



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

**ANÁLISIS DEL AMBIENTE TECTONOSEDIMENTARIO DE LA FORMACIÓN
MAUQUE Y SU IMPLICANCIA DURANTE EL MIOCENO TARDÍO, REGIÓN DE
TARAPACÁ (19°15'S/69°15'W)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PABLO TOMÁS BOBADILLA OSORIO

**PROFESORA GUÍA:
LUISA PINTO LINCOÑIR**

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

**JACOBOUS LE ROUX
KATJA DECKART**

SANTIAGO DE CHILE

2015

RESUMEN

La Formación Mauque corresponde a una sucesión sedimentaria continental del Mioceno medio al Mioceno tardío. Aflora a lo largo de una franja NO-SE que se ubica en la parte central de la Cordillera Occidental, al interior de un bloque estructural delimitado en el oeste por el sistema de fallas inversas de vergencia oeste (SFVO) y en el este por el sistema de fallas inversas de vergencia este (SFVE). En este trabajo se ha llevado a cabo un análisis estratigráfico, geoquímico y petrográfico de la Formación Mauque para definir el comportamiento tectónico del bloque estructural que alberga sus depósitos.

La geometría de los depósitos de la Formación Mauque registra la generación de cuencas de intra-arco durante el Mioceno medio al Mioceno tardío (14-11 Ma) y presenta evidencias de inversión en su lado sur-oriental. Sus estratos exhiben importantes variaciones de espesor, acunándose hacia el O. Hacia el NO, en una sucesión estudiada en la ladera del volcán Colorado, se presentan intercalaciones de lavas del mismo, acotando la edad de la formación a ca. 11 M a. Presenta al menos tres depocentros cercanos a estructuras que actuaron como borde de cuenca durante el Mioceno medio-Mioceno tardío (Falla Tolompa, Falla Berenguela y Falla Quitariri).

A partir del estudio de las facies sedimentarias, se ha interpretado que sus depósitos representarían el desarrollo de un ambiente de abanicos aluviales que engranan hacia el este con depósitos fluviales y lacustres.

La caracterización petrográfica de las rocas indicaría que se trata de areniscas inmaduras, con abundantes clastos líticos andesíticos y dacíticos. En algunos sectores se ha registrado una disminución paulatina del contenido en cuarzo hacia el techo de la sucesión, acusando aportes mayores de material máfico.

Dada la extensa intensa alteración hidrotermal (oxidación, argilización, silicificación) que afecta los depósitos, se ha utilizado el espacio A-CN-K como un predictor de cuales muestran los mayores índices de alteración, usando las muestras frescas o levemente meteorizadas para los análisis posteriores. Funciones discriminantes de elementos mayores apuntan a fuentes de proveniencia ígnea intermedia. Consistentemente, las razones de Th/Sc, Zr/Sc, La/Th y las concentraciones de Hf indicarían que el material sedimentario no es reciclado y proviene de fuentes andesíticas o dacíticas. Los patrones de tierras raras normalizadas (normas PAAS, corteza superior y al condrito) respaldan un origen en fuentes calcoalcalinas mostrando patrones similares al de una andesita.

Mediante la cruza de datos petrográficos, estratigráficos y geoquímicos, se ha establecido que la proveniencia del material sedimentario se ubicaría en el NO, para el sector norte y centro de la zona de estudio, contemplando también aportes menores en desde el SE en el sector sur. Las implicancias de esta interpretación involucrarían que el SFVE estuvo activo en el sector NE de la zona durante el Mioceno medio al Mioceno superior provocando un alzamiento que permitió la erosión y movilización de material hacia el sistema de cuencas ubicado al interior del bloque estructural

**Dedicado a mi madre, Ana María Osorio y a mi bisabuela
Petrona Carvajal, a su esfuerzo, tesón y fortaleza.**

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a los profesores miembros de mi comisión: Luisa Pinto, Katja Deckart y Jacobous LeRoux, por su constante ayuda, inmutable paciencia y crítica constructiva. En particular quiero dar las gracias a Luisa Pinto, por su continuo apoyo, exigencias, ganas de enseñar y colaboración infinita.

Gracias a mi familia: mis padres, Ana María Osorio y Patricio Bobadilla; mis hermanos: Paula, Andrés, Alejandra, Maite y Ulises. Por alegrarme la vida, enseñarme valores, inculcarme la pasión por saber, estudiar y comprender mi entorno, y por darme todas las herramientas posibles que tuvieron a su alcance. También a mis padrinos: Manuel Astorga y Olga Tapia, quienes fueron mi inspiración para acercarme a la ciencia. A mi abuelo paterno, por su realismo mágico y a mi abuela materna por su cariño e incondicionalidad.

Quiero reconocer de manera particular a todos los que me acompañaron en el trabajo de terreno: Sebastián González, Sebastián Herrera e Ignacio Valenzuela; quienes me ayudaron en todo aspecto: logística, traslado de muestras, obtención de datos, etc., para realizar este trabajo. Gracias particulares también a Pablo Alarcón, quien me enseñó a usar los programas necesarios para el trabajo de geoquímica y las técnicas de conteo modal. Muchas gracias a Rodrigo Mena y Gabriela Jara que me guiaron en la confección de mapas. Un reconocimiento especial también a Diego Urrea y Katherine Naranjo que me auxiliaron con la edición y formato. Incluyo en este reconocimiento a los profesores y paleontólogos Juan Bostelman y Alfonso Rubilar, quienes revisaron las trazas fósiles. Debo agradecer también a todos los que me ayudaron con incontables comentarios, críticas, experiencias, etc. y que no he incluido (injustamente) en el saludo.

Agradezco a mis amigos de Plan Común: “Los 12” (Abel, Angelo, Anibal, Benja, Cami, Caro, Dani, Gonzalo, Iván, Juanito, Mandi, Pancho, Seba, y Tata), quienes alegraron mis primeros años de universidad, dándome el apoyo moral necesario para mantenerme en la carrera a pesar de la adversidad; un saludo especial a mis amigos incondicionales Francisco Encina y Daniela Campos.

