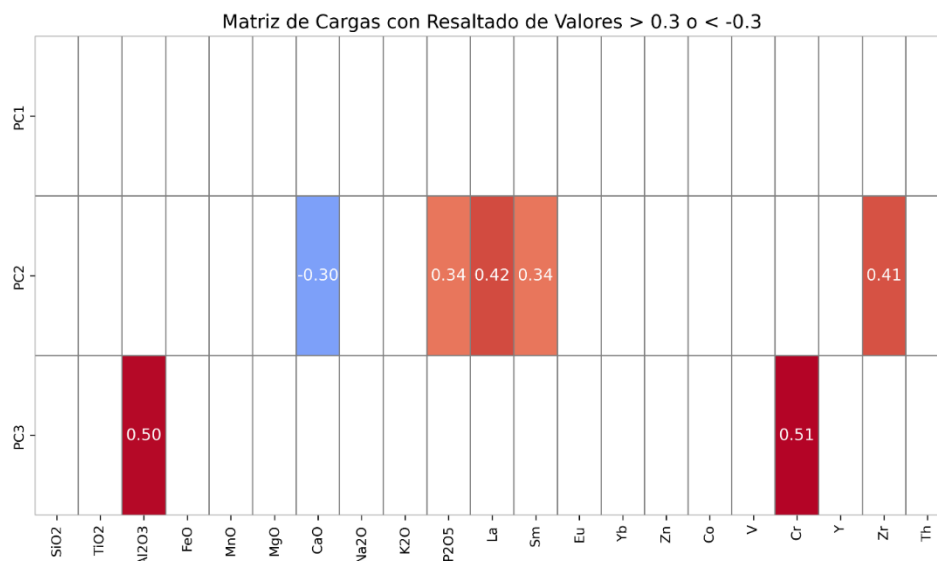


Figura 4.6: Matriz de cargas factoriales para el PCA de la Figura 4.5

En conjunto, la matriz de cargas factoriales confirma que la variabilidad geoquímica de las fuentes de sedimentos está controlada por un gradiente multielemental (PC1), un eje dominado por elementos traza y tierras raras (PC2), y un componente secundario (PC3) que se asocia a variaciones específicas.

### 4.3 Fluorescencia de rayos X (XRF)

#### 4.3.1 Estadística descriptiva

Se utilizaron los resultados del espectro XRF de los distintos testigos lacustres, en conjunto con la definición elemental de los clústeres previamente establecidos, y para generar una serie de perfiles elementales verticales para cada conjunto de datos (clúster metamórfico, volcánico y Batolítico).

Es importante considerar que los resultados obtenidos mediante XRF corresponden a mediciones de carácter semicuantitativo, cuya precisión depende de las condiciones instrumentales de adquisición (por ejemplo, voltaje, corriente, tiempo de integración y calibración), las cuales no fueron definidas en el presente estudio, dado que los análisis fueron previamente generados mediante el equipo ITRAX Core Scanner.

En este contexto, los valores expresados en conteos por segundo (cps) o miles de conteos por segundo (kcps) deben interpretarse como indicadores relativos de abundancia elemental, más que como concentraciones absolutas. Asimismo, elementos presentes en bajas concentraciones pueden aproximarse a sus límites de detección, lo que puede dar lugar a valores nulos o cercanos a cero en los registros, como se observa en algunos casos.

Por otra parte, factores como la heterogeneidad del sedimento, efectos de matriz y la resolución espacial del equipo pueden introducir variabilidad adicional en los perfiles elementales. No obstante, dado que el análisis se centra en la identificación de tendencias relativas y cambios composicionales a lo largo de los testigos, los patrones observados se consideran representativos dentro del alcance semicuantitativo del método.

Los resultados pueden ser observados en la Figura 4.7, la cual muestra tres perfiles verticales correspondientes al testigo lacustre RIN18B1, extraído del lago Rinihue, ubicado en la isla de Chiloé. En la Figura 4.7a se exhiben los elementos del clúster batolítico normalizados en miles de conteos por segundo (kcps) en función de la profundidad. Con el fin de facilitar la comparación visual, el silicio y lantano fueron escalados 5 y 20 veces, respectivamente; y no modifican la relación relativa entre los datos ni su incertidumbre asociada. Se observa que tanto el silicio como el aluminio presentan aumentos en sus valores en los intervalos resaltados en color celeste, previamente definidos como tefras, mientras que el lantano exhibe un comportamiento relativamente constante a lo largo del testigo.

La Figura 4.7b presenta los elementos del clúster metamórfico, también normalizados en kcps versus la profundidad. En este caso, el titanio, manganeso, calcio y hierro fueron reducidos a 0.05, 0.2 y 0.01 veces su escala original, respectivamente, mientras que el zinc fue amplificado tres veces. Se observa que el titanio, zinc y hierro (y en menor medida el calcio) aumentan sus valores en los niveles de tefra, en tanto que el vanadio muestra una leve disminución. Por su parte, el manganeso presenta un comportamiento relativamente estable a lo largo de todo el testigo.

En la Figura 4.7c se muestran los elementos del clúster volcánico en su escala original. Se aprecia que el zircón, y en menor medida el samario y el aluminio, presentan aumentos asociados a los niveles de tefra. En contraste, el fósforo exhibe un comportamiento relativamente estable; sin embargo, esta estabilidad responde a la presencia de múltiples valores iguales a cero en los datos

de XRF, por lo que debe interpretarse con cautela y sugiere cercanía al límite de detección del equipo.

De manera análoga, se generaron perfiles elementales verticales para un testigo lacustre continental. La Figura 4.8 presenta los resultados correspondientes al testigo CDS18A1, extraído del lago claro del solar (CDS), ubicado en la provincia de Palena, al este de los volcanes Yanteles y Melimoyu.

En la Figura 4.8a se presentan los elementos del clúster batolítico normalizados en kcps versus la profundidad. El silicio fue amplificado 5 veces, y el lantano 50 veces. Se observa que el silicio y el potasio presentan patrones de distribución similares, caracterizados por aumentos en los niveles de tonalidad más clara y disminuciones en los niveles más oscuros. Destaca el descenso abrupto entre los 82 y 91.3 cm, en contraste con el comportamiento general del testigo, así como un peak asociado a un delgado nivel blanquecino a los 86.4 cm. El lantano, en cambio, mantiene una distribución relativamente constante.

La Figura 4.8b presenta los elementos del clúster metamórfico. El titanio, hierro, manganeso y calcio fueron escalados a 0.05, 0.01, 0.1 y 0.03 veces su valor original, respectivamente, mientras que el vanadio e itrio se muestran en su escala original. El titanio y el calcio presentan patrones relativamente constantes a lo largo del testigo, con disminución marcada en el intervalo entre 82 y 91.3 cm. El hierro, y en menor medida el vanadio, siguen un comportamiento similar, aunque con un leve incremento en dicho intervalo. El itrio presenta los valores más bajos y una distribución homogénea, mientras que el manganeso muestra valores intermedios, con un patrón generalmente estable, interrumpido por un peak significativo entre los 26-28 cm aumentos menores en los intervalos 39-41, 49-51, 69-71, 73-75 y 83-86 cm.

Finalmente, la Figura 4.8c presenta los elementos del clúster volcánico en su escala original. El fósforo muestra un comportamiento aparentemente constante a lo largo del testigo; no obstante, esta estabilidad está influenciada por la presencia de múltiples valores nulos en los datos de XRF. El aluminio y el zircón exhiben patrones similares, con una disminución notable entre los 82 y 91.3 cm. Adicionalmente, el zircón presenta peaks entre los 30 y 37 cm y de manera más marcada entre los 119-121 cm.

Para el detalle de los 27 núcleos de sedimentos analizados, junto con sus respectivos perfiles elementales para cada clúster, se remite al Anexo 5.

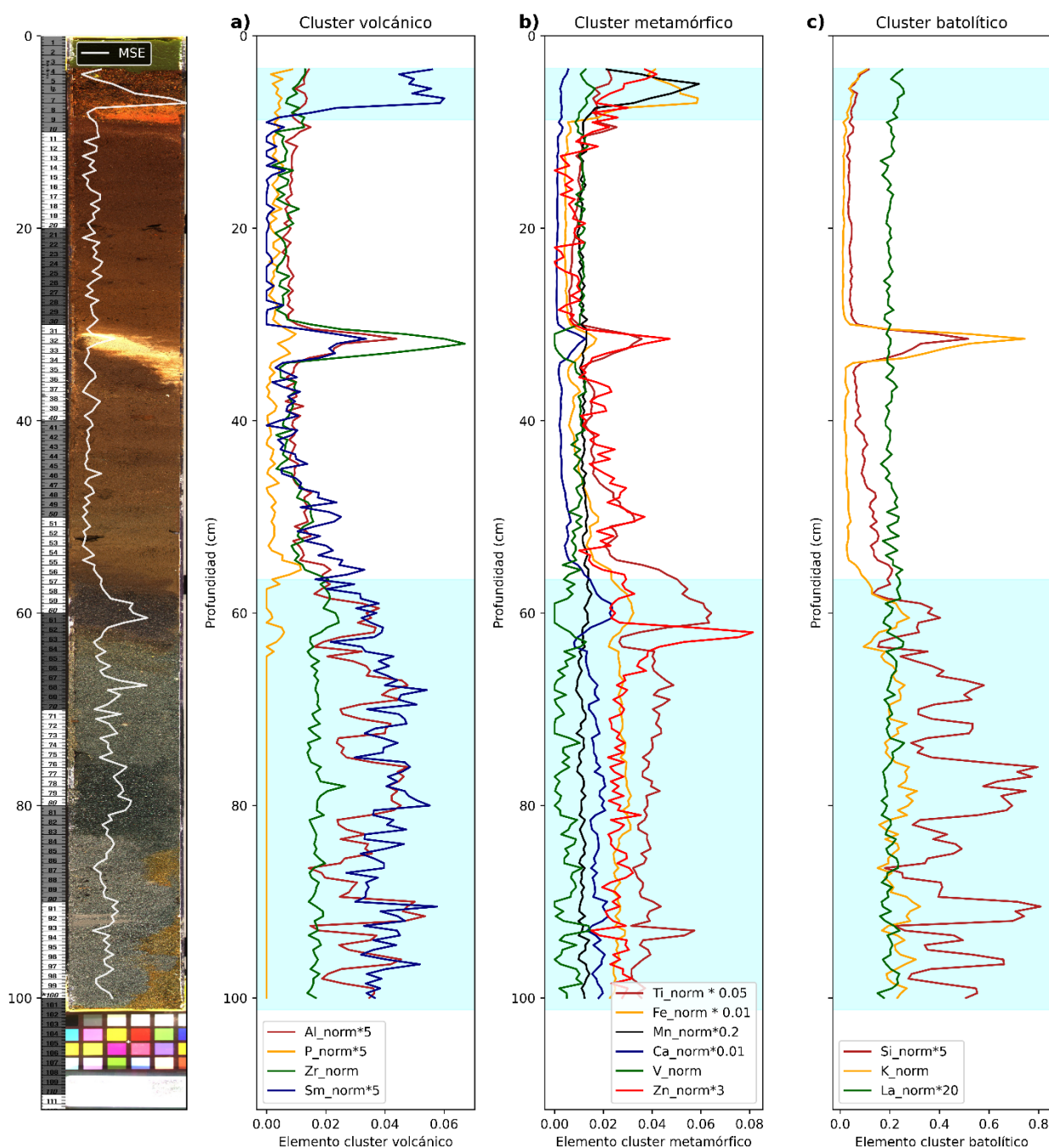


Figura 4.7: Perfiles elementales verticales del lago Rinihue (SALP-RIN18-B1), los recuadros de color celeste corresponde a 2 niveles de tefra, el primero de 6 a 8.2 cm y el segundo de 58 a 101 cm, acompañados de imagen de alta resolución del núcleo de sedimento y el perfil en blanco del MSE. a) Perfil clúster volcánico para los elementos normalizados a miles de conteos por segundo (kcps) Al, P, Zr y Sm. b) Perfil clúster metamórfico para los elementos normalizados a kcps Ti, Fe, Mn, Ca, V, Zn. c) Perfil clúster batolítico para los elementos normalizados a kcps Si, La y K.

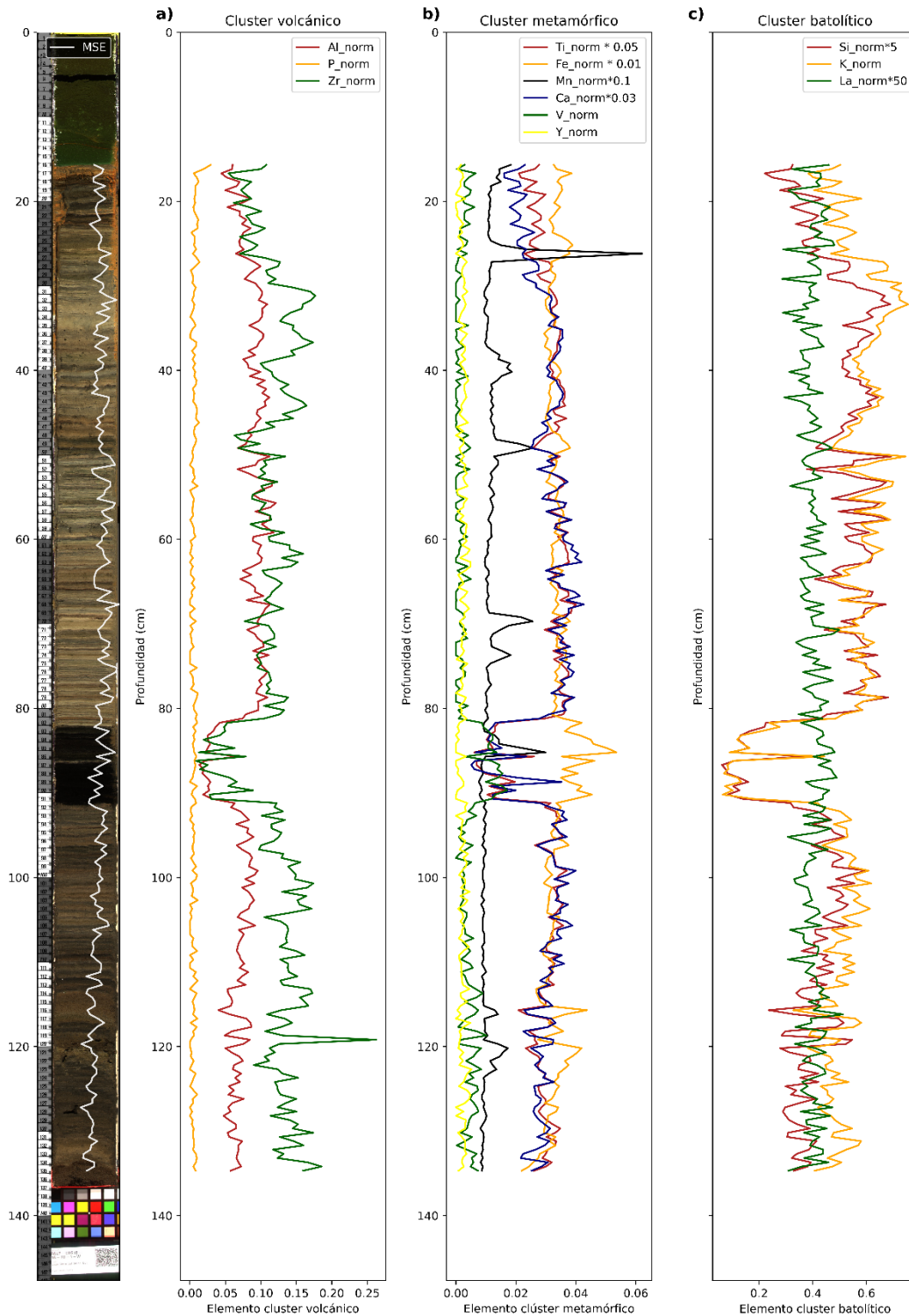


Figura 4.8: Perfiles elementales verticales del lago Claro del Solar (SALP-CDS18-A1), acompañados de imagen de alta resolución del núcleo de sedimento y el perfil en blanco del MSE. a) Perfil clúster batolítico para los elementos normalizados a miles de conteos por segundo (kcps) Si, La y K en conjunto con fotografía de alta resolución del testigo. b) Perfil clúster metamórfico para los elementos normalizados a kcps Ti, Fe, Mn, Ca, V, Y en conjunto con imagen de alta resolución del testigo. c) Perfil clúster volcánico para los elementos normalizados a kcps Al, P, Zr.