Debo nombrar también a mis compañeros de generación en Geología, con quienes compartí terrenos; mañanas, tardes y noches de estudio; fiestas; movilizaciones y discusiones. Un saludo especial para mis amigos geolocos: Katy, Laura, Iván y Pancho. Por sus críticas, consejos, ayuda y problemas en los últimos arduos años de Universidad. Gracias por compartir mi pasión por las rocas y la felicidad de la vivir.

Gracias a Diego, quien me ha acompañado durante la elaboración de este trabajo, en momentos duros y reconciliaciones, pero siempre apoyándome de una u otra manera.

Dirijo un abrazo a los funcionarios, sin quienes habría sido imposible superar la burocracia y problemas técnicos. Por su paciencia, excelente disposición y calidad humana que volvían más amena la vida en la Universidad. Mis sinceros agradecimientos a la super secretaria docente Blanca Baccola, don Carlos Gómez el mayordomo, don Carlos Alvarado el de sistemas, a Rosita, Vero, Doña Lilian Aedo la bibliotecaria y a Roberto Valles del laboratorio de rocas.

Me mantendré esperando que el futuro sea mejor, que la Educación pública vuelva a ser gratuita y al alcance de todos, que Chile se vuelva un país más justo y feliz; que seamos más empáticos y racionales para tomar buenas desiciones como profesionales y que pronto podamos decidir el espíritu de nuestro país en una nueva Constitución. Vota AC!

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Planteamiento del problema.....	1
1.2	Hipótesis de trabajo.....	2
1.3	Objetivos.....	2
1.3.1	Objetivo general.....	2
1.3.2	Objetivos específicos.....	2
1.4	Ubicación y vías de acceso.....	3
2	METODOLOGÍA Y PLAN DE ACTIVIDADES.....	5
2.1.1	Trabajo de gabinete previo al trabajo de terreno.....	5
2.1.2	Trabajo de campo.....	5
2.1.3	Trabajo de gabinete posterior al trabajo de terreno.....	5
3	MARCO GEOLÓGICO.....	9
3.1	Antecedentes geológicos locales.....	9
3.2	Fisiografía.....	9
3.2.1	Depresión Central.....	9
3.2.2	Precordillera.....	9
3.2.3	Cordillera Occidental.....	10
3.2.4	Altiplano.....	10
3.3	Marco litoestratigráfico.....	12
3.3.1	Unidades pre-cenozoicas.....	16
3.3.2	Unidades cenozoicas.....	16
3.4	Geología estructural.....	20
4	RESULTADOS.....	23
4.1	Columnas estratigráficas.....	23
4.1.1	Columna volcán Colorado.....	23
4.1.2	Columna sierra Tolompa oeste.....	26
4.1.3	Columna sierra Tolompa central.....	29
4.1.4	Columna sierra Tolompa centro norte.....	33
4.1.5	Columna sierra Tolompa este.....	36
4.1.6	Columna Berenguela.....	42
4.1.7	Columna quebrada Macurquima.....	46
4.2	Análisis petrográfico.....	54
4.3	Conteo modal.....	54

4.4	Análisis geoquímico.....	60
4.4.1	Elementos mayores	60
4.4.2	Elementos traza	66
4.4.3	Alteración hidrotermal	69
5	DISCUSIONES	71
5.1	Petrofacies y ambiente sedimentario.....	71
5.2	Proveniencia.....	73
5.3	Configuración estructural y ambiente tectónico.....	75
6	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	82
6.1	Edad y correlaciones	82
6.2	Ambiente e implicancias	82
7	BIBLIOGRAFÍA	83
8	ANEXOS	87
8.1	Anexo A: Datos generales.....	87
8.2	Anexo B: Petrografía.....	89
8.2.1	Columna volcán Colorado.....	90
8.2.2	Columna sierra Tolompa Oeste.....	90
8.2.3	Columna sierra Tolompa Central	92
8.2.4	Columna sierra Tolompa Este	92
8.2.5	Columna Berenguela	94
8.2.6	Columna quebrada Macurquima	95
8.3	Anexo C: Geoquímica.....	96
8.4	Anexo D: Dataciones	116

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Resumen de unidades litoestratigráficas.....	14
Tabla 2: Resumen de características necesarias para clasificar los granos tamaño arena durante el conteo modal.	54
Tabla 3: Tabla de subcategorías para la clasificación de granos en el análisis de conteo modal según Dickinson (1970).	55
Tabla 4: Razones Q_m/Q_t , P/F_t y V/L_t , donde Q_m representa los granos de cuarzo monocristalino, Q_p es el número de granos de cuarzo policristalino, P corresponde a las plagioclasas y V incluye todos los líticos volcánicos.	55
Tabla 5 . Tipos de proveniencia característica de sedimentos (Asiedu et al., 2000).....	76
Tabla 6: Resumen de cada muestra, su posición geográfica (en coordenadas UTM G64), mes de terreno en el cual se recolectó (septiembre u octubre 2013) y análisis realizados.	87
Tabla 7: Interpretación de facies y estructuras sedimentarias. Miall (1996).	88
Tabla 8: Resumen de conteo modal.....	89
Tabla 9: Datos de geoquímica de elementos mayores para la Formación Mauque.	96
Tabla 10: Resumen de índices de alteración	96
Tabla 11: Concentraciones de elementos traza en [ppm] de la Formación Mauque	97
Tabla 12: Concentraciones de REE [ppm] para la Formación Mauque.	98
Tabla 13: Concentración de REE normalizadas según PAAS (Past Archean Australian Shale, McLennan 1989)...	113
Tabla 14: Concentración de REE normalizadas según la corteza superior (Taylor y McLennan, 1989)	114
Tabla 15: Concentración de REE normalizadas a condrito (Sun y McDonough, 1995).	115

ÍNDICE DE IMÁGENES

Introducción (1.)

Imagen 1. 1: Imagen satelital del área de estudio.....	4
---	---

Resultados (4.)

Imagen 4. 1: Afloramientos de la Formación Mauque en las laderas del volcán Colorado	24
Imagen 4. 2: (a) Apariencia y disposición de los estratos de la columna sierra Tolompa oeste. (b) facies de arena fina laminada con laminación cruzada planar de bajo ángulo.....	27
Imagen 4. 3: Laminación y segregación de minerales máficos y líticos oscuros en el sector de sierra Tolompa oeste.	27
Imagen 4. 4: Afloramientos de la Formación Mauque en el sector de sierra Tolompa central.	31
Imagen 4. 5 Vista hacia el oeste de los afloramientos de la Formación Mauque en el sector denominado sierra Tolompa centro norte.....	33
Imagen 4. 6: Detalle de vetas observadas en el sector de sierra Tolompa centro norte.	34
Imagen 4. 7: Afloramientos de la Formación Mauque en el sector de sierra Tolompa oeste.	34
Imagen 4. 8: Estratos medios de la sierra Tolompa este.....	37
Imagen 4. 9: Estratos basales de la Formación Mauque en el área de sierra Tolompa este.	38
Imagen 4. 10: Depósitos cercanos al techo de la Formación Mauque.	39
Imagen 4. 11: Estratos basales y medios de la Formación Mauque en Berenguela.	43
Imagen 4. 12: Estratos medios y techo de la Formación Mauque en Berenguela.	44
Imagen 4. 13: Vista general de los afloramientos de la Formación Mauque en la quebrada Macurquima.	48

ÍNDICE DE FIGURAS

Metodología (2.)

Figura 2. 1: Afloramientos de la Formación Mauque.	6
--	---

Marco Geológico (3.)

Figura 3. 1: Esquema morfoestructural de la Cordillera Occidental entre los 19°S y 19 °30'S.	11
Figura 3. 2: Mapa geológico del área de estudio.	13
Figura 3. 3: Configuración esquemática del orógeno andino a escala cortical para el norte de Chile y el centro occidente de Bolivia (Herrera, 2013).	22

Resultados (4.)

Figura 4. 1: Columna estratigráfica volcán Colorado.	25
Figura 4. 2: Columna estratigráfica sierra Tolompa oeste.	28
Figura 4. 3: Columna estratigráfica del sector sierra Tolompa central.	32
Figura 4. 4: Columna estratigráfica del sector sierra Tolompa centro norte.	35
Figura 4. 5: Columna estratigráfica del sector sierra Tolompa este.	40
Figura 4. 6: Columna estratigráfica de Berenguela.	45
Figura 4. 7: Columna estratigráfica levantada en la quebrada Macurquima.	49
Figura 4. 8: Cuadro cronoestratigráfico para el sector nor-occidental del área de estudio.	51
Figura 4. 9: Cuadro cronoestratigráfico para el sector central de la zona de estudio.	52
Figura 4. 10: Cuadro cronoestratigráfico para el sector de quebrada Macurquima.	53
Figura 4. 11: Triángulo de clasificación tectónica QFL (Folk, 1973).	57
Figura 4. 12: Diagrama de clasificación QFL (Folk, 1973).	57
Figura 4. 13: Diagrama con variaciones porcentuales de Qt (cuarzo total), F (feldespato), L (líticos) y la razón de P/F (plagioclasas versus el total de feldespatos) para la columna Berenguela.	58
Figura 4. 14: Diagrama con variaciones porcentuales de Qt (cuarzo total), F (feldespato), L (líticos) y la razón de P/F (plagioclasas versus el total de feldespatos) para la columna sierra Tolompa este.	59
Figura 4. 15: Gráfico A-CN-K (modificado de Nesbitt y Young, 1984, 1989).	60
Figura 4. 16: Diagrama log Na ₂ O/K ₂ O vs log SiO ₂ /Al ₂ O ₃ de Pettijohn et al. (1972) con los límites modificados por Herron (1988).	61
Figura 4. 17: Campo Na/Al vs K/Al para clasificación de rocas sedimentarias.	62
Figura 4. 18: Diagrama de funciones discriminantes para la proveniencia sedimentaria de areniscas-limolitas usando elementos mayores (Roser y Korsh, 1988).	63
Figura 4. 19: Interpretación de rocas ígneas volcánicas (Cox et al., 1979). Evaluación de K ₂ O/Na ₂ O vs SiO ₂	65
Figura 4. 20: Grafico de clasificación de rocas ígneas (Le Maitre et al., 1989).	65
Figura 4. 21: Diagrama de Th/Sc vs Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Diagrama para caracterizar sedimentos reciclados.	66
Figura 4. 22: Gráficos de discriminación tectónica para grauwackas (Bathia y Crook, 1986).	67
Figura 4. 23: Diagrama de La/Th vs Hf (Floyd y Leveridge, 1987)	68
Figura 4. 24: Diagrama de mineralogía en función de la presión y contenido de LREE vs HREE (Floyd y Leveridge, 1987).	68

Discusiones (5.)

Figura 5. 1: Modelo de cuenca con drenaje interior (endorreica) y desarrollo de lagos y evaporitas. (Leeder y Gawthorpe, 1987)	72
Figura 5. 2: Modelo de cuenca intramontana exorreica que incorpora un drenaje longitudinal de la misma (Leeder y Gawthorpe, 1987).	73
Figura 5. 3: Esquema de acuñamiento de los estratos en los afloramientos del sector sierra Tolompa.	77
Figura 5. 4: Distintas configuraciones estructurales para las cuencas sedimentarias propuestas en los sectores de sierra Tolompa, Berenguela y quebrada Macurquima.	78
Figura 5. 5: Modelo para una cuenca de antepaís, en régimen compresivo (Allen y Allen, 1993).	79
Figura 5. 6: Distintas configuraciones para cuencas de antepaís sugeridas en los Apeninos (Allen y Allen, 1993)...	80
Figura 5. 7: Mapa esquemático de la configuración estructural de las sub-cuencas propuestas para los depósitos de la Formación Mauque durante el Mioceno.	81

Anexos (8.)