### 4.3.2 Determinación fuente probable de sedimentos

Una vez obtenidos los perfiles elementales verticales para cada testigo, se utilizó la firma geoquímica de cada clúster para inferir el posible origen geológico de los sedimentos medidos mediante XRF. Este procedimiento permitió generar perfiles verticales de asignación de origen a escala milimétrica para cada testigo.

La Figura 4.9 representa los resultados para dos lagos: uno continental, ubicado en la provincia de Palena (lago Claro del Solar), y otro insular, en la Isla Grande de Chiloé (lago Rinihue). En ambos casos, se distinguen tres clústeres: (i) volcánico (rojo), definido a partir de los elementos Al, Zr y P en relación con Mn, cuyo comportamiento se observa relativamente estable; (ii) metamórfico (verde), caracterizado por Fe, Ti y Ca, también en relación con Mn; y (iii) batolítico (azul), definido a partir de Zr, Sm y P en relación con La, elemento que presenta un comportamiento igualmente estable a lo largo del testigo. Aquellas mediciones que no presentan una afinidad dominante con alguno de los clústeres se clasifican como ambiguas (color gris).

La Figura 4.9a muestra la asignación de origen para el testigo SALP-CDS18-A1 (15.7–134.7 cm) con un total de 239 mediciones realizadas cada 0.5 cm. De estas, 155 (64.8%) fueron asignados a alguno de los tres clústeres definidos, mientras que 84 corresponden a mediciones ambiguas. En cuanto a la distribución, 72 mediciones fueron clasificadas como de origen batolítico, concentrándose principalmente en la parte superior del testigo, hasta aproximadamente los 50 cm (38 mediciones). Por su parte, 54 mediciones corresponden a un origen metamórfico, predominando en los niveles más profundos, bajo los 92 cm. Finalmente, 29 mediciones fueron asignadas a un origen volcánico, centrándose en el intervalo entre los 82 y 91.3 cm, coincidente con el nivel de color negro. En términos generales, se observa una dominancia de sedimentos de origen batolítico dominan en la parte superior, volcánico en el intervalo intermedio (80 - 91cm) y metamórfico en los niveles más profundos.

La Figura 4.9b presenta los resultados para el testigo SALP-RIN18-B1 (3.5-100 cm), con un total 194 mediciones realizadas cada 0.5 cm. De estas, 121 (62.4%) fueron asignados a alguno de los clúster definidos, mientras que 73 corresponden a mediciones ambiguas. El clúster volcánico agrupa 67 mediciones, con una clara predominancia en los niveles de color celeste (38 mediciones), previamente identificados como tefras. El clúster metamórfico corresponde a 39 mediciones, concentradas principalmente en la tefra inferior de color celeste. En contraste, el clúster batolítico

está representado por 15 mediciones, ubicadas mayoritariamente en los primeros centímetros del testigo; de estas, 10 se concentran en los primeros 13 cm, coincidiendo con un nivel de tefra previamente identificado entre los 6 y 8.2 cm.

Adicionalmente, el intervalo entre los 30 y 35 cm, de color blanquecino, presenta una asignación de origen volcánico, a pesar de no haber sido previamente identificado como un nivel tefra. Asimismo, la mayor concentración de mediciones ambiguas se localiza entre los 35 y 54 cm.

En términos comparativos, el testigo lacustre continental (Figura 4.9a), presenta una mayor proporción de sedimentos asignados a un origen batolítico, seguidos por aportes metamórficos. En contraste, el testigo lacustre insular (Figura 4.9b) muestra una mayor proporción de sedimentos de origen volcánico y metamórfico, mientras que las asignaciones de origen batolítico son significativamente menores.

Para el detalle de los 27 núcleos de sedimentos analizados, junto a sus respectivos perfiles de asignación de origen, se remite al Anexo 5 (a partir de la página 28).

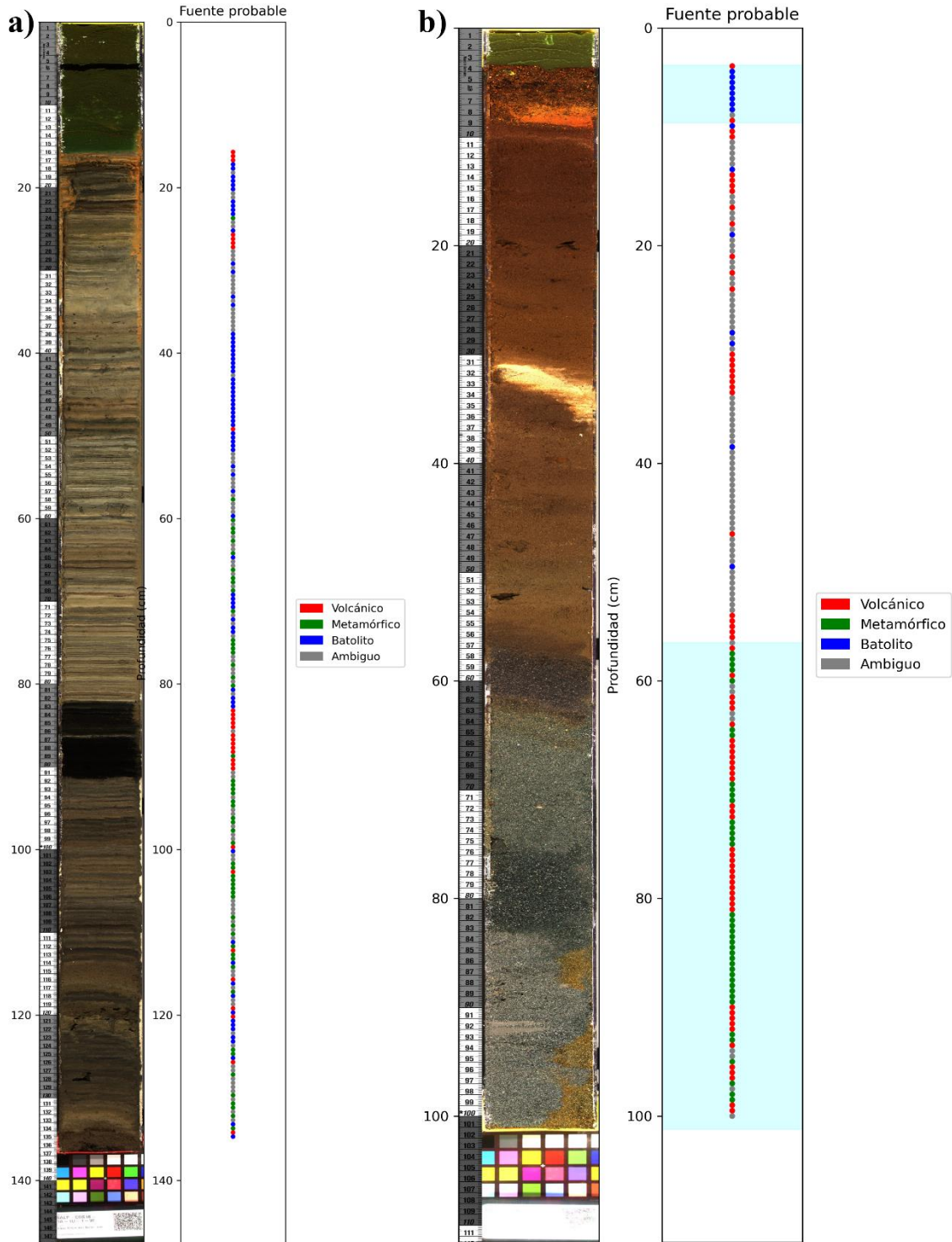


Figura 4.9: Predicción fuente probable a partir de datos XRF usando los elementos que caracterizan a cada clúster, en color rojo se representa material de origen volcánico, verde de origen metamórfico, azul de origen batolítico y gris de origen ambiguo, a) predicción para el testigo del lago continental Claro del Solar (SALP-CDS18-A1), b) predicción para el testigo del lago insular Rinihue (SALP-RIN18-A1), en color celeste se marcan los niveles de tefra, de 6 a 8.2 cm y de 58 a 101 cm.

#### **4.4 Relación tefra – centros eruptivos**

Para evaluar las relaciones geoquímicas entre las tefras identificadas en los testigos lacustres y los distintos centros eruptivos considerados, se realizó un análisis de componentes principales (PCA) utilizando: (i) una combinación de elementos mayoritarios y traza, y (ii) exclusivamente elementos traza.

El PCA que integra elementos mayoritarios y traza (Figura 4.10) explica un 83.5% de la varianza total en los dos primeros componentes (PC1 = 51.8%, PC2 = 31.7%). El PC1 refleja principalmente variaciones composicionales asociadas al contenido de sílice, separando al volcán Chaitén, de carácter más félsico, del resto de centros eruptivos, predominantemente de composición intermedia. Por su parte, el PC2 captura variaciones en elementos traza que permiten discriminar entre distintos conjuntos de volcanes dentro de este dominio composicional.

En este espacio multivariado se reconocen agrupamientos de volcanes con firmas geoquímicas similares, lo que sugiere la existencia de dominios composicionales diferenciados. En particular, se identifican tres agrupaciones principales: (i) un dominio representado por la elipse dorada, asociado a composiciones similares al del volcán Chaitén; (ii) un dominio definido por la elipse azul, que incluye centros como Macá, Yanteles y Apagado; y (iii) un dominio representado por la elipse verde, que agrupa volcanes como Mentolat, Yate, Melimoyu y Michinmahuida.

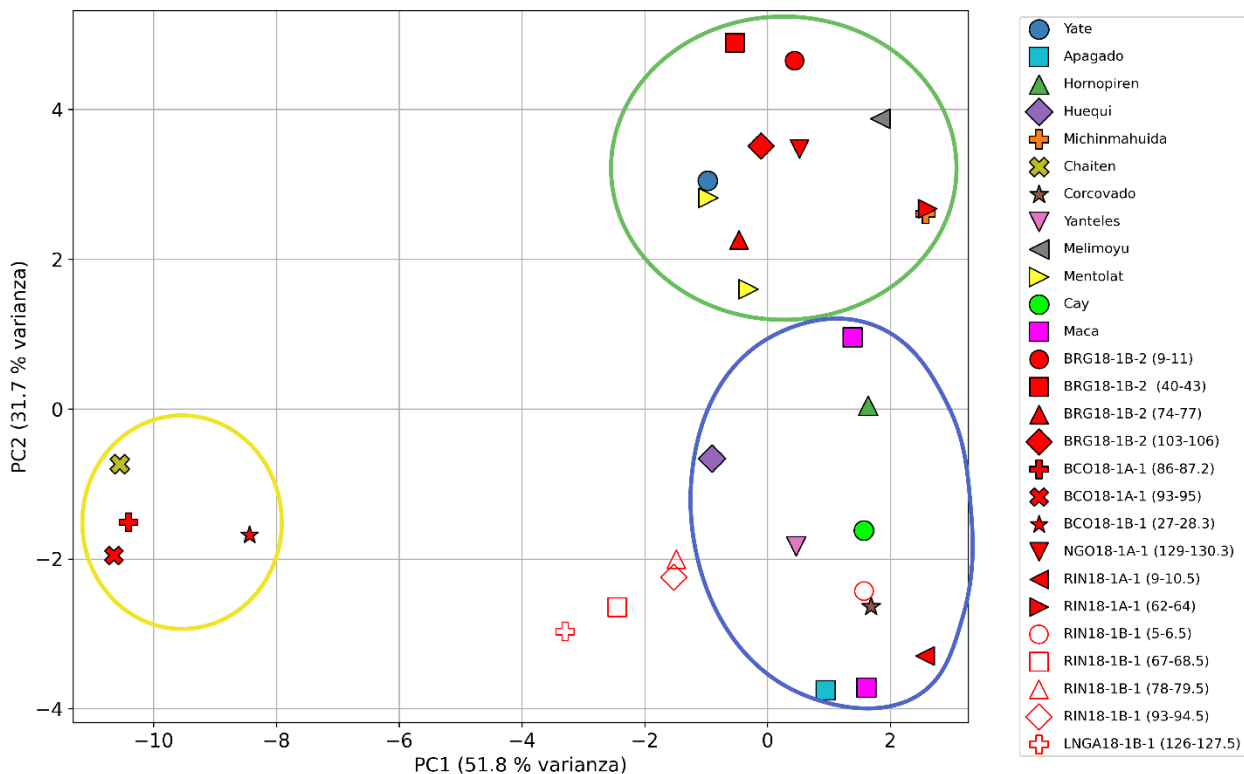


Figura 4.10 : Biplot PCA basado en elementos mayores y traza para muestras de centros eruptivos y tefras identificadas en los testigos lacustres. Los centros eruptivos se representan mediante símbolos de distinto color y forma, mientras que las tefras se muestran en color rojo. Los dos primeros componentes principales explican el 51.8 % (PC1) y 31,7 % (PC2) de la varianza total. Se presentan 3 agrupaciones, en dorado la asociada al volcán Chaitén de carácter más félsico, en verde y azul los centros de carácter más intermedio, separados en el PC2 en base a los elementos traza. El análisis se utiliza con fines exploratorios y de visualización, complementando los métodos estadísticos multivariantes empleados para la asignación formal de las tefras.

De manera complementaria, el PCA basado exclusivamente en elementos traza (Figura 4.11), explica un 82.4% de la varianza total en los primeros dos componentes principales, mostrando una menor dispersión entre los centros eruptivos y una mejor discriminación relativa entre ellos. La primer componente constituye el eje discriminatorio mayor, separando los diferentes centros eruptivos con firmas geoquímicas contrastantes, mientras que el segundo presenta una variación mucho menor. Tal como se puede observar en la Figura 4.10, los dominios de similitud geoquímica presentados con anterioridad se pueden reconocer nuevamente.

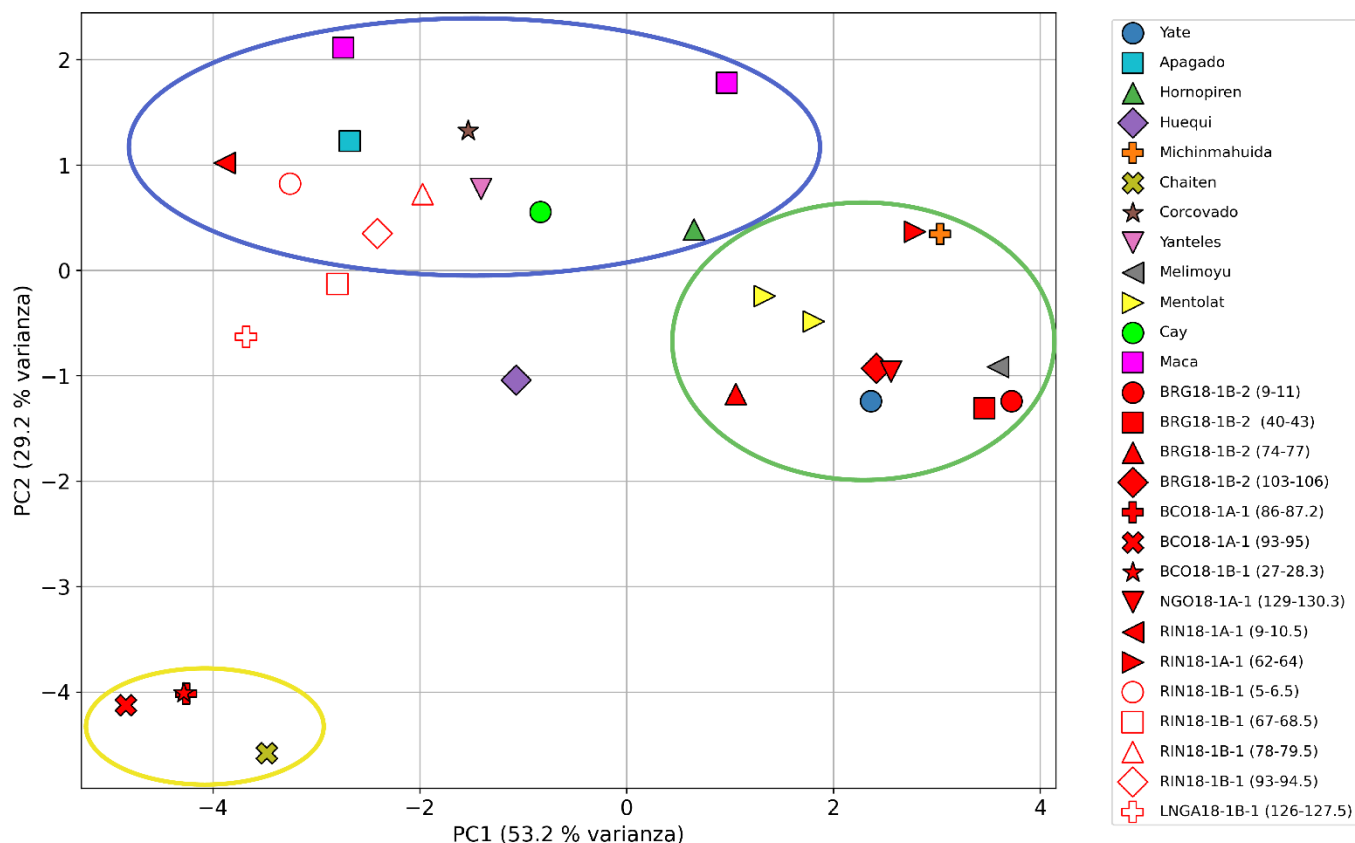


Figura 4.11: Biplot PCA basado en elementos traza para muestras de centros eruptivos y tefras identificadas en los testigos lacustres. Los dos primeros componentes principales explican el 53.2 % (PC1) y 29.2 % (PC2) de la varianza total. Los centros eruptivos se representan mediante símbolos de distinto color y forma, mientras que las tefras se muestran en color rojo. Se presentan 3 agrupaciones, en dorado la asociada al volcán Chaitén de carácter más félsico, en verde y azul los centros de carácter más intermedio. El análisis se utiliza con fines exploratorios y de visualización, complementando los métodos estadísticos multivariantes empleados para la asignación formal de las tefras.

En conjunto, ambos análisis permiten identificar patrones de similitud geoquímica entre las tefras y los centros eruptivos, constituyendo una herramienta exploratoria para evaluar posibles relaciones de procedencia. Sin embargo, estos resultados no permiten por sí solos establecer asignaciones definitivas de origen, por lo que deben ser complementados con otros criterios.

La asignación de los niveles de tefra a sus posibles centros eruptivos se realizó mediante un enfoque multivariado que integra similitud geoquímica, proximidad geográfica y consistencia con los patrones de dispersión eólica. Los resultados de esta asignación se presentan en la tabla 4.3, donde se indican las probabilidades relativas de pertenencia de cada nivel de tefra a los distintos centros eruptivos evaluados.

Lago	Código	Fuente posible	Probabilidad	Distancia volcán-lago
<b>Berguer</b>	BRG18B2 (9 - 11 cm)	Melimoyu	0.826	28 km
		Yanteles	0.161	61 km
	BRG18B2 (40 - 43 cm)	Melimoyu	0.554	28 km
		Yanteles	0.445	61 km
	BRG18B2 (74 – 77 cm)	Yanteles	0.656	61 km
		Melimoyu	0.247	28 km
	BRG18B2 (103 – 106 cm)	Yanteles	0.509	61 km
		Melimoyu	0.462	28 km
<b>Blanco</b>	BCO18A1 (86 – 87.2 cm)	Michinmahuida	0.999	14 km
	BCO18A1 (93 – 95 cm)	Michinmahuida	0.999	14 km
	BCO18B1 (27 – 28.3 cm)	Michinmahuida	0.753	14 km
		Corcovado	0.247	52 km
<b>Negro</b>	NGO18A1 (129 – 130.3 cm)	Melimoyu	0.731	50 km
		Yanteles	0.176	69 km
<b>Rinhue</b>	RIN18A1 (9 – 10.5 cm)	Corcovado	1.000	96 km
	RIN18A1 (62 – 64 cm)	Michinmahuida	0.690	116 km
		Melimoyu	0.298	159 km
	RIN18B1 (5 – 6.5 cm)	Corcovado	1.000	96 km
	RIN18B1 (67 – 68.5 cm)	Corcovado	0.956	96 km
	RIN18B1 (78 – 79.5 cm)	Corcovado	0.711	96 km
		Yanteles	0.286	113 km
	RIN18B1 (93 – 94.5 cm)	Corcovado	0.797	96 km
Yanteles		0.203	113 km	
<b>Negra</b>	LNGA18B1 (126 – 127.5 cm)	Corcovado	0.990	72 km

Tabla 4.3: Asignación de los dos centros eruptivos más probables de origen para cada nivel de tefra medido, probabilidad de asignación, distancia del centro seleccionado al centro del cuerpo lacustre.

A partir de lo resumido en la tabla anterior, las tefras correspondientes a la laguna Berguer se asignan a los volcanes Melimoyu o Yanteles, los cuales se encuentran a menos de 70 km de este cuerpo lacustre, tal como se observa en la Figura 4.12.

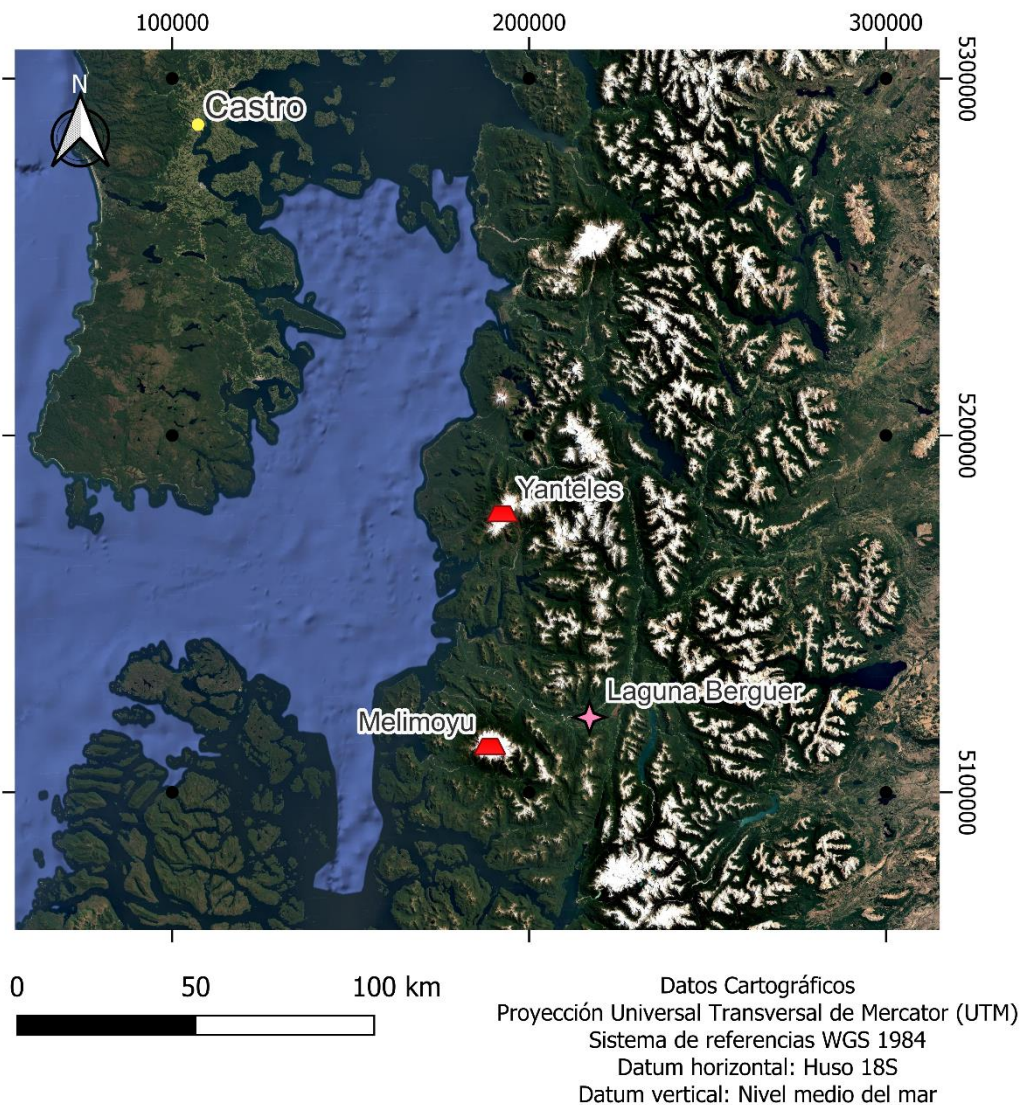


Figura 4.12: Volcanes asignados a las tefras de laguna Berguer

De modo similar, las tefras identificadas en el lago Blanco muestran afinidad el volcán Michinmahuida principalmente y solo una de ellas se asigna con una probabilidad menor al centro eruptivo Corcovado, tal como se indica en la tabla 4.3. La Figura 4.13 muestra los posibles centros de origen.

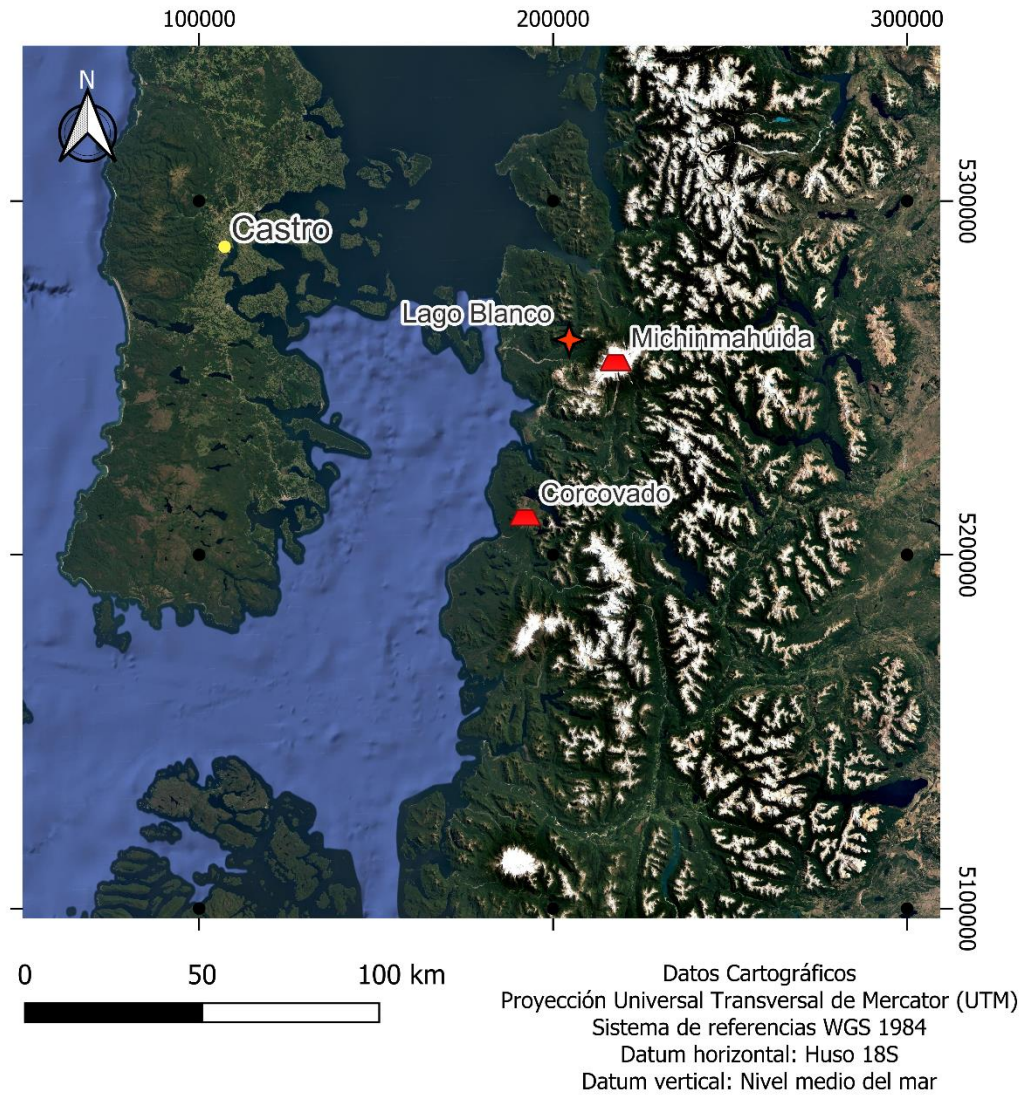


Figura 4.13: Volcanes asignados a las tefras del lago Blanco

En el caso del lago Negro, el nivel de tefra es asignado con una mayor probabilidad al volcán Melimoyu, y con mucha menor probabilidad al Yanteles (Figura 4.14), ambos centros ubicados a menos de 70 km.

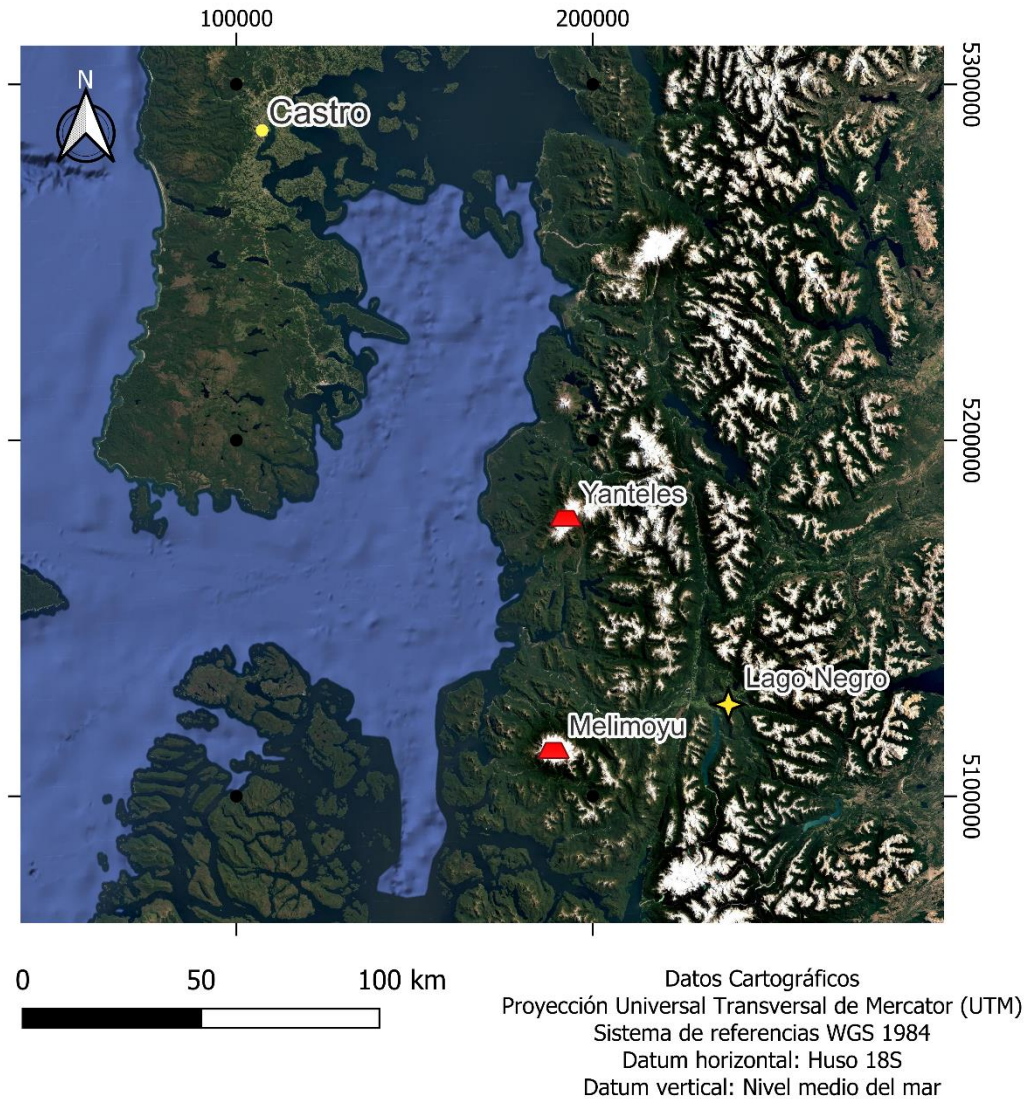


Figura 4.14: Volcanes asignados a las tefras del lago Negro

Por otro parte, las tefras del lago Rinihue, son asignadas en su mayoría al volcán Corcovado, el centro eruptivo más próximo geográficamente, en menor medida al Yanteles y solo una de ellas (RIN18B1 [62 – 64 cm]) es asignada a los volcanes Michinmahuida o Melimoyu (figura 4.15), siendo estos dos centros los de mayor distancia geográfica, sobre los 115 km.