Figura 8. 1: Gráfico LOI vs CaO.	99
Figura 8. 2: Grafico de clasificación de rocas sedimentarias K_2O - MgO - Na_2O	99
Figura 8. 3: Diagrama para medir el comportamiento diferencial de Na y K. $Al/3-K$ vs $Al/3-Na$ en milicaciones (De La Roche, H., 1968).	100
Figura 8. 4: Diagrama de discriminación para areniscas basados en diagrama bivalente de Al_2O_3/SiO_2 vs $Fe_2O_{3(t)} + MgO$ (modificado de Bathia, 1983).	100
Figura 8. 5: Diagrama de discriminación para areniscas basados en diagrama bivalente de TiO_2 vs $Fe_2O_{3(t)} + MgO$ (modificado de Bathia, 1983).	101
Figura 8. 6: Diagrama de discriminación de Roser y Korsch (1986) para areniscas y limolitas.	101
Figura 8. 7: Diagrama de funciones discriminantes para la signatura de proveniencia de areniscas y limolitas usando elementos mayores normalizados según la concentración de Al_2O_3 (Roser y Korsch, 1988).	102
Figura 8. 8: Diagrama de REE normalizados a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan, (1989) para rocas sedimentarias de la Formación Mauque.	103
Figura 8. 9: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna Sierra Tolompa oeste	104
Figura 8. 10: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna sierra Tolompa centro.	104
Figura 8. 11: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna Sierra Tolompa este.	104
Figura 8. 12: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna Berenguela.	105
Figura 8. 13: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna Quebrada Macurquima.	105
Figura 8. 14: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna Volcán Colorado.	105
Figura 8. 15: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la Formación Mauque.	106
Figura 8. 16: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Sierra Tolompa oeste.	107
Figura 8. 17: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Sierra Tolompa centro.	107
Figura 8. 18: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Sierra Tolompa este.	107

Figura 8. 19: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Berenguela.	108
Figura 8. 20: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Quebrada Macarquima.....	108
Figura 8. 21: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Volcán Colorado	108
Figura 8. 22: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la Formación Mauque. ...	109
Figura 8. 23: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) para la Formación Mauque. Solo se toman en consideración rocas volcánicas extrusivas.....	110
Figura 8. 24: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Volcán Colorado.....	110
Figura 8. 25: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Sierra Tolompa oeste.	111
Figura 8. 26: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Sierra Tolompa centro.	111
Figura 8. 27: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Sierra Tolompa este.	111
Figura 8. 28: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Berenguela.	112
Figura 8. 29: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Quebrada Macarquima.	112

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

En la I Región de Tarapacá, en el borde occidental del Altiplano han sido definidos los sistemas estructurales contraccionales SFVO (Sistema de Fallas Vergentes al Oeste o WTS según sus siglas en inglés) y SFVE (Sistema de Fallas Vergentes al Este o ETS según sus siglas en inglés) (Isacks, 1988). Ambos sistemas ocurren a escala regional, y permiten explicar el carácter monoclinial del flanco oeste del Altiplano. El SFVO se ubica en la Precordillera, cercano al límite de ésta con la Depresión Central, y siendo responsable de su alzamiento, mientras que el SFVE se encuentra en el límite entre la Cordillera Occidental y el Altiplano (eg., Isaks, 1988; Muñoz y Sepúlveda, 1992; Cortés, 2011, Herrera, 2013). Ambos dominios estructurales muestran orientaciones NNO-SSE a N-S (e.g., Isaks, 1988; Cortés, 2011). Se considera que el sistema SFVO ha estado activo desde el Oligoceno hasta la actualidad, al presentar sismicidad, aunque su mayor tasa de alzamiento asociada habría ocurrido durante el Mioceno (e.g., Muñoz y Charrier, 1996; Farías et al., 2012)

Estos sistemas estructurales se encuentran delimitando un bloque alzado tipo *pop up* que conforma la Cordillera Occidental (Víctor et al., 2004; Farías et al., 2005; Cortés, 2011; Herrera, 2013). Se ha reconocido y estudiado la sedimentación sintectónica en el periodo ubicado entre el Oligoceno medio y el Mioceno tardío, asociada a estas estructuras en las zonas de Chucal, Belén, Cariquima y Altos de Pica (e.g., formaciones Jocarane, Huaylas, El Diablo y Altos de Pica), ubicadas al N, NE, SE y S de la zona de estudio respectivamente (e.g., García, 1996; Charrier et al., 2005; Cortés, 2011). En el área de Camiña se ha registrado sedimentación sintectónica durante el Oligoceno tardío hasta el Mioceno temprano en la Formación Latagualla (Pinto et al., 2004). Algunos autores han sugerido el depósito de sedimentos sintectónicos entre el Mioceno medio y el Mioceno tardío, asociado a estructuras del SFVO (Pinto et al., 2004; Herrera, 2013). Sin embargo, no se han encontrado evidencias que sostengan esta hipótesis, y por tanto el comportamiento del SFVO y SFVE solo ha sido inferido para dicho período (Herrera, 2013).

El presente trabajo propone la búsqueda de evidencias que permitan comprender y sustentar el comportamiento del SFVO y SFVE en el área de Camiña, en la Cordillera Occidental, mediante el análisis de los depósitos sedimentarios de la Formación Mauque, los cuales representan el período comprendido entre el Mioceno medio al Mioceno tardío. La Formación Mauque ha sido descrita como una sucesión de depósitos sedimentarios clásticos de brechas, conglomerados y areniscas, que varían hasta tobas y material piroclástico retrabajado hacia su techo (Lahsen, 1973). Aflora en un área extensa de la zona de estudio a través de una franja que sigue una orientación NNO-SSE. Sus depósitos han sido interpretados como el relleno de pequeñas cuencas intramontanas (Argandoña, 1984; Herrera, 2013), sin embargo, no existe un estudio acabado de sus depósitos y su geometría. Se plantea entonces la necesidad de confeccionar un modelo a partir del estudio de columnas estratigráficas tipo, que permita establecer la geometría de la cuenca, así como también un análisis de sus depósitos que posibilite definir la o las fuentes de su material junto a la dirección y sentido de la sedimentación, todo esto, sumado a la caracterización de las estructuras sintectónicas presentes, permitirán aportar información acerca del comportamiento estructural que sufrió el bloque ubicado entre el SFVO y el SFVE durante el Mioceno tardío.