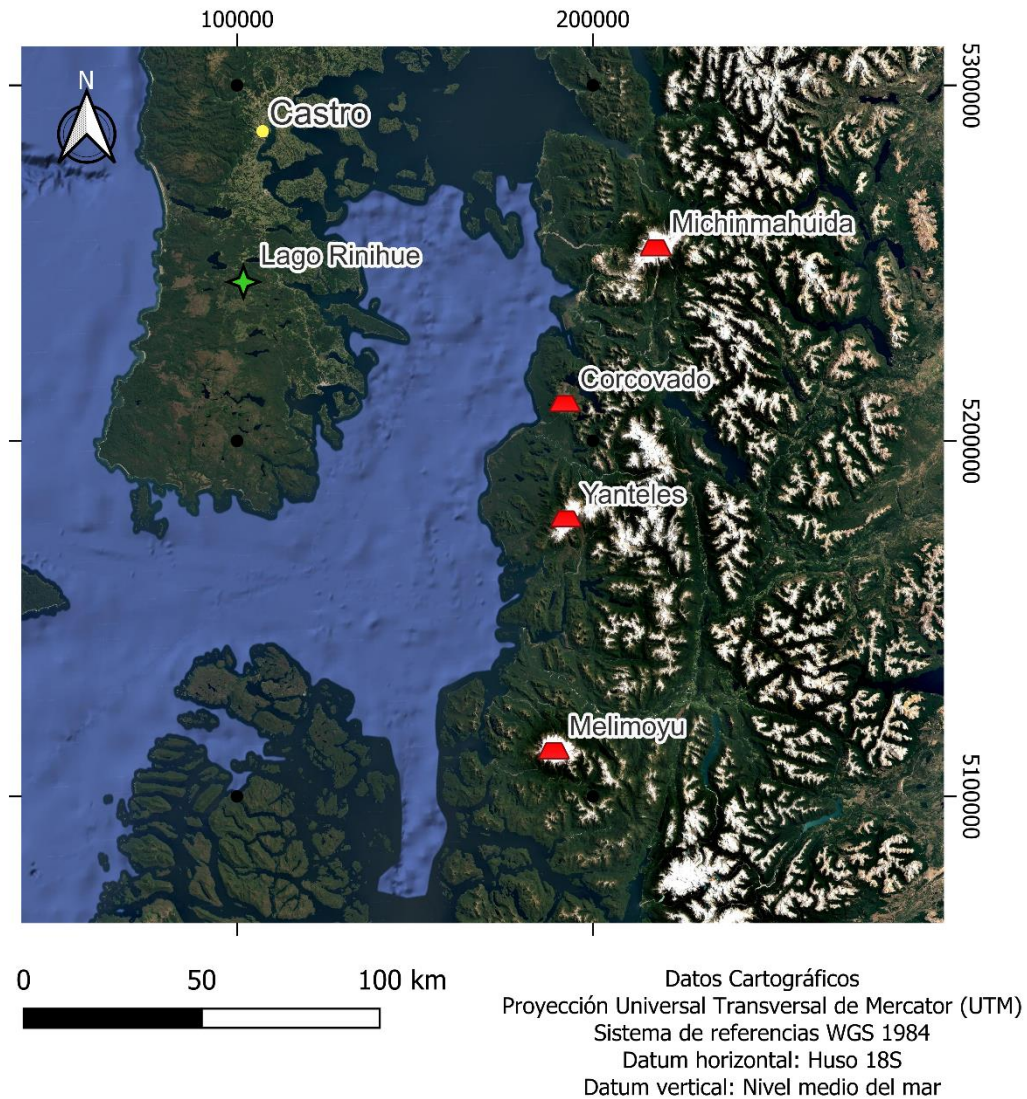


Figura 4.15: Volcanes asignados a las tefras del lago Rinihue

Finalmente, la tefra de Laguna Negra es asignada al volcán Corcovado (figura 4.16), centro que se encuentra hacia el oeste del lago a unos 72 km aproximadamente.

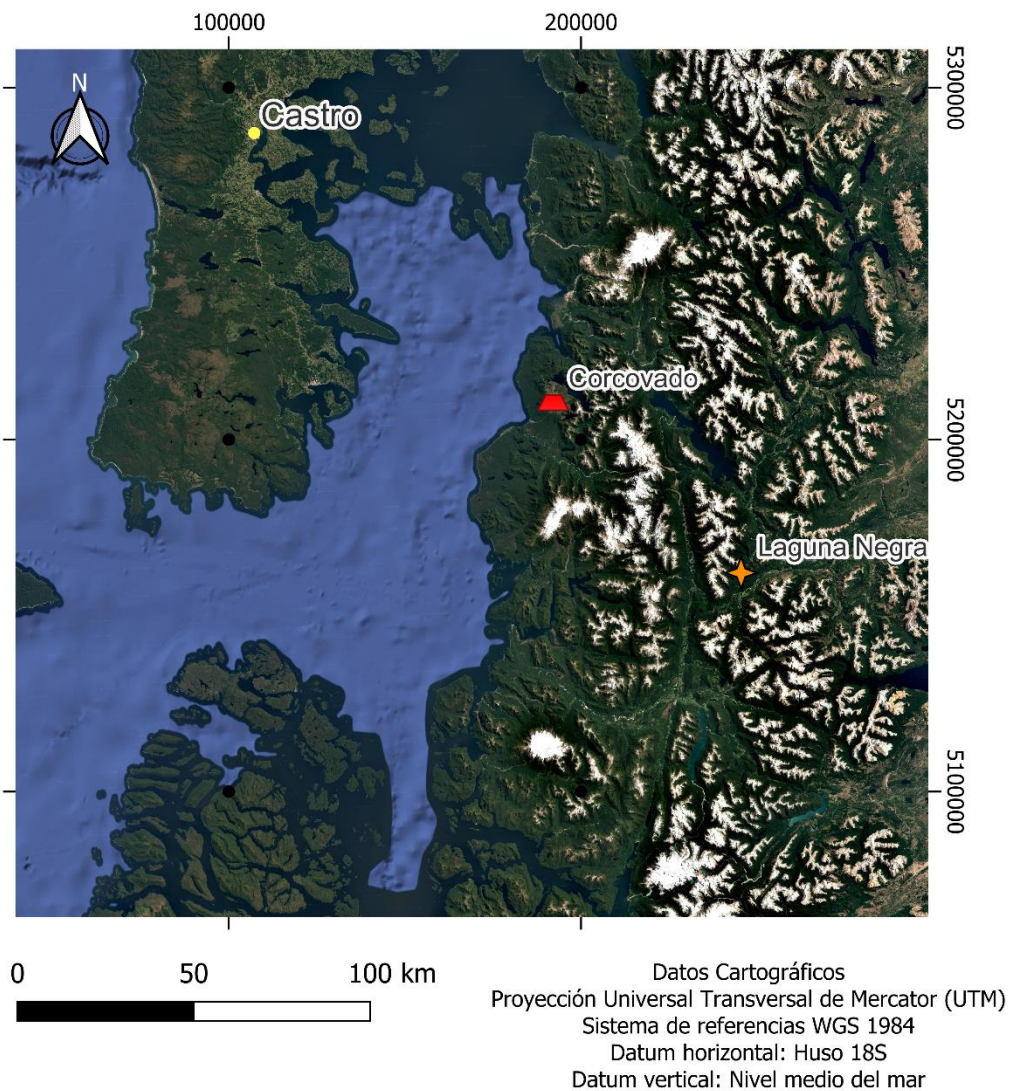


Figura 4.16: Volcán asignado a la tefra de Laguna Negra

En general, las asignaciones presentan coherencia tanto desde el punto de vista composicional como espacial, restringiendo las posibles fuentes eruptivas a aquellas que cumplen simultáneamente con los criterios definidos.

## **5. Discusión**

La discusión de los resultados se estructura en 3 ejes principales. En primer lugar, se evalúa la validez del método de caracterización de los tres clústers geoquímicos definidos a partir de información bibliográfica, como herramienta para la identificación de niveles de tefra y microtefra en los registros lacustres del sur de Chile. En segundo lugar, se examina la variabilidad geoquímica de los estos clústers en los niveles de tefra previamente identificados, así como la detección de nuevas capas de tefra y microtefra no reconocidas mediante análisis visuales ni de MSE. Finalmente, se aborda la procedencia de los distintos niveles de tefra y microtefra identificados, mediante su asignación a centros eruptivos probables, integrando criterios geoquímicos, geológicos y volcanológicos, así como las limitaciones inherentes a la correlación geoquímica en ausencia de tefrocronología regional completa.

### **5.1 Validación de los clústers geoquímicos y robustez metodológica**

Uno de los aspectos centrales de este estudio es la validación del uso de los clústers geoquímicos como aproximación para discriminar niveles de tefra y microtefra en ambientes lacustres complejos. La definición de los clústeres se basó en la compilación de datos geoquímicos publicados para las principales unidades geológicas de la región, incluyendo el Complejo Metamórfico Bahía Mansa, el Batolito Norpatagónico y diversos centros volcánicos activos durante el Holoceno. Este enfoque permite reducir la subjetividad asociada a la interpretación de los perfiles elementales individuales y se basa en la relativa simplicidad de la geología en la región sur-austral de Chile, donde predominan estas litologías. En este contexto, el método resulta efectivo tanto para identificar niveles de tefra y microtefra como para la discusión de las posibles fuentes de los sedimentos y su variación a lo largo de los núcleos.

Los resultados obtenidos muestran que el clúster volcánico, caracterizado por elementos como Al, Na, P, Sm, Cr y Zr, presenta una correspondencia clara y repetitiva en los niveles de tefra identificados de manera independiente con anterioridad, tal como se refleja en las Figuras 4.7 y 4.8. En múltiples testigos, los incrementos abruptos de estos elementos coinciden con capas de tefra visibles o con máximos de susceptibilidad magnética, lo que constituye una validación empírica del enfoque adoptado. Este patrón concuerda con estudios previos que destacan la sensibilidad de elementos como el Al y Zr al aporte de material piroclástico, debido a su concentración en vidrios volcánicos y minerales accesorios resistentes a la alteración (Koinig et

al., 2003; Weltje & Tjallingii, 2008; Bertrand et al., 2014). En conjunto, estos resultados confirman que la señal volcánica queda claramente registrada en la geoquímica inorgánica de los sedimentos lacustres.

Por su parte, los clústeres batolítico y metamórfico también presentan patrones coherentes en relación con la presencia de material volcánico (Figuras 4.7 y 4.8). Sin embargo, a diferencia del clúster volcánico (donde los elementos muestran incrementos simultáneos), en estos otros grupos algunos elementos mantienen un comportamiento relativamente constante a lo largo del núcleo. Este es el caso de elementos como el La en el clúster batolítico y Mn en el clúster metamórfico. A partir de esta observación, se propone el uso de razones elementales que incorporen estos elementos estables, con el fin de mejorar la identificación de niveles de tefra y microtefra. Este enfoque permite reducir la influencia de procesos lacustres secundarios y aporta indicadores más robustos de la presencia de material volcánico.

La identificación de niveles volcánicos mediante asociaciones elementales, en lugar de depender exclusivamente de observaciones macroscópicas, resulta especialmente relevante en ambientes lacustres del sur de Chile, donde las tasas de sedimentación elevadas y los procesos de retrabajo pueden dificultar la preservación de capas de tefra bien definidas. En este contexto, la detección de criptotefras mediante geoquímica XRF ha sido ampliamente documentada como una herramienta eficaz para reconstrucciones volcánicas de alta resolución (Croudace & Rothwell, 2015; Sabatier et al., 2022).

No obstante, un aspecto crítico a considerar en la validación de esta metodología es la posible influencia del tamaño de partícula en la señal geoquímica obtenida mediante XRF. En particular, la fracción de elementos litogénicos puede reflejar tanto los cambios en la granulometría como en la proveniencia (Bertrand et al., 2024). Con el fin de evaluar este efecto, se comparó la variación de los elementos del clúster volcánico con proxies granulométricos comúnmente utilizados en estudios paleoclimáticos, específicamente las razones K/Ti y Zr/Rb.

En la Figura 5.1 se presentan estos proxies junto con el comportamiento de los elementos del clúster volcánico para el núcleo RIN18B1 (lago Rinihue). En términos generales, ambas predicciones muestran un comportamiento relativamente constante a lo largo del perfil, con variaciones puntuales. Por ejemplo, entre los 31 y 36 cm se observa un aumento en la razón K/Ti, lo que podría sugerir una disminución en el tamaño de partícula. Sin embargo, este incremento está asociado a

un aumento simultáneo de ambos elementos, lo que impide atribuirlo exclusivamente a un cambio granulométrico. Una situación similar se observa en la razón Zr/Rb entre los 51 y 54 cm.

Adicionalmente, no se identifican variaciones significativas en estos proxies en las profundidades donde se ubican niveles de tefra previamente reconocidos, los cuales, por su naturaleza, corresponden a depósitos de mayor tamaño de partícula. En conjunto, estos resultados indican que las variaciones elementales observadas en los perfiles no están controladas principalmente por cambios granulométricos, sino que reflejan variación en la composición y, por ende, en la proveniencia de los sedimentos. Esto respalda la validez del uso de clústeres geoquímicos como herramienta para los fines planteados en este estudio.

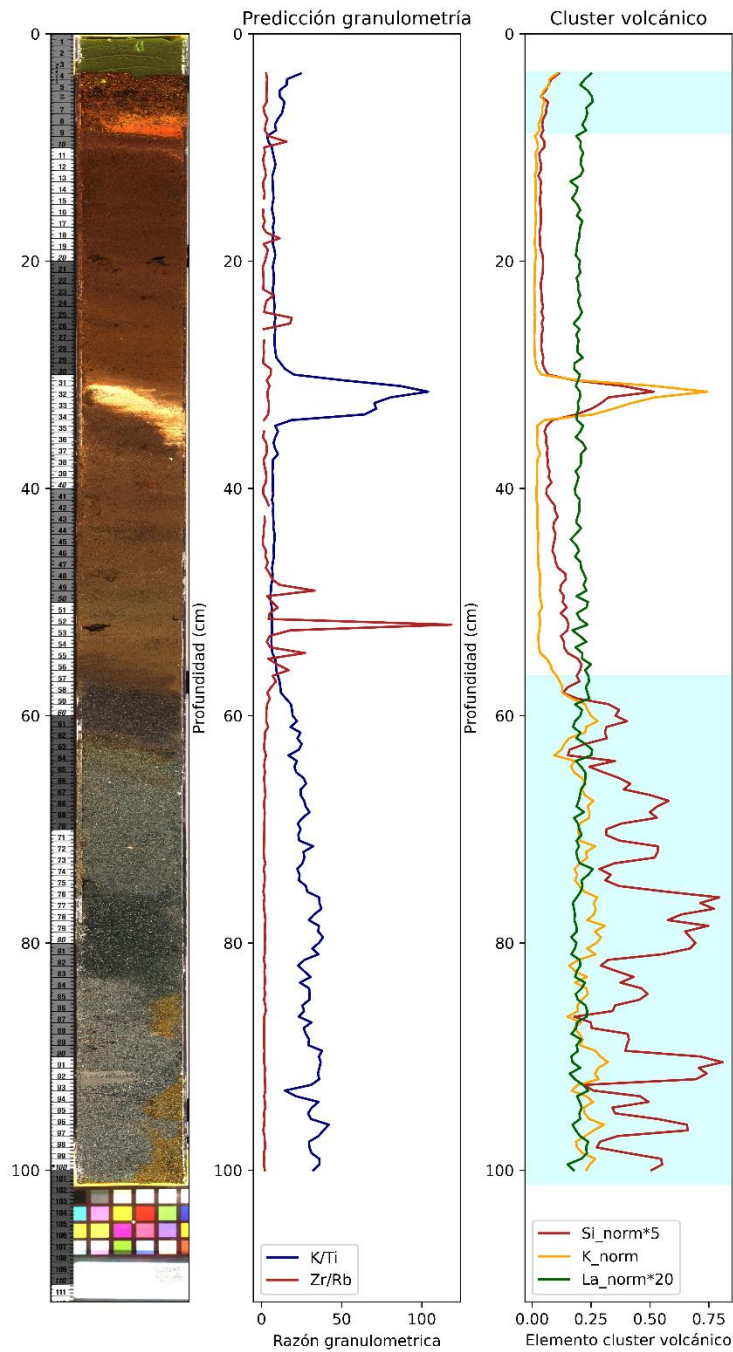


Figura 5.1: Patrones predictivos de granulometría para el núcleo de sedimento RIN18B1 (lago Rinihue) en la Isla de Chiloé, acompañado de una imagen de alta resolución y el perfil elemental del clúster volcánico. Los recuadros celestes indican niveles de tefra.

## **5.2 Variabilidad geoquímica de los clústers y reconocimiento de nuevos niveles de tefra y microtefra**

El análisis de la variabilidad geoquímica de los clústers definidos permitió profundizar en la caracterización de los niveles de tefra previamente identificados, así como reconocer nuevos niveles de tefra y microtefra que no pudieron ser detectados mediante los análisis visuales de los núcleos de sedimento ni a partir de los valores de MSE. En este sentido, los resultados obtenidos evidencian que la aproximación geoquímica multielemental constituye una herramienta complementaria y, en ciertos casos, más sensible para la detección de aportes volcánicos finos en registros lacustres del sur de Chile.

Los niveles de tefra previamente identificados a partir de observaciones macroscópicas y picos en MSE presentan, en general, una buena correspondencia con anomalías geoquímicas bien definidas, caracterizadas por incrementos sistemáticos en elementos mayoritarios y traza asociados a material volcánico. Sin embargo, la magnitud y composición de estas anomalías varía entre los distintos clústers geoquímicos definidos, lo que sugiere diferencias tanto en la composición del material eruptivo como en los procesos de transporte, depositación y retrabajo postdeposicional.

El clúster volcánico muestra una señal geoquímica consistente, con enriquecimientos relativos en elementos incompatibles y traza (por ejemplo, Zr, Y, La y Sm) y variaciones coherentes en elementos mayoritarios como Si, K y Fe, lo que refuerza su interpretación como material de origen piroclástico primario. Esta interpretación se ve apoyada por la correspondencia con niveles identificables en las fotografías de los testigos, donde se observan cambios de color y contraste asociados a capas de tefra. Si bien no fue posible realizar una caracterización litológica y textural detallada debido a la ausencia de observación directa de los núcleos, la coherencia entre la señal geoquímica y los rangos macroscópicos observados respalda la capacidad del método para distinguir niveles de tefra, incluso cuando estos presentan espesores reducidos o se encuentran parcialmente mezclados con el sedimento de fondo.

Por otra parte, el análisis detallado de la variabilidad geoquímica permitió identificar intervalos que, pese a no presentar rasgos visuales claros ni incrementos significativos en MSE, exhiben firmas geoquímicas compatibles con aportes volcánicos finos. Estos niveles, interpretados como microtefras, se caracterizan por anomalías de menor amplitud, pero con relaciones elementales similares a las observadas en las tefras macroscópicas. Un ejemplo de ello se observa en la Figura

5.2, donde el nivel entre los 60 y 65 cm del núcleo del lago Berguer (SALP-BRG18-A1) no había sido previamente identificado como tefra, pero presenta patrones elementales consistentes con la presencia de material volcánico.

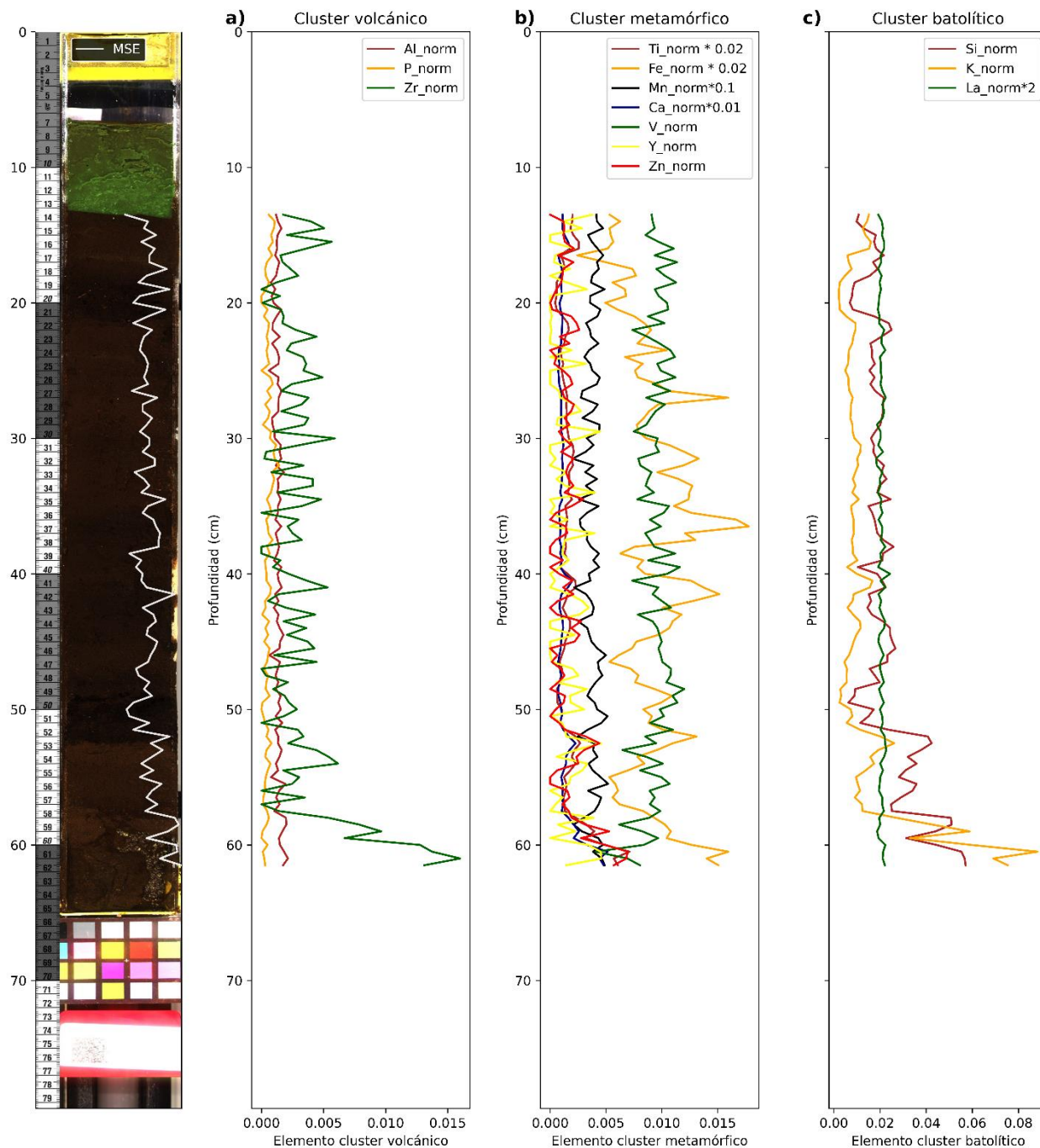


Figura 5.2: Perfiles elementales por clúster para el núcleo de sedimento SALP-BRG18-A1 del lago Berguer, notar que los patrones a partir de los 60 cm presentan un aumento, indicativo de un nivel de tefra o material de origen volcánico.

Este resultado es particularmente relevante, ya que pone de manifiesto las limitaciones de los métodos tradicionales basados exclusivamente en propiedades físicas del sedimento y resalta la capacidad de la geoquímica para detectar eventos eruptivos de baja magnitud o con alta dispersión distal.

Asimismo, la comparación entre los clústers definidos evidencia que ciertos niveles previamente interpretados como parte del sedimento de fondo presentan afinidades geoquímicas más cercanas al clúster volcánico que a los clústeres de origen metamórfico o batolítico. Un caso representativo corresponde al segmento ubicado entre los 31 y 36 cm de la Figura 4.7, donde, si bien la coloración del sedimento difiere del resto del núcleo, la señal de MSE no presenta anomalías tan marcadas como en otros niveles de tefra. No obstante, el análisis de los patrones elementales muestra incrementos coherentes, particularmente en el clúster volcánico, con un comportamiento similar al observado en niveles de tefra previamente reconocidos.

Esto sugiere que algunos aportes volcánicos pueden estar enmascarados por procesos de mezcla sedimentaria o dilución, lo que dificulta su identificación mediante enfoques no geoquímicos. En este contexto, la aplicación de la clasificación en dos etapas y el uso combinado de análisis multivariados, como el PCA y clustering jerárquico, resultan fundamentales para discriminar de manera más robusta entre señales volcánicas y no volcánicas.

En conjunto, estos resultados indican que la variabilidad geoquímica observada dentro y entre los clústers no solo refleja diferencias composicionales inherentes a los materiales fuente, sino que también constituye una herramienta eficaz para refinar la identificación de tefras y microtefras en registros lacustres. La incorporación de esta información permite ampliar el inventario de niveles volcánicos reconocidos en el testigo estudiado, mejorando la resolución estratigráfica del registro y sentar las bases para futuras correlaciones regionales, incluso en contextos donde la señal física de las tefras es tenue o ausente.

### **5.3 Asignación de origen de los niveles de tefra**

Si bien el análisis de componentes principales permite identificar afinidades geoquímicas entre las tefras y los centros eruptivos, este enfoque por sí solo presenta limitaciones importantes. En particular, la proximidad en el espacio multivariado no implica necesariamente una relación directa de origen entre volcanes y material recopilado en los testigos, ya que distintos centros eruptivos

pueden presentar firmas geoquímicas similares. Esto genera ambigüedades en la asignación cuando se considera únicamente la composición química.

Dado lo anterior, la incorporación de criterios espaciales y de dispersión resulta fundamental para lograr una asignación geológicamente consistente. La dispersión del material piroclástico está controlada por factores como la altura de la columna eruptiva, la dirección y velocidad del viento, y la distancia al centro eruptivo (Mastin et al., 2009). En este contexto, la utilización de un umbral máximo de distancia permite descartar asignaciones que, si bien son geoquímicamente plausibles, resultan improbables desde el punto de vista físico. Asimismo, la consideración de patrones dominantes de dispersión eólica permite evaluar la factibilidad de transporte de material volcánico hacia los sitios de depositación analizados.

La integración de similitud geoquímica, distancia fuente-receptor y dispersión eólica permite construir un marco de interpretación más robusto para la asignación de tefras. Bajo este enfoque, las asignaciones obtenidas muestran coherencia tanto en términos composicionales como geográficos, evitando asociaciones que no cumplen con restricciones físicas básicas.

Los resultados presentados en la tabla 4.3 son consistentes con la distribución de isópacas reportada por de Naranjo y Stern (2004) (Figura 5.3), donde se observa que las columnas eruptivas en la zona de estudio se dispersan preferentemente hacia el este, con una extensión limitada hacia el norte, generalmente menor o igual a 40 km. En este contexto, la mayoría de las asignaciones propuestas concuerdan con estos patrones de dispersión.

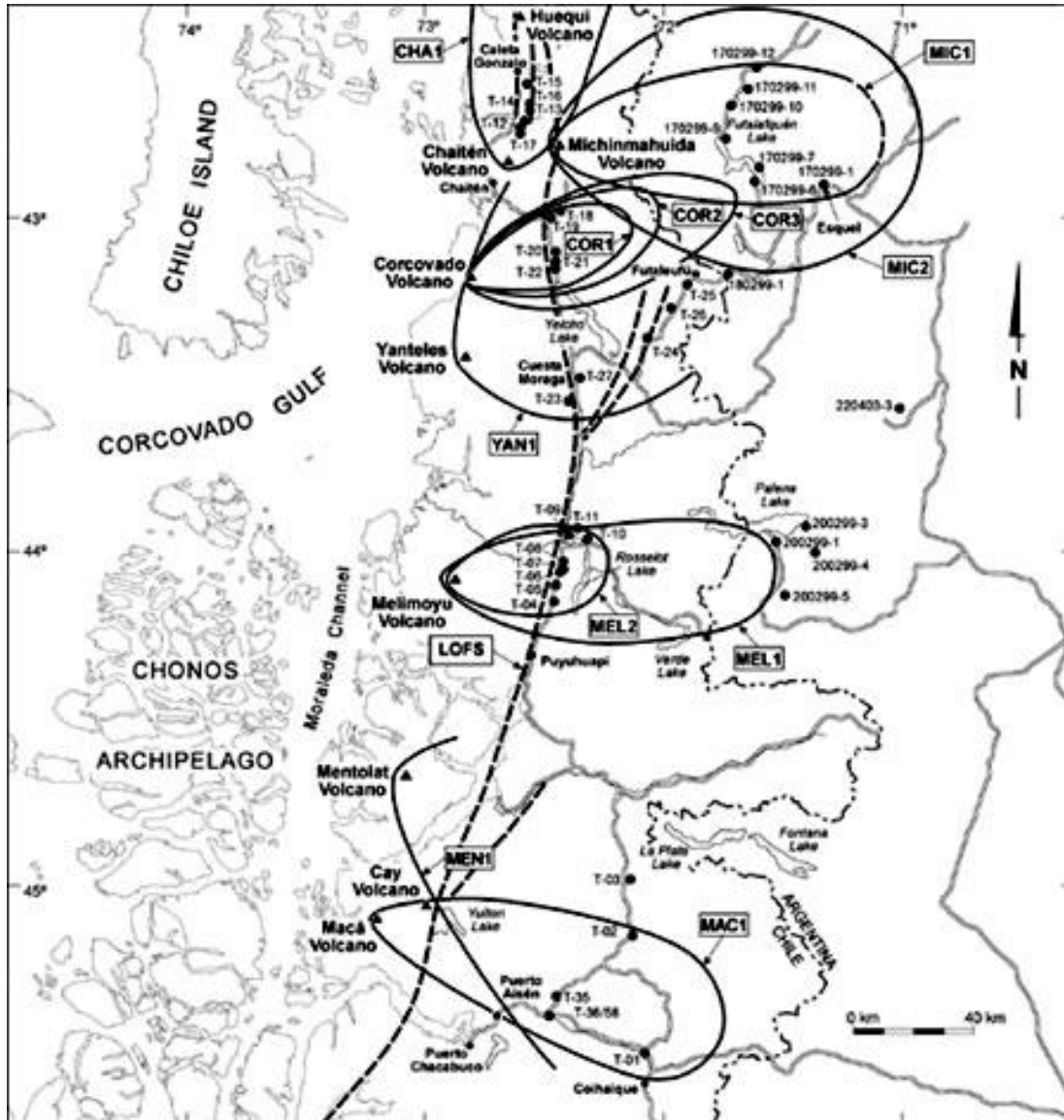


Figura 5.3: Mapa de isópacas de 10 cm para volcanes entre los 42°30'-45°S, extraído de Naranjo y Stern (2004).

No obstante, las tefras correspondientes al lago Rinihue se ubican fuera de las isópacas proyectadas para los centros eruptivos considerados. Esta discrepancia puede explicarse por variaciones en las condiciones atmosféricas al momento de la erupción.

En el sur de Chile, la circulación atmosférica está dominada por los vientos del oeste (Southern Westerlies), los cuales presentan una marcada variabilidad espacial y temporal, tanto en intensidad como en dirección (Gómez-Fuentealba et al., 2022). Estos vientos controlan la dispersión de material piroclástico, lo que favorece su transporte hacia Argentina (Naranjo y Stern, 2004). Dicha

variabilidad está controlada por sistemas climáticos de gran escala, que modulan la posición y fuerza del flujo zonal en Patagonia (Garreaud et al., 2024).

Adicionalmente, la ocurrencia de sistemas frontales y eventos como ríos atmosféricos introduce condiciones de flujo con orientaciones variables, incluyendo trayectorias oblicuas respecto del eje oeste-este dominante. Estos fenómenos evidencian que la circulación atmosférica en la región no es uniforme y que puede presentar diferencias significativas tanto horizontal como verticalmente.

En este contexto, columnas eruptivas que alcanzan niveles elevados de la atmósfera pueden interactuar con corrientes de viento de distinta dirección, permitiendo desviaciones respecto del patrón dominante de dispersión. Si bien este tipo de transporte hacia el oeste no corresponde al comportamiento más frecuente, constituye un escenario plausible bajo condiciones atmosféricas particulares.

Alternativamente, la presencia de tefras en sectores alejados de las isópacas también podría estar asociada a erupciones del tipo subplinianas a plinianas, capaces de generar columnas eruptivas suficientemente desarrolladas como para favorecer una dispersión más amplia del material. En este sentido, el volcán Michinmahuida presenta un historial eruptivo dominado por eventos explosivos de diversa magnitud, incluyendo erupciones de gran escala ( $VEI \geq 5$ ) y eventos menores durante el Holoceno, los cuales han generado depósitos de caída de tefra e incluso corrientes piroclásticas (Amigo et al., 2013).