1.2 Hipótesis de trabajo

Los sistemas estructurales SFVO y SFVE habrían presentado actividad durante el Mioceno medio al Mioceno tardío en la zona de Camiña. La Formación Mauque se habría depositado sintectónicamente a la actividad de dichos sistemas estructurales, lo que se vería reflejado en la geometría y estructuras presentes en sus depósitos.

Se propone, además, que un sistema estructural en el sector central de la Cordillera Occidental, controló el desarrollo de subcuencas durante el Mioceno. Este sistema estaría conformado por las fallas Villaloco y Umayani en el sector NO del área de estudio, las fallas Tolompa, Berenguela, en el sector central, y la Falla Quitariri en el extremo SE.

Las diferencias de facies observadas reflejarían los diferentes pulsos de alzamiento que habría sufrido el bloque tipo *pop up* que conforma la Precordillera mediante la actividad del SFVO y el SFVE.

El análisis de proveniencia permitiría identificar de manera precisa la fuente del material detrítico contenido en la Formación Mauque, brindando una buena aproximación de la dirección y sentido de sedimentación, información útil para interpretar el movimiento relativo y el alzamiento generado por la interacción de la actividad de los sistemas SFVO y SFVE.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Determinar distintos pulsos de alzamiento en la actividad de los sistemas estructurales SFVO y SFVE durante el Mioceno tardío en el área de Camiña, mediante el registro de la estratigrafía y sedimentología de la Formación Mauque que aflora en la zona.

1.3.2 Objetivos específicos

- a) Definir la geometría de las subcuencas que delimitan los depósitos la Formación Lupe, identificando los depocentros relevantes.
- b) Determinar la existencia de estructuras estratigráficas y sedimentarias que se relacionen con la sedimentación sintectónica asociada a la actividad de los sistemas de fallas SFVE y SFVO.
- c) Establecer la proveniencia de los sedimentos que conforman la Formación Lupe, delimitar el sentido de las paleocorrientes que generaron sus depósitos, y relacionarlos con la actividad del SFVE y SFVO.
- d) Precisar las distintas facies que componen a la formación, analizando su relación con la actividad de los sistemas de fallas SFVE y SFVO.
- e) Delimitar de manera más precisa la edad de la Formación Mauque, esclareciendo las relaciones estratigráficas entre ella y las formaciones coetáneas que presenten características similares de depositación.

1.4 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se encuentra en las comunas de Camiña y de Colchane (I Región de Tarapacá, Chile), ubicada específicamente entre los 19°5'-19°20'S/69°5'-69°20'O (**Imagen 1. 1**). El principal acceso corresponde a la Ruta A-45, la cual conecta Camiña con la Ruta 5 Norte. Siguiendo esta vía, se debe ascender a través de la cuesta de Apamilca, desde la cual se logra acceder a un gran número de caminos rurales. La mayoría de estos caminos se encuentran habilitados para vehículos motorizados con tracción en ambos ejes, aunque, debido al escaso tránsito y mantención de estos, varios tramos se encuentran en muy malas condiciones, siendo afectados en muchos casos por pequeños deslizamientos o derrumbes. Otra opción es acceder desde la Ruta A-41, que se conecta con la Ruta 5 Norte, a través de la Pampa de Nama, siguiendo el camino que une al caserío de Berenguela, o bien, se puede alcanzar la Ruta A-45. Desde la Ruta A-41 se toma la Ruta A-389 para llegar al sector de Berenguela. Para acceder hacia el interior de la zona de estudio, es necesario transitar a pie senderos y huellas de pastoreo o de animales nativos.

La población del sector se concentra principalmente en la quebrada de Camiña, siendo Camiña y Quisama los pueblos principales. El resto se distribuye en pequeños caseríos y asentamientos humanos, que en su mayoría se encuentran despoblados o abandonados. En el caserío de Berenguela sobreviven rebaños de burros, llamas y alpacas que ocasionalmente son inspeccionados por sus dueños. La zona urbana más cercana a la zona de estudio corresponde a la localidad de Apamilca.

Las principales actividades económicas corresponden al desarrollo de la agricultura a pequeña escala de productos como: maíz, ajo, cebolla, zanahoria y orégano entre otros, y a la ganadería de camélidos, bovinos y equinos.



Imagen 1. 1: Imagen satelital del área de estudio (demarcada en el cuadrángulo celeste). Se observan los principales rasgos morfológicos de la zona y las rutas de acceso. En la esquina inferior izquierda se encuentra un mapa de America del sur en que se representa en un cuadrángulo amarillo la ubicación de la imagen presentada.

2 METODOLOGÍA Y PLAN DE ACTIVIDADES

2.1.1 Trabajo de gabinete previo al trabajo de terreno

Se hizo un estudio de la zona mediante estereoscopía de fotografías aéreas del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile escala 1:50.000 (SAF) (líneas de vuelo GEOTEC L-03 y L-07, S21 PISIGA, 1997) y se revisaron imágenes satelitales Landsat 7 (circa 2000, NASA), a escala 1:50.000, para identificar estratos de la formación, interpretando de manera preliminar las geometrías posibles y su disposición con respecto a otras unidades geológicas. Se identificaron los colores y otras características notorias a gran escala, tales como depósitos de remoción en masa o estructuras de primer orden que afectaran a la Formación Mauque.

Se revisó la bibliografía disponible acerca de la geología local y regional de la zona de estudio, en particular la información relevante acerca de la evolución estructural durante el Cenozoico y depositación sintectónica asociada.

2.1.2 Trabajo de campo

Se realizaron dos campañas de terreno durante los meses de septiembre y octubre del año 2013, cuya duración fue de 15 y 13 días respectivamente. Se recorrió la zona, identificando las unidades litoestratigráficas presentes y las relaciones de contacto entre ellas. El principal trabajo durante estas jornadas consistió en la elección de las localidades donde fueron levantadas las columnas estratigráficas de la Formación Mauque, obteniendo muestras representativas, que fueron usadas en análisis posteriores. Adicionalmente, se recorrió la localidad tipo de la formación estudiada (fuera del área de estudio).

2.1.3 Trabajo de gabinete posterior al trabajo de terreno

2.1.3.1 Confección de columnas sedimentarias

En una primera etapa se utilizó el software SedLog 3.0, mediante el cual se elaboraron 7 columnas estratigráficas levantadas en distintas localidades de interés de la zona estudiada. Estos archivos contienen información editable mediante el programa ya señalado, y están disponibles en los Anexos de la versión digital de esta memoria. Las columnas estratigráficas fueron modificadas con el software Adobe Illustrator CS5.1, para representar de manera más simplificada las facies presentes en cada localidad

Cada columna escogida registra información relevante de las distintas facies de la Formación Mauque, la alteración hidrotermal presente, la potencia máxima estimada para la zona y contactos litológicos descritos. Adicionalmente, se ha añadido un mapa con la ubicación de cada columna estratigráfica y los afloramientos de la formación (**Figura 2. 1**).

Se hizo un análisis del material detrítico presente en los estratos, su orientación y la presencia de estructuras sedimentarias observadas en terreno evaluando los procesos sedimentarios que registran.

Se relacionó el ambiente sedimentario y los cambios de facies a posibles eventos tectónicos ligados a la sedimentación sintectónica relacionada con los sistemas de falla SFVE y SFVO.

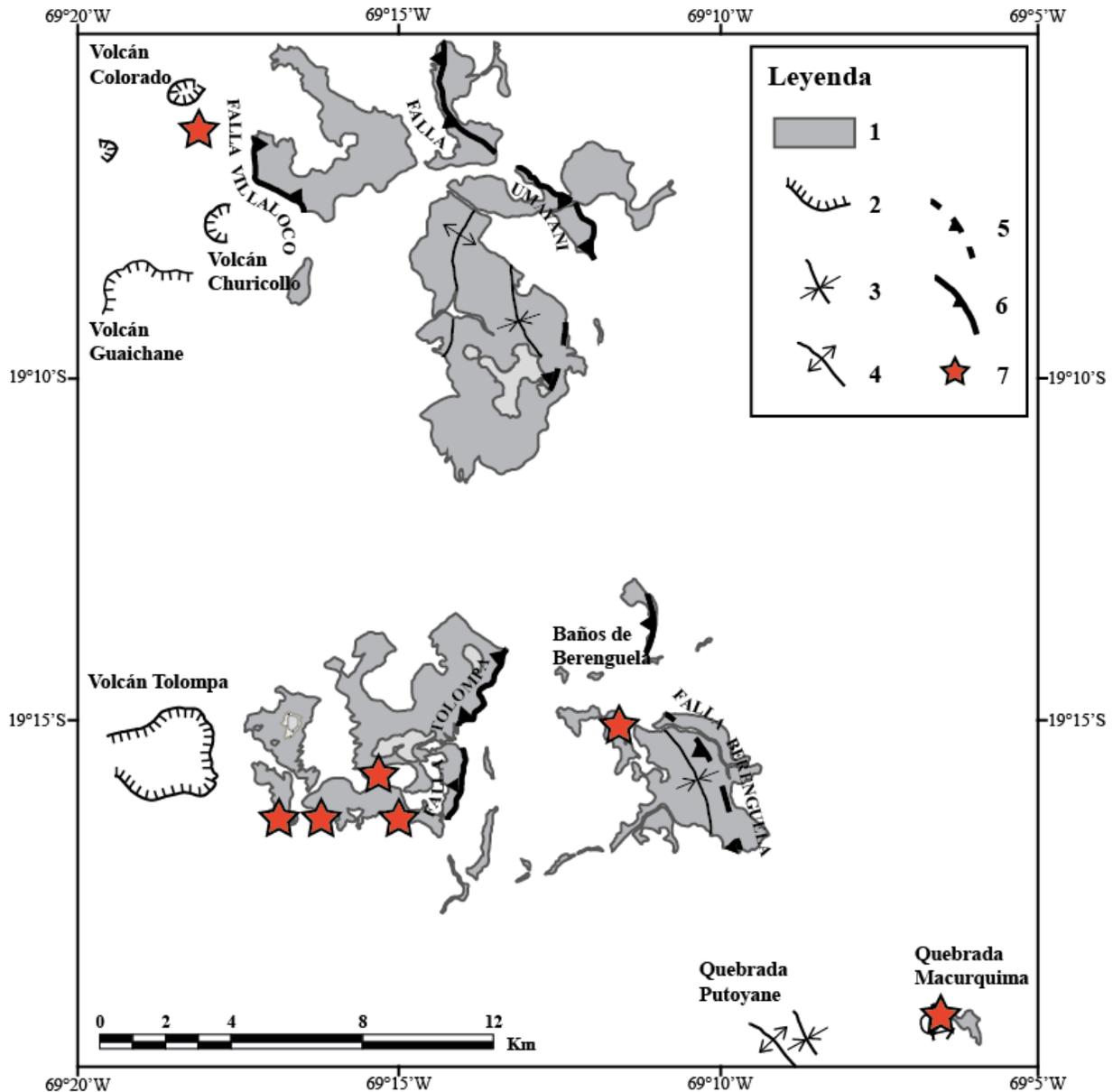


Figura 2. 1: Afloramientos de la Formación Mauque. Leyenda (1) afloramientos de la Formación Mauque; (2) escarpe; (3) anticlinal; (4) sinclinal; (5) falla inversa inferida; (6) falla inversa; (7) localización de columnas estratigráficas confeccionadas. La figura ha sido modificada a partir del mapa geológico presentado en la Carta Camiña (Valenzuela et al., 2014). Los escarpes representan los cráteres de los volcanes presentes en el área de estudio.

2.1.3.2 Petrografía

Se realizó un estudio petrográfico preliminar mediante la observación de 36 cortes delgados de roca (Anexo A: Datos generales, **Tabla 6**), con el objetivo de realizar un análisis de proveniencia de los depósitos de la formación. Las muestras escogidas son areniscas o matriz de

brechas y conglomerados cuya granulometría varía entre tamaño arena media y arena fina en su mayoría. Adicionalmente se seleccionaron muestras de líticos que fuesen representativos, y de tobas y lavas interdigitadas con la formación.