Dicho trabajo reporta la presencia de depósitos de tefra correlacionados en distintos sectores de la región, incluyendo áreas ubicadas al oeste del volcán. Sin embargo, en varios de estos casos las asignaciones se basan en correlaciones estratigráficas y cronológicas, sin contar con una caracterización geoquímica detallada que permita confirmar de manera inequívoca su procedencia.

En contraste, el volcán Corcovado presenta un registro eruptivo menos documentado. Sin embargo, considerando el carácter de estratovolcán dentro de la zona volcánica sur de los andes, es razonable inferir que su estilo eruptivo corresponde a un régimen explosivo mixto, similar al de otros centros de composición intermedia en la región.

#### **5.4 Factibilidad de identificación de cambios en la fuente de los sedimentos a partir de la geoquímica y posibles implicancias paleoclimáticas**

Las variaciones observadas en la contribución relativa de las distintas fuentes sedimentarias a lo largo de los registros lacustres reflejan, en primera instancia, la distribución espacial de las unidades geológicas presentes en las cuencas de drenaje. En este sentido, la señal geoquímica registrada en los sedimentos lacustres responde principalmente a la disponibilidad de material fuente y a la conectividad sedimentaria entre las distintas unidades geológicas y los sitios de depositación.

En el caso de Chiloé insular, la dominancia del clúster metamórfico es coherente con el predominio de rocas metamórficas aflorantes en la isla. Por el contrario, la presencia de la señal batolítica en estos registros, aunque subordinada, sugiere un aporte de material proveniente del continente, donde estas unidades se encuentran ampliamente expuestas. Este aporte podría explicarse mediante procesos de transporte sedimentario de mayor escala, asociados a la dinámica glaciogénica, que pudo transportar el material hacia la isla en épocas de glaciaciones; los que posteriormente fueron retrabajados al momento de las desglaciaciones.

Por su parte, los lagos continentales presentan una mayor variabilidad en la contribución de fuentes sedimentarias, lo que se explica con la mayor diversidad litológica presentes en sus cuencas, incluyendo unidades volcánicas, batolíticas y metamórficas. Esta heterogeneidad se traduce en una señal geoquímica más variable y sensible a cambios en las condiciones ambientales y en los procesos de erosión y transporte.

En este contexto, las fluctuaciones en la dominancia de los distintos clústeres pueden interpretarse como respuestas indirectas a las condiciones climáticas regionales, particularmente aquellas asociadas a variaciones en la intensidad de los vientos del oeste y en la hidrología de la cuencas. Periodos de mayor precipitación y escorrentía favorecen el aporte clástico hacia los lagos, mientras que condiciones más estables tienden a reducir la variabilidad en las fuentes sedimentarias.

Adicionalmente, la dispersión del material volcánico está fuertemente controlada por la dinámica atmosférica regional. Si bien la dirección predominante de los vientos del oeste favorece el transporte de cenizas hacia el este, la presencia de tefras en sectores occidentales puede explicarse mediante condiciones atmosféricas particulares, tales como sistemas frontales intensos o eventos

asociados a ríos atmosféricos, que pueden generar cambios temporales en la circulación en altura. Asimismo, erupciones de gran magnitud, capaces de desarrollar columnas eruptivas de gran altura, podrían favorecer la interacción con distintos niveles de la atmósfera y, bajo condiciones de inestabilidad, permitir un transporte atípico hacia el oeste. Finalmente, procesos de retrabajo sedimentario también pueden contribuir a la incorporación de material volcánico en contextos donde la dispersión directa no sería esperable.

Finalmente, la intercalación de material volcánico y metamórfico observada en algunos intervalos de los registros, particularmente en los niveles inferiores del perfil mostrado en la Figura 4.9b, sugiere la ocurrencia de procesos de depositación más complejos. Estos pueden estar asociados a la superposición de eventos eruptivos de distinta magnitud, a la depositación de tefra fina en ambientes de baja energía, o al retrabajo de material volcánico previamente depositado. En particular, erupciones de tipo vulcaniano o subpliniano, caracterizadas por pulsos eruptivos intermitentes, pueden generar depósitos discontinuos que se mezclan con el sedimento de fondo, a diferencia de erupciones plinianas, que tienden a generar capas más homogéneas y bien definidas. En este sentido, el volcán Michinmahuida presenta un historial tanto de erupciones a gran escala ( $VEI \geq 5$ ) como eventos menores, lo que sugiere la posibilidad de generar secuencias de depósitos tanto masivos como discontinuos, consistentes con patrones observados en los registros sedimentarios (Amigo et al., 2013).

## 6. Conclusiones

El presente estudio demuestra que la geoquímica inorgánica obtenida a partir del escaneo XRF en núcleos lacustres constituye una herramienta robusta para la identificación niveles de tefra y microtefra ambientes lacustres del sur de Chile. La aplicación de este enfoque basado en clústeres geoquímicos permitió discriminar de manera efectiva entre aportes de origen volcánico, metamórfico y batolítico, validando su utilidad como método complementario a las observaciones visuales y a los análisis de susceptibilidad magnética.

Los resultados evidencian que los niveles de tefras identificados presentan una clara correspondencia con anomalías geoquímicas asociadas al clúster volcánico, caracterizado por el enriquecimiento de elementos como Zr, La y Sm. Asimismo, se logró identificar niveles de tefra previamente no reconocidos, lo que destaca la mayor sensibilidad del enfoque geoquímico multielemental para detectar aportes volcánicos finos en regiones lacustres.

En cuanto a la procedencia de las tefras, la integración de similitud geoquímica, distancia fuente-receptor y patrones de dispersión eólica permitió establecer asignaciones más consistente desde el punto de vista geológico. Bajo este enfoque, se determinó que:

- Las tefras de los lagos Berguer y Negro presentan afinidad con los volcanes Melimoyu y Yanteles.
- las tefras del lago Blanco se vinculan preferentemente con los centros Michinmahuida y Corcovado.
- Las tefras de laguna Negra se asocian con el volcán Corcovado.
- Las tefras del lago Rinihue, si bien presentan asociación con los centros Corcovado, Michinmahuida, Yanteles y Melimoyu, requieren considerar procesos adicionales para explicar su depositación , tales como eventos de erupción de mayor magnitud o condiciones atmosféricas particulares.

Desde el punto de vista volcanológico, los resultados sugieren que la depositación de tefra en estos registros está controlada no solo por la frecuencia eruptiva, sino también por el estilo eruptivo de los volcanes fuente. En particular, erupciones de tipo vulcaniano a subpliniano, caracterizadas por pulsos eruptivos intermitentes, podrían explicar la presencia de niveles discontinuos e intercalados

con sedimento de fondo, mientras que eventos de mayor magnitud serían responsables de capas más potentes y continuas.

En relación con la dinámica sedimentaria y paleoclimática, las variaciones en la contribución de los distintos clústers geoquímicos reflejan cambios en los procesos de erosión, transporte y depositación a lo largo del tiempo. Las diferencias observadas entre los registros lacustres de Chiloé insular y continental sugieren una fuerte influencia del contexto geológico local, donde la disponibilidad de material fuente controla en gran medida la señal sedimentaria. En este sentido, la dominancia del clúster metamórfico en Chiloé se asocia directamente a la geología aflorante en la isla, mientras que la mayor variabilidad en los registros continentales refleja la influencia combinada de fuentes volcánicas y batolíticas.

Si bien este estudio no constituye una reconstrucción paleoclimática cuantitativa, los resultados son consistentes con el marco paleoclimático regional, donde fluctuaciones en la intensidad de los vientos del oeste y en las condiciones hidrológicas habrían modulado el aporte de sedimentos clásticos a los sistemas lacustres.

Finalmente, este trabajo destaca el potencial del análisis geoquímico de alta resolución para mejorar la identificación de eventos volcánicos en registros sedimentarios, así como para contribuir a la comprensión de la dinámica sedimentaria y volcánica en el sur de Chile. Como proyección futura, resulta fundamental complementar estos resultados con análisis tefrocronológicos detallados y dataciones absolutas, que permitan establecer correlaciones regionales más precisas y refinar la interpretación de los procesos paleoambientales registrados en estos sistemas.

## Referencias

- Amigo, Á., Lara, L., Smith, V. (2013). Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes, Chile. *Andean Geology* 40 (2). 227-248.
- Antinao, J.L., Duhart, P., Clayton, J., Elgueta, S., McDonough, M. (2000). Área de Ancud-Maullín, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas geológicos, N°17, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Arenas, M., Duhart, P. (2003). Geología del Área Castro-Dalcahue, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica, N°79., 29 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Bertrand, S., Daga, R., Bedert, R., Fontijn, K. (2014). Deposition of the 2011-2012 Cordón Caulle tephra (Chile, 40°S) in lake sediments: Implications for tephrochronology and volcanology. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119. 2555-2573.
- Bertrand, S., Huguen, K. A., Lamy, F., Stuut, J.-B.W., Torrejón, F., Lange, C. B. (2012). Precipitation as the main driver of Neoglacial fluctuations of Gualas glacier, Northern Patagonian Icefield. *Climate of the Past*, 8. 519-534.
- Bertrand, S., Tjallingii, R., Kylander, M.E., Wilhelm, B., Roberts, S.J., Arnaud, F., Brown, E., Bindler, R. (2024). Inorganic geochemistry of lake sediments: A review of analytical techniques and guidelines for data interpretation. *Earth-Science Reviews* (249). 104639.
- Croudace, I. W., & Rothwell, R. G. (2015). *Micro-XRF studies of sediment cores: Developments in paleoenvironmental research*. Springer.
- Dai, J., Tang, Z., Wang, C., & Li, Y. (2019). Provenance analysis of fine-grained sediments using multivariate statistics and geochemical data. *Sedimentary Geology*, 382. 66–79.
- Garreaud, R. D., Jacques-Coper, M., Marín, J. C., & Narváez, D. A. (2024). Atmospheric Rivers in South-Central Chile: Zonal and Tilted Events. *Atmosphere*, 15(4). 406.
- Gómez-Fontalba, C., Flores-Aqueveque, V., & Alfaro, S. C. (2022). Variability of the Southwestern Patagonia (51°S) Winds in the Recent (1980-2020) Period: Implications for Past Wind Reconstructions. *Atmosphere*, 13(2). 206.
- Herron, M. M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(5). 820–829.
- Kars, M., Demory, F., & Bertrand, S. (2012). Elemental (XRF) and magnetic (MS) measurements on sediment cores for paleoenvironmental reconstruction. *Journal of Paleolimnology*, 48. 485–497.
- Koinig, K.A., Shotyk, W., Lotter, A.F., Ohlendorf, C., Sturm, M. (2003). 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake – the role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology* 30. 307-320.
- Liu, D., Bertrand, S., Villaseñor, T., Van Dijck, T., Fagel, N., Mattielli, N., (2020). Provenance of northwestern Patagonian river sediments (44–48°S): a critical evaluation of mineralogical, geochemical and isotopic tracers. *Sedimentary Geology* (408). 105744.
- Londoño, L. (2022). Historia de la vegetación del sitio Huapilacuy II durante el Holoceno (Chiloé). *Revista Chilena de Historia Natural*, 95(1). 45–58.

López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P., Tagiri, M. (1993). Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 20 (1). 33-55.

Mastin, L.G., Guffanti, M., Servranckx, R., Webley, P., Barsotti, S., Dean, K., Durant, A., Ewert, J. W., Neri, A., Rose, W. I., Schneider, D., Siebert, L., Stunder, B., Swanson, G., Tupper, A., Volentik, A., Waythomas, C. F. (2009). A multidisciplinary effort to assign realistic source parameters to models of volcanic ash-cloud transport and dispersion during eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186. 10-21.

McNamara, K., Rust, A.C., Cashman, K.V., Castruccio, A., Abarzúa, A.M. (2019). Comparison of lake and land tephra records from the 2015 eruption of Calbuco volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology*. (81). 10.

Moreno, P.I., Alloway, B.V., Villarosa, G., Outes, V., Henríquez, W.I., De Pol-Holz, R., Pearce N.J.G. (2015). A past-millennium maximum in postglacial activity from Volcán Chaitén, southern Chile. *Geology*, 43(1). 47-50.

Naranjo, J. A., Stern, C. R. (2004). Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30' -45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*. 31 (2). 225-240.

Ordoñez, J., & Crignola, P. (2004). *Anomalías geoquímicas en la Isla de Chiloé (Chile)*. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).

Pankhurst, R. J., Weaver S. D., Hervé, F., Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of Geological Society*, 156. 673-694.

Pérez Hidalgo, M. L. (2020). Composición de sedimentos del fondo marino del área entre la Isla de Chiloé y la Península de Taitao [Tesis de pregrado, Universidad de Chile]. Repositorio U. de Chile.

Plissart, G., Moral, J. C., González-Jiménez, J. M., Muñoz-Montecinos, J., Pavez, C., Rivera, A., Cabrera, F., Manchesi, C., Corgne, A., Moreno, A. J., Lanari, P., Berger, J., Halton, A. (2025). Birth, life and death of the Devonian Chaitenia back-arc along the Southwestern Gondwana margin (southern Chile). *Gondwana Research*, 149. 17-43.

Potts, P. J., & Webb, P. C. (1992). X-ray fluorescence spectrometry. *Journal of Geochemical Exploration*, 44(1-3). 251-296.

Quiroz, D., & Páez, D. (2012). Estratigrafía de los sedimentos glaciogénicos en el área urbana de Castro, Isla Grande de Chiloé. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).

Quiroz, D., Duhart, P., Crignola, P. (2004). Geología del Área Chonchi-Cucao, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica, N°86, 33 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Quiroz, D.; Duhart, P. 2006. Geología del Área Quellón-Isla San Pedro. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 94, 20 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman.

Servicio Nacional de Geología y Minería, 2004. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 7 (CD-ROM, versión 1.0, 2004). Santiago

Sabatier, P., Moernaut, J., Bertrand, S., Van Daele, M., Kremer, K., Chaumillon, E., Arnaud, F. (2022). A review of event deposits in lake sediments. *Quaternary* 5(3):34.

Thomson, M.J. (2019). Paleoclimatology. En B. Fath (Ed.), *Encyclopedia of Ecology* (2nd ed., Vol. 4., pp. 154-161), Amsterdam: Elsevier.

Troncoso Castro, J.M., Vergara, C., Alvarez, D., Díaz, G., Fierro, P., Araneda, A., Torrejón, F., Rondanelli, M., Fagel, N., Urrutia, R. (2018). A new multi-proxy record of environmental change over the last 1000 years on Chiloé Island: Lake Pastahué, south-central Chile (42°S). *The Holocene*, 29(3). 421-431.

Watt, S. F. L., Pyle, D. M., Mather, T. A. (2013). Evidence of mid- to late- Holocene explosive rhyolitic eruptions from Chaitén Volcano, Chile. *Andean Geology*, 40 (2). 216-226.

Weltje, G. J. (1997). End-member modeling of compositional data: Numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem. *Mathematical Geology*, 29(4). 503–549.

Weltje, G. J., Tjallingii, R. (2008). Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, 274. 423-438.

## Anexos

Anexo 1. Información geoquímica de análisis de roca total de las posibles fuentes de sedimentos que ingresan a los cuerpos lacustres, ordenadas en los grupos Batolítico (naranja), Volcánico (morado) y Metamórfico (verde) (Extraídos de Pankhurst et al., 1999, López-Escobar et al., 1993, Plissart et al., 2025 respectivamente). Los valores se encuentran normalizados, además de la información geoquímica de los niveles de tefra, identificados con el código SALP.

Elementos mayores en % en peso, elementos traza en ppm.

Tipo roca	Localidad	Roca/volcán	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	La	Sm	Eu	Yb	Zn	Co	V	Cr	Y	Zr	Th
Batolito	Futaleufú	Granito	75.75	0.18	13.19	1.32	0.03	0.31	1.42	3.35	4.28	0.03	17	0.05	0.05	0.05	6	0.05	19	10	22	89	20
Batolito	Futaleufú	Granito	69.79	0.44	15.01	3.11	0.08	1.17	3.13	3.97	2.84	0.11	7	0.05	0.05	0.05	34	0.05	56	11	20	118	8
Batolito	Palena	Diorita	61.49	0.57	16.44	6.21	0.13	3.00	6.70	3.05	1.61	0.10	12	0.05	0.05	0.05	69	0.05	181	22	24	98	6
Batolito	Palena	Diorita	52.94	0.91	18.44	8.58	0.17	4.69	9.22	2.81	1.10	0.19	5	0.05	0.05	0.05	79	0.05	282	27	18	55	4
Batolito	Lago Verde	Siendiorita	56.14	1.40	17.35	8.62	0.22	3.29	6.25	4.39	1.54	0.33	14	4.5	1.5	2.4	159	24	190	8	26	136	0.05

Batolito	Lago Verde	Sienogranito	76.41	0.19	12.96	1.08	0.02	0.38	0.61	4.21	3.98	0.07	24	2.1	0.4	1.6	59	3	4	5	15	105	0.05
Batolito	Lago Verde	Sienogranito	75.89	0.24	13.31	1.66	0.05	0.56	0.90	3.76	3.44	0.08	22	2.8	0.5	1.8	1	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Batolito	Pitipalena	Granito	74.53	0.24	13.57	2.30	0.06	0.46	2.19	3.60	2.94	0.06	8	1.6	0.5	1.7	27	3	20	150	16	86	0.05
Batolito	Río Cisnes	Granito	74.68	0.03	15.15	1.03	0.06	0.15	0.12	4.54	4.07	0.13	6	2.1	0.3	1	63	2	2	6	18	47	0.05
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	greenschist	48.66	2.58	13.99	14.66	0.23	6.98	10.04	2.54	0.10	0.21	5	5.6	2.07	6.22	127	47	483	0.01	53.7	162	0.28
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	greenschist	48.94	2.25	14.52	12.44	0.20	10.81	7.18	3.11	0.32	0.20	4.4	4.87	1.77	5.05	261	43	374	0.02	44.5	136	0.22
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	strongly retrogressed blueschist	50.43	2.13	16.76	10.61	0.15	4.47	10.34	4.08	0.67	0.33	16.7	7.06	2.16	4.31	96	38	286	0.04	47.2	194	1.59
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	strongly retrogressed blueschist	50.73	2.13	17.20	10.30	0.13	5.98	7.34	4.73	1.14	0.29	16.9	6.71	2.1	4.03	108	37	257	0.04	43.9	184	1.62

Metamórfico	San carlos- Manquemapu	strongly retrogressed blueschist	51.42	1.62	15.97	12.13	0.22	9.09	4.13	5.15	0.09	0.15	4	3.77	1.15	3.72	263	41	336	0.04	35.1	111	0.22
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	strongly retrogressed blueschist	49.66	1.99	15.20	12.36	0.18	7.46	8.88	3.09	0.96	0.19	5.6	4.49	1.54	4.2	117	39	377	0.03	43.1	134	0.31
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	locally retrogressed foliated blueschist	51.02	1.90	16.57	10.87	0.52	4.04	9.62	3.33	1.98	0.12	6.2	3.78	1.38	3.04	175	49	253	0.05	31.2	140	0.31
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	strongly retrogressed blueschist	48.74	2.25	14.07	13.65	0.22	6.65	11.03	3.13	0.08	0.17	3.6	4.97	1.87	5.39	109	31	453	0.02	48.5	139	0.14
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	Grt-bearing fresh blueschist	51.24	1.36	18.61	11.69	0.63	4.08	4.78	2.17	5.34	0.04	2.6	2.9	1.28	3.22	102	71	220	0.05	34.1	72	0.32
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	G1-Ab schist	53.90	1.23	18.30	11.85	0.10	2.37	3.57	5.51	2.97	0.12	1.7	2.82	1.12	3.12	90	46	168	0.07	31.5	60	0.005
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	massive fresh blueschist	52.40	0.58	13.94	11.83	0.17	4.44	13.20	2.97	0.37	0.07	1.3	0.87	0.38	1.48	49	33	307	0.02	11	31	0.005
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	locally retrogressed foliated blueschist	52.83	1.28	16.33	9.83	0.14	7.30	5.43	3.12	3.62	0.07	1.8	2.8	0.9	2.85	79	55	315	0.07	27.4	65	0.05

Metamórfico	San carlos- Manquemapu	massive fresh blueschist (boudin)	40.41	0.61	18.22	12.58	0.30	4.56	21.47	1.53	0.20	0.09	1.6	2	0.69	2.48	46	48	436	0.03	30.7	35	0.06
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	locally retrogressed foliated blueschist	49.93	1.18	17.03	10.97	0.23	7.02	8.20	3.72	1.60	0.05	1.8	2.47	1.01	2.77	84	43	272	0.06	27	59	0.1
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	massive fresh blueschist (boudin)	45.69	0.74	17.86	12.35	0.27	4.17	15.50	1.99	1.38	0.01	2.9	1.92	1.01	2.78	62	34	275	0.03	22.1	43	0.15
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	greenschist	51.00	1.06	14.53	9.87	0.16	6.53	13.90	2.49	0.33	0.06	1	2.13	0.9	2.73	74	43	273	0.06	23.8	53	0.06
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	greenschist	50.50	0.95	15.87	8.56	0.16	8.72	12.70	2.36	0.06	0.06	1.3	2.17	0.83	2.6	60	42	231	0.05	20.8	59	0.06
Metamórfico	Los Pavilos- Cuesta Brava	Grt-bearing amphibolite with blueschist	50.47	1.95	14.64	13.32	0.27	5.93	9.93	2.72	0.54	0.22	5.9	4.76	1.58	5.06	238	46	412	0.02	49.6	142	0.31
Metamórfico	Los Pavilos- Cuesta Brava	Grt-bearing amphibolite with blueschist	48.38	1.90	15.20	14.15	0.33	6.19	10.20	2.73	0.67	0.22	8	5.53	1.91	5.29	160	54	393	0.03	50	133	0.79
Metamórfico	Los Pavilos- Cuesta Brava	fresh garnet-bearing amphibolite	55.35	1.33	15.45	10.14	0.18	7.78	7.39	1.37	0.87	0.09	24.6	5.93	1.62	4.08	117	32	272	0.05	39.3	135	3.56

Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	relatively fresh blueschist	50.65	2.15	15.31	13.50	0.28	5.12	7.77	3.42	1.58	0.21	5.5	4.97	1.79	5.38	107	37	338	0.01	47.8	142	0.31
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	fresh garnet-bearing amphibolite	52.04	1.12	15.97	8.70	0.13	7.39	12.19	2.17	0.12	0.11	10.8	4.5	1.22	4.22	52	32	246	0.04	42.7	132	1.14
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	fresh garnet-bearing amphibolite	47.05	1.68	15.22	12.01	0.19	8.72	12.36	2.43	0.17	0.15	10.9	4.51	1.41	3.95	73	44	376	0.03	42.2	127	0.94
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	fresh garnet-bearing amphibolite	50.11	1.61	15.18	10.80	0.17	7.57	12.22	2.04	0.17	0.11	3.3	3.7	1.44	3.99	58	38	338	0.03	34.5	104	0.29
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	retrogressed garnet-bearing amphibolite	48.88	1.39	16.10	9.13	0.15	7.56	14.28	1.86	0.42	0.21	8.9	4.02	1.43	2.86	91	38	276	0.04	30.1	115	0.79
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	retrogressed garnet-bearing amphibolite	51.14	1.46	14.51	10.94	0.22	7.41	11.16	2.94	0.09	0.10	3.5	3.42	1.35	3.73	58	35	331	0.02	33.1	92	0.2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	albite-bearing greenschist	51.05	1.45	15.76	11.13	0.22	6.68	9.68	3.73	0.11	0.15	7	4.1	1.41	3.72	153	35	301	0.03	33.6	101	1.65
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	greenschist	31.93	3.30	19.76	17.48	0.25	22.25	3.91	0.09	0.03	0.94	15.7	9.63	3.38	6.99	132	76	344	0.07	68.5	233	4.68

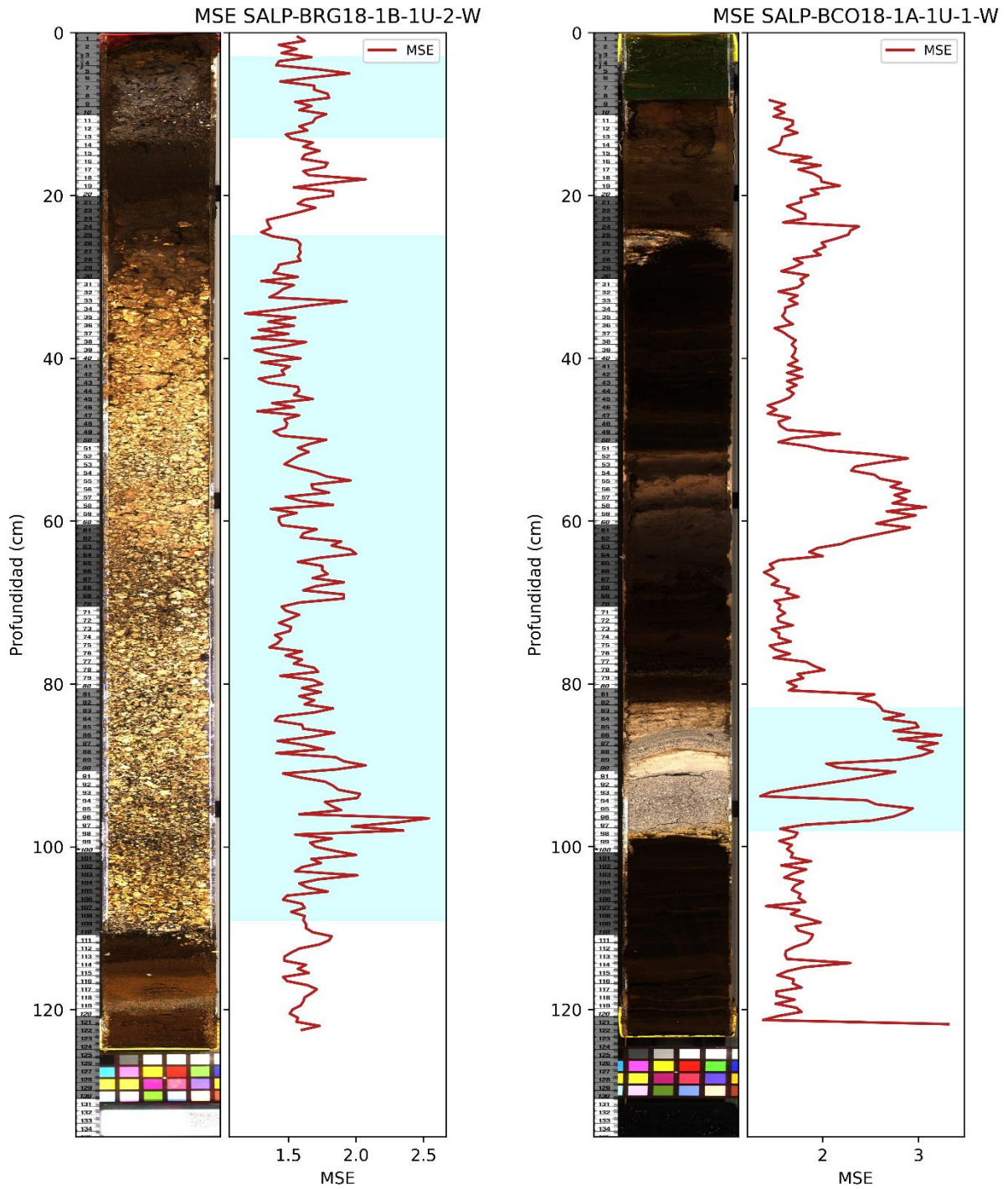
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	albite-bearing greenschist	49.19	1.40	15.80	10.64	0.20	8.11	11.77	2.64	0.05	0.15	3.9	3.57	1.4	3.9	94	29	333	0.04	35.8	91	0.32
Volcánico		Yate	61.53	0.88	18.18	6.21	0.12	1.80	5.14	4.19	1.69	0.26	20.3	6.16	1.49	3.28	76	11	89	3	36	184	6.25
Volcánico		Apagado	52.04	0.85	18.17	8.53	0.14	7.23	9.55	2.73	0.58	0.18	9.2	3.35	1.02	1.65	81	33.2	182	191	20	85	1.2
Volcánico		Hornopirén	53.63	1.07	18.90	8.51	0.15	4.75	8.73	3.03	0.92	0.29	18.7	5.18	1.39	2.38	92	28.7	182	76	28	145	2.17
Volcánico		Huequi	59.04	0.63	19.46	6.28	0.13	2.74	6.76	3.97	0.73	0.25	13.5	3.6	1.07	1.86	76	14.3	81	3.9	19	155	2.22
Volcánico		Michimahuida	52.44	1.58	17.75	10.30	0.16	3.98	8.84	3.46	1.10	0.39	21.1	7.13	1.71	3.66	99	25.9	225	43.2	41	188	3.68
Volcánico		Chaitén	74.54	0.29	14.96	1.36	0.05	0.27	1.43	4.12	2.89	0.08	26.2	2.81	0.52	1.29	36	1.2	11	2	14	129	12.7
Volcánico		Corcovado	51.90	0.99	20.57	7.63	0.14	5.27	9.67	3.05	0.58	0.19	10.9	3.33	1.07	1.94	118	29.7	190	87.2	22	104	2.22

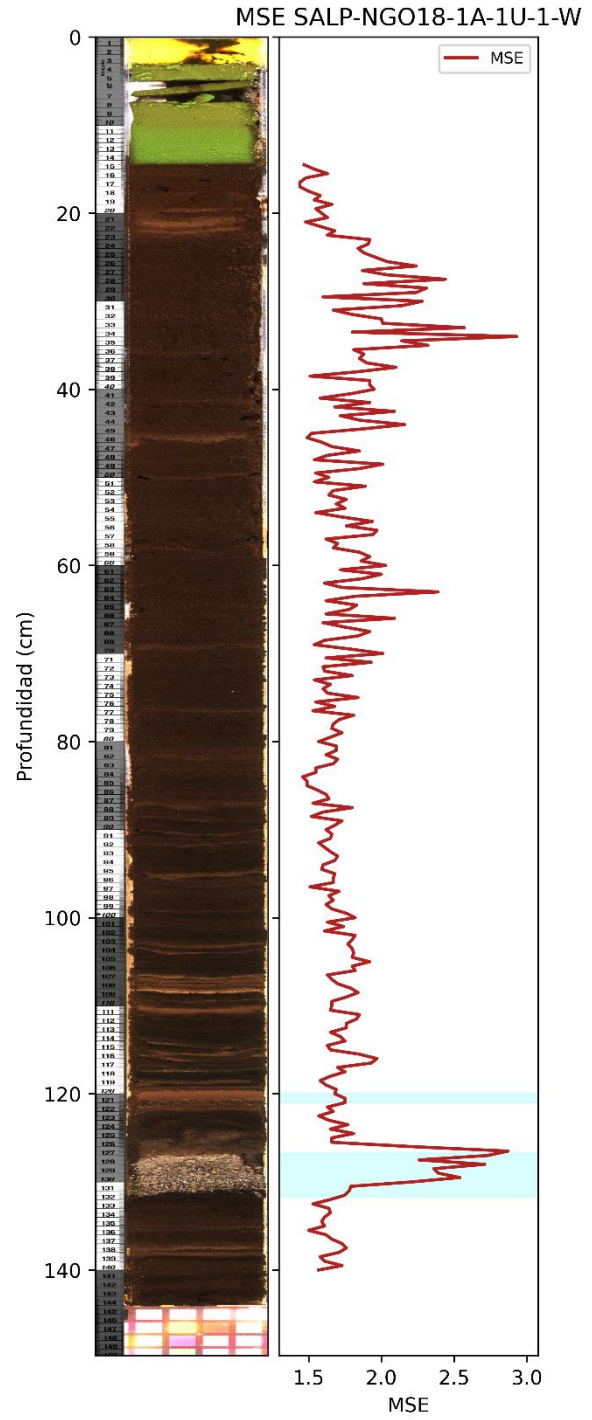
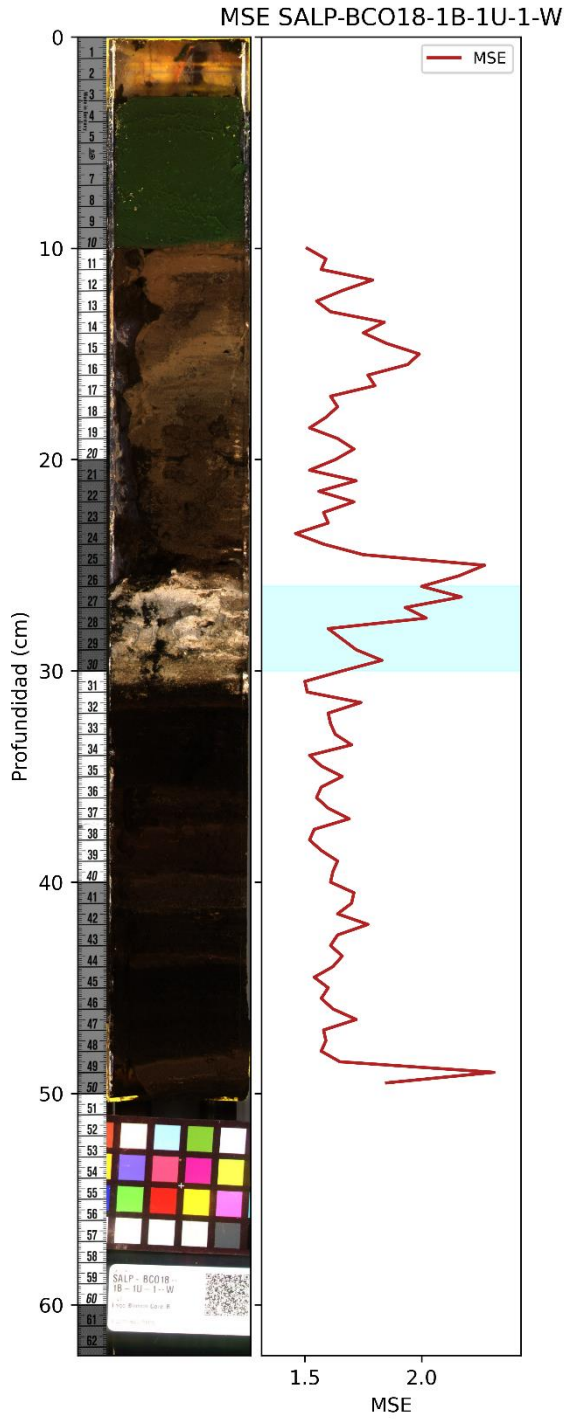
Volcánico		Yanteles	55.00	1.01	18.28	8.62	0.14	4.05	8.40	3.56	0.77	0.17	10.1	3.52	1.1	2.24	86	25	219	34.1	25	90	2.15
Volcánico		Melimoyu	53.98	1.50	19.86	8.67	0.16	2.75	7.09	4.22	1.38	0.38	31.1	7.45	1.85	3.7	96	18.7	234	6.6	35	213	6.38
Volcánico		Mentolat	60.31	0.83	19.22	5.85	0.14	2.03	5.71	4.85	0.85	0.21	12.3	4.92	1.45	3.3	77	11.5	95	4	33	165	1.86
Volcánico		Mentolat	62.96	0.80	18.38	4.78	0.15	1.48	4.25	5.94	0.99	0.27	13.6	5.31	1.49	3.5	79	6.3	56	1.9	35	165	2.14
Volcánico		Cay	50.30	1.14	19.65	8.84	0.14	5.72	9.91	3.33	0.77	0.19	10.2	3.82	1.2	1.82	92	32.4	214	84.3	21	190	1.67
Volcánico		Macá	51.03	0.96	19.60	8.29	0.14	6.65	9.47	3.08	0.58	0.20	7.9	3.13	1.05	1.81	81	34.7	173	147	19	102	0.05
Volcánico		Macá	55.80	1.21	18.25	8.82	0.15	3.07	6.87	4.26	1.30	0.27	16	5.35	1.43	3.07	105	21.8	205	18.3	32	124	0.05
Volcánico	SALP- BRG18-IB- IU-2	Laguna Berguer	58.61	1.49	17.87	7.94	0.14	2.01	5.12	4.29	2.10	0.43	33.08	7.20	1.84	3.51	84.68	0.05	0.05	8.52	37.71	260.24	5.17