A partir de este estudio, se seleccionaron 13 muestras que se consideraron adecuadas para el conteo modal. Debido a la alteración hidrotermal pervasiva se descartó el uso de la mayoría de las muestras.

2.1.3.3 Geoquímica

A partir de las 36 rocas a las que se había realizado cortes delgados de roca, se seleccionaron 26 muestras para molienda y posterior envío a laboratorio con el objetivo de analizar la composición geoquímica de elementos mayores y elementos traza (Anexo A: Datos generales, **Tabla 6**).

Se tomaron en cuenta dos criterios de selección: el primero es que las muestras analizadas permitan la interpretación de estratos situados en la base, estratos medios y techo de la formación; y el segundo apunta a minimizar el error a partir de la elección de las muestras de roca que presentan la menor alteración aparente.

Entre las muestras seleccionadas, 20 corresponden a muestras sedimentarias (entre las que se incluyen aquellas con un análisis de conteo modal), y 6 a muestras volcánicas, específicamente se registran: dos muestras de tobas, tres muestras de líticos volcánicos y una muestra de andesita obtenida de una lava interdigitada en el sector volcán Colorado.

Las muestras fueron preparadas en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Se pulverizaron en un mortero de ágata, y se enviaron más tarde a los laboratorios de Actlabs en Ontario Canadá. Se solicitó a dicho laboratorio un análisis geoquímico, que fue obtenido usando una combinación de metaborato y tetraborato de litio para un ICP óptico para obtener la concentración de elementos mayores en roca total (Código 4B), y análisis de elementos trazas mediante ICP/MS (Código 4B2). Las muestras fueron diluidas y analizadas por Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 o 9000 ICP/MS. Tres blancos y 5 controles (tres antes del grupo de muestras y dos después) son analizados por cada grupo de muestras. Los duplicados son fusionados y analizados cada 15 muestras. Los instrumentos son recalibrados cada 40 muestras.

Se especifica la posición estratigráfica de cada una de las muestras, con su código específico en cada una de las columnas estratigráficas confeccionadas.

La lista de muestras a las que se realizó el análisis geoquímico se presentan en la **Tabla 6** en Anexos.

2.1.3.3.1 Análisis de elementos mayores

Se realizó un filtro inicial que permitió evaluar la alteración de las muestras. Los datos se presentan en distintos gráficos que indican desde alteración, madurez composicional, régimen tectónico, posibles rocas fuentes y mineralogía. Los gráficos fueron realizados según la naturaleza de la muestra, distinguiendo entre rocas sedimentarias, líticos volcánicos y tobas. Para

distinguir los efectos de la alteración hidrotermal, se presentan campos que encierran la variación composicional de las muestras que presentan los mayores grados de alteración.

2.1.3.3.2 Análisis de elementos traza

Se estudió la concentración de elementos traza, en particular los llamados elementos inmóviles, que tienden a sufrir menos cambios en sus concentraciones tras la exposición de una roca a fluidos hidrotermales o meteorización. Distintos diagramas posibilitan definir campos para determinar la alteración, madurez composicional, régimen tectónico, rocas fuentes y mineralogía. Estos resultados fueron contrastados con aquellos obtenidos para elementos mayores.

Entre los elementos inmóviles, se encuentran las tierras raras (rare earth elements o REE según sus siglas en inglés). Para analizar la composición de REE se han agrupado las rocas según su clasificación petrológica en sedimentarias e ígneas (rocas volcánicas y clastos volcánicos). Para el caso de las rocas sedimentarias se ha usado la normalización a la corteza continental superficial (Upper Crust, Taylor y McLennan 1981) y la normalización a las lutitas australianas post-arqueanas (Post-Archean Australian Shales o PAAS) de McLennan (1989).

Adicionalmente se han graficado las normalizaciones a condrito (McDonough y Sun, 1995) de todas las muestras de roca. Se presentan tanto la composición general de todas las muestras analizadas, así como los patrones específicos que exhiben las rocas de cada columna estratigráfica levantada.

Se hizo una revisión de la bibliografía disponible acerca de los distintos estudios petrográficos y geoquímicos observados, elaborando un análisis comparativo con la información previa para la zona de estudio, esta búsqueda se concentró en recoger información relevante acerca de la geoquímica y petrografía de las unidades cenozoicas para evaluar posibles fuentes del material sedimentario que compone la Formación Mauque.

2.1.3.4 Dataciones

Entre los objetivos planteados, se incluyó el envío de muestras para datación. Para tal propósito se seleccionaron 2 muestras. La primera muestra: M-LUPE 11 corresponde a una toba vítrea silicificada con clastos de pómez angulosos tamaño lapilli, cristales de biotita fragmentada y clorita; mientras que la segunda: HC-LUPE 02, corresponde a andesita basáltica de piroxeno con fenocristales de plagioclasa y piroxenos, inmersos en una matriz microcristalina de plagioclasa. Las rocas fueron enviadas al laboratorio de separación de minerales del Sernageomin (Servicio nacional de geología y minería), donde se desestimó el uso de las biotitas presentes en M-LUPE 11 para datación debido a la alteración clorítica. También se descartó el uso de las plagioclasas presentes en la muestra HC-LUPE 04 debido a la presencia de numerosos cristales de piroxeno inmersos en las plagioclasas.

Dados los resultados negativos obtenidos a partir de la metodología empleada, se descarta la datación como resultado final de este trabajo.

3 MARCO GEOLÓGICO

3.1 Antecedentes geológicos locales

Los trabajos más actualizados de los cuales se tiene referencia, se encuentran en el desarrollo de las cartas geológicas confeccionadas por el Sernageomin (Carta Miñi Miñi, García et al., 2014; Carta volcán Isluga (Cortés et al., 2014) y Carta Camiña, (Valenzuela et al., 2014), y el trabajo de Herrera (2013). Se ha utilizado el mapa regional elaborado en el proyecto de la Carta Camiña para hacer referencia a unidades y estructuras.