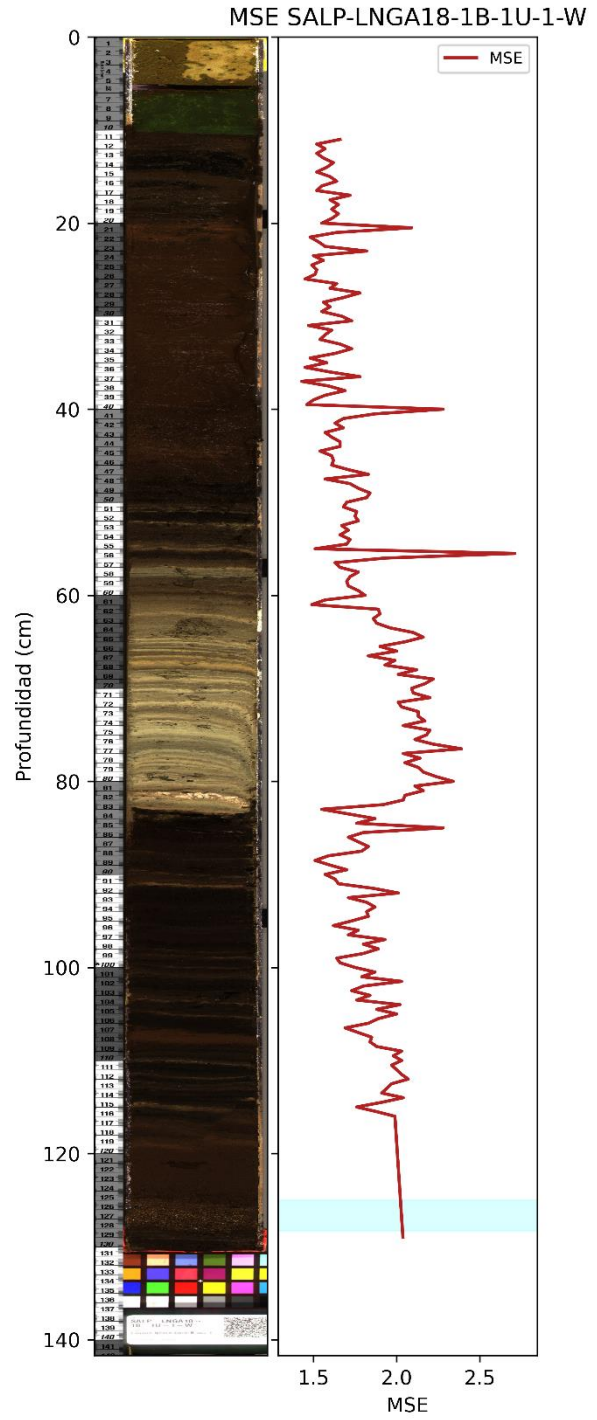
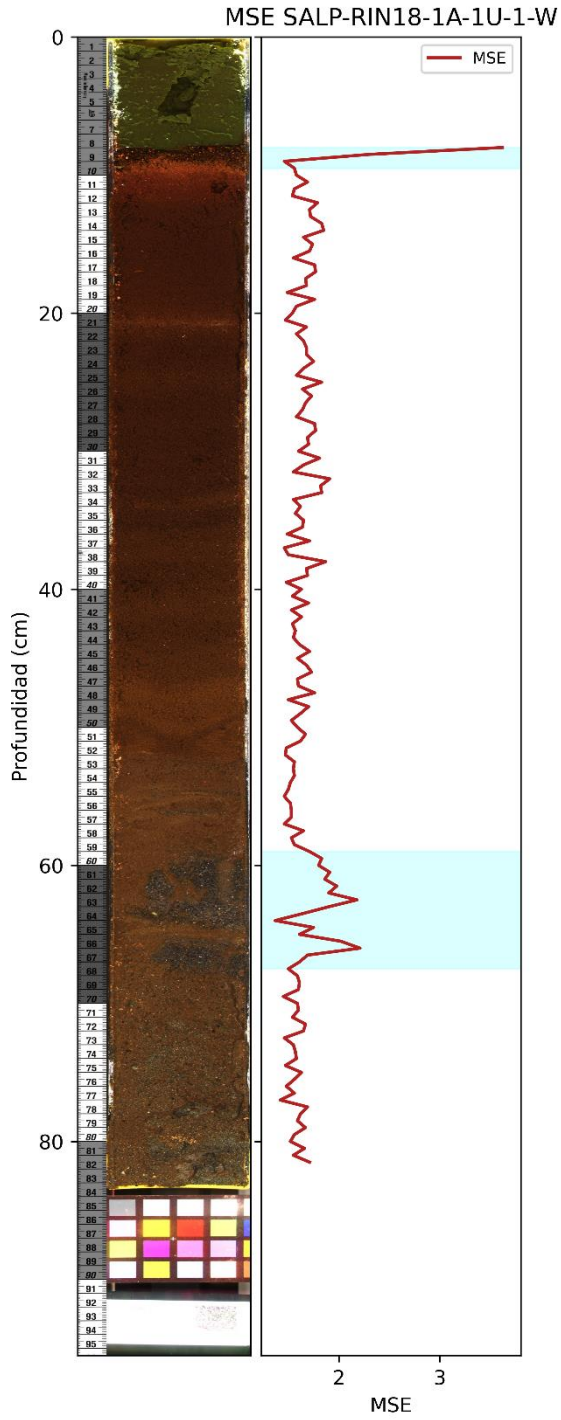
Volcánico	SALP- BRG18-1B- IU-2	Laguna Berguer	61.15	1.09	17.34	6.22	0.17	1.69	4.23	5.49	2.25	0.37	30.29	6.49	1.76	3.51	84.52	0.05	0.05	4.75	37.78	250.77	4.74
Volcánico	SALP- BRG18-1B- IU-2	Laguna Berguer	57.96	1.03	19.13	6.01	0.15	2.37	6.12	5.02	1.90	0.31	21.48	4.84	1.39	2.65	67.78	0.05	0.05	13.25	27.85	185.24	3.63
Volcánico	SALP- BRG18-1B- IU-2	Laguna Berguer	58.73	1.07	17.81	6.62	0.16	2.33	5.81	5.08	2.05	0.34	24.65	5.86	1.59	3.20	79.47	0.05	0.05	10.04	34.41	206.44	3.75
Volcánico	SALP- BCO18-1A- IU-1	Lago Blanco	73.84	0.21	14.19	1.96	0.06	0.36	1.72	4.32	3.26	0.08	23.55	2.46	0.64	1.18	33.26	0.05	0.05	1.8	12.32	92.85	5.22
Volcánico	SALP- BCO18-1A- IU-1	Lago Blanco	73.80	0.21	14.12	2.02	0.06	0.34	1.78	4.36	3.24	0.07	22.79	2.36	0.62	1.09	29.53	0.05	0.05	2.23	11.34	83.01	4.95
Volcánico	SALP- BCO18-1B- IU-1	Lago Blanco	69.71	0.26	17.02	3.32	0.08	0.62	1.73	4.16	3.01	0.10	23.03	2.51	0.65	1.19	30.98	0.05	0.05	3.14	12.31	95.75	5.69
Volcánico	SALP- NGO18-1A- IU-1	Lago Negro	57.20	1.48	17.82	9.68	0.14	2.12	5.08	4.05	1.99	0.43	28.15	6.08	1.57	3.05	86.94	0.05	0.05	13.6	33.07	220.94	4.63
Volcánico	SALP- RIN18-1A- IU-1	Lago Rinihue	46.31	1.00	17.40	26.15	0.66	1.74	2.99	2.27	0.96	0.52	8.23	2.22	0.71	1.36	140.06	0.05	0.05	35.25	14.21	89.20	3.41

Volcánico	SALP- RIN18-IA- IU-1	Lago Rinihue	52.52	1.71	17.50	11.27	0.18	4.02	7.48	3.61	1.27	0.44	20.8	6.40	1.71	3.48	107.5	0.05	0.05	45.51	37.10	197.61	4.58
Volcánico	SALP- RIN18-IB- IU-1	Lago Rinihue	50.42	0.93	17.00	22.11	0.58	1.52	3.00	2.97	1.11	0.35	8.21	2.24	0.80	1.41	147.08	0.05	0.05	30.58	13.99	119.09	5.21
Volcánico	SALP- RIN18-IB- IU-1	Lago Rinihue	62.70	1.08	17.05	7.81	0.09	2.23	4.67	3.12	1.15	0.10	11.42	3.18	0.95	1.69	67.02	0.05	0.05	36.23	18.62	77.85	3.10
Volcánico	SALP- RIN18-IB- IU-1	Lago Rinihue	62.33	1.12	15.33	8.71	0.12	2.68	5.33	3.10	1.17	0.13	11.99	3.44	0.98	2.02	91.56	0.05	0.05	78.81	20.98	83.89	2.95
Volcánico	SALP- RIN18-IB- IU-1	Lago Rinihue	59.84	1.06	18.18	7.51	0.11	2.94	5.29	3.78	1.19	0.11	10.76	3.03	0.94	2.00	78.5	0.05	0.05	52.99	20.55	83.30	3.17
Volcánico	SALP- LNGA18-IB- IU-1	Laguna Negra	63.40	0.70	17.74	6.29	0.10	2.46	4.31	2.99	1.89	0.12	12.74	2.96	0.87	1.64	48.79	0.05	0.05	43.53	18.02	56.95	2.92

Anexo 2: Gráficos MSE para los testigos con niveles de tefra detectados marcados en el recuadro celeste.







Anexo 3. Rocas de cada fuente de sedimentos y su asignación a cada clúster obtenida en este trabajo.

<b>Tipo base</b>	<b>Localidad</b>	<b>Roca/volcán</b>	<b>Clúster k means</b>
Batolito	Futaleufú	Granito	1
Batolito	Futaleufú	Granito	1
Batolito	Palena	Diorita	1
Batolito	Palena	Diorita	0
Batolito	Lago Verde	Sienodiorita	0
Batolito	Lago Verde	Sienogranito	1
Batolito	Lago Verde	Sienogranito	1
Batolito	Pitipalena	Granito	1
Batolito	Río Cisnes	Granito	1
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	greenschist	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	greenschist	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	strongly retrogressed blueschist	0
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	strongly retrogressed blueschist	0
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	strongly retrogressed blueschist	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	strongly retrogressed blueschist	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	locally retrogressed foliated blueschist	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	strongly retrogressed blueschist	2

Metamórfico	San carlos- Manquemapu	Grt-bearing fresh blueschist	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	G1-Ab schist	0
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	massive fresh blueschist	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	locally retrogressed foliated blueschist (envolving boudin)	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	massive fresh blueschist (boudin)	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	locally retrogressed foliated blueschist (envolving boudin)	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	massive fresh blueschist (boudin)	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	greenschist	2
Metamórfico	San carlos- Manquemapu	greenschist	2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	Grt-bearing amphibolite with blueschist overprint	2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	Grt-bearing amphibolite with blueschist overprint	2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	fresh garnet-bearing amphibolite	2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	relatively fresh blueschist	2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	fresh garnet-bearing amphibolite	2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	fresh garnet-bearing amphibolite	2

Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	fresh garnet-bearing amphibolite	2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	retrogressed garnet-bearing amphibolite	2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	retrogressed garnet-bearing amphibolite	2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	albite-bearing greenschist	2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	greenschist	2
Metamórfico	Los Pavilos-Cuesta Brava	albite-bearing greenschist	2
Volcánico		Yate	0
Volcánico		Apagado	0
Volcánico		Hornopirén	0
Volcánico		Huequi	0
Volcánico		Michinmahuida	0
Volcánico		Chaitén	1
Volcánico		Corcovado	0
Volcánico		Yanteles	0
Volcánico		Melimoyu	0
Volcánico		Mentolat	0
Volcánico		Mentolat	0
Volcánico		Cay	0
Volcánico		Macá	0
Volcánico		Macá	0

Anexo 4. Tabla de resultados de medias máximas por cada clúster obtenidas de la clusterización realizada a la base de datos de fuentes de sedimentos. Los elementos mayores se encuentran expresados en % en peso, los elementos traza en ppm.

Clúster	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
0	54.672	1.181	18.573	8.405	0.147	4.018	7.617	3.955	1.092	0.252
1	72.886	0.274	14.325	2.259	0.061	0.789	2.064	3.824	3.257	0.083
2	49.18	1.58	15.832	11.758	0.238	7.406	10.343	2.648	0.818	0.16

Clúster	La	Sm	Eu	Yb	Zn	Co	V	Cr	Y	Zr	Th
0	13.844	4.633	1.347	2.673	93.889	24.347	184.889	40.869	29.589	141.056	2.184
1	15.275	1.445	0.296	0.942	36.875	1.175	36.631	25.756	16.131	84.006	5.862
2	5.812	3.976	1.412	3.912	113.115	42.885	329.423	0.037	36.931	107.154	0.664

Anexo 5: Perfiles elementales para los tres clústers geoquímicos definidos, para cada uno de los 27 núcleos de sedimento analizados en este estudio, perfiles predictivos de proveniencia para cada uno de los 27 núcleos de sedimentos.

[Perfiles elementales y predicción 27 núcleos de sedimento](#)