Algunos trabajos anteriores relacionados a la geología regional del área de estudio corresponden a los realizados por: Pinto (1999) y Pinto et al. (2004) que se enmarcan en la transición Depresión Central-Precordillera, en la zona de Camiña, hacia el este del área estudiada; También se incluyen los trabajos de Farías (2003) y Farías et al. (2005) realizados hacia el sureste de la zona de interés en la quebrada Aroma. Cortés, (2011) estudió la zona de Puchuldiza, hacia el suroeste, donde habría sido descrita la Formación Mauque por Lahsen (1973). El mismo autor trabajó en la Carta volcán Isluga (Cortés, 2014) donde la Formación Mauque fue redefinida usando su nombre actual. También ha sido estudiado Argandoña (1984) quién trabajó en el área de estudio para evaluar su potencial geotermal. Se han consultado publicaciones significativas para la comprensión de la geología estructural y las unidades presentes en detalle, como Seguel et al. (1991), Muñoz y Sepúlveda (1992), Harambour (1990), Muñoz y Charrier (1996) y García et al. (2011).

3.2 Fisiografía

En la Región de Tarapacá, se reconocen cinco unidades morfológicas dispuestas en franjas de orientación NNO-SSE: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera, Cordillera Occidental y el Altiplano (de oeste a este). En el flanco oriental del Altiplano, además, se reconocen la Cordillera Oriental en Chile y las sierras Subandinas (en Argentina). La zona de estudio encierra un área que incluye la región central de la Cordillera Occidental (e.g., Valenzuela et al., 2014; Herrera, 2013) (¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.).

3.2.1 Depresión Central

La Depresión Central corresponde a la actual cuenca de ante-arco del margen Andino, se ubica al oeste de la zona de estudio, dispuesta como una planicie relativamente angosta, de hasta 55 km de ancho, con un relleno de depósitos sedimentarios aluviales del periodo Oligoceno-Mioceno, (García et al., 2011; Valenzuela et al., 2014). Es la superficie de pedimentación desde el Mioceno (Pediaplano de Atacama según Naranjo y Paskoff, 1985), y su altura alcanza entre 2200-2800 m s.n.m. disminuyendo hacia el oeste hasta los 500 a 1000 m s.n.m. con una pendiente de 1-2°. (Herrera, 2013; Valenzuela et al., 2014). La Depresión Central es atravesada por profundas incisiones (600-1000 m), producto de un clima predominantemente árido a hiperárido desde el Mioceno tardío (Farías et al., 2005; García et al., 2011), lo que se traduce en la generación de superficies interfluviales o “pampas” (García et al., 2011).

3.2.2 Precordillera

La Precordillera se presenta como una superficie regular levemente inclinada, con geometría monoclinial (Isacks, 1988). Comprende unidades sedimentarias y volcánicas oligo-

miocénicas (Valenzuela et al., 2014) que corresponden al límite este de la zona de estudio. Presenta elevaciones que varían entre 3000 y 4200 m s.n.m. de oeste a este debido al desarrollo de estructuras contraccionales de escala regional y de vergencia oeste, pertenecientes al SFVO, generando desniveles topográficos de hasta 800 m en el límite DC-PC. Su desarrollo ha generado depósitos de acumulación sintectónicos (e.g., Formación El Diablo), sobre una cubierta de ignimbritas y conglomerados (e.g., formaciones Azapa, Oxaya y Altos de Pica) (e.g., Herrera 2013; Pinto et al., 2004; Valenzuela et al., 2014). Se han registrado y estudiado sismos someros en la región (Farías et al., 2005), lo cual sugiere que este sistema contraccional se encuentra activo, y que la Precordillera aún se estaría alzando.

3.2.3 Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental presenta un relieve irregular que comprende rocas y depósitos volcánicos y sedimentarios Mioceno-Holocenos (Cortés, 2011; García et al., 2011). Su altitud varía desde ca. 3300 hasta ca.4800 m s.n.m., siendo los volcanes Mamuta, Guaichane, Pumire, Llanquipa, Macurquima, Guailleane, y Cerro Caltabe los rasgos geográficos mayores de la Cordillera Occidental, alcanzando alturas entre 4400 y 5500 m s.n.m. (Valenzuela et al., 2014). Hacia el límite oeste del área, el relieve desciende paulatinamente originando una superficie inclinada hacia el oeste, cortada por antiguos cursos de agua cuyos lechos alcanzan alturas de 3.200 m s.n.m. Hacia el extremo NE del área, la pendiente topográfica es menos pronunciada (ca. 2-3°O), (Valenzuela et al 2015). En ese sector se encuentran pequeño paleovalles fluviales de orientación E-O. Un rasgo particular de este sector es la mediana preservación de los centros volcánicos y cumbres ubicados en la sierra Tolompa (Valenzuela et al., 2014). Su deformación incluye corrimientos y plegamientos asociados a sistemas contraccionales doble-vergentes, de poco acortamiento incluidos dentro del SFVE (Herrera, 2013). Abarca casi la totalidad de la superficie que cubre el área de estudio.

3.2.4 Altiplano

El Altiplano corresponde a una planicie o meseta alzada con una elevación promedio de 3700 m s.n.m. y un ancho aproximado de 200 km. Limita al este y al oeste con la Cordillera Oriental y Occidental, respectivamente (Isacks, 1988; Cortés, 2011; Herrera, 2013). Su alzamiento se atribuye al engrosamiento cortical producto del acortamiento horizontal de litósfera adelgazada termalmente, además del aporte magmático de material mantélico (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997). Este grosor cortical alcanza magnitudes de entre 60 y 80 km (Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997; Victor et al., 2004). La deformación asociada al acortamiento horizontal se concentra en los flancos del plateau, en sistemas estructurales de escala continental y de vergencia opuesta, responsables del alzamiento del bloque basculado del Altiplano; el SFVO y SFVE en la PC y CO, respectivamente; y los sistemas estructurales contraccionales de faja plegada y corrida en la Cordillera Oriental y sierras Subandinas (Muñoz y Charrier, 1996; Farías et al., 2005; Cortés, 2011).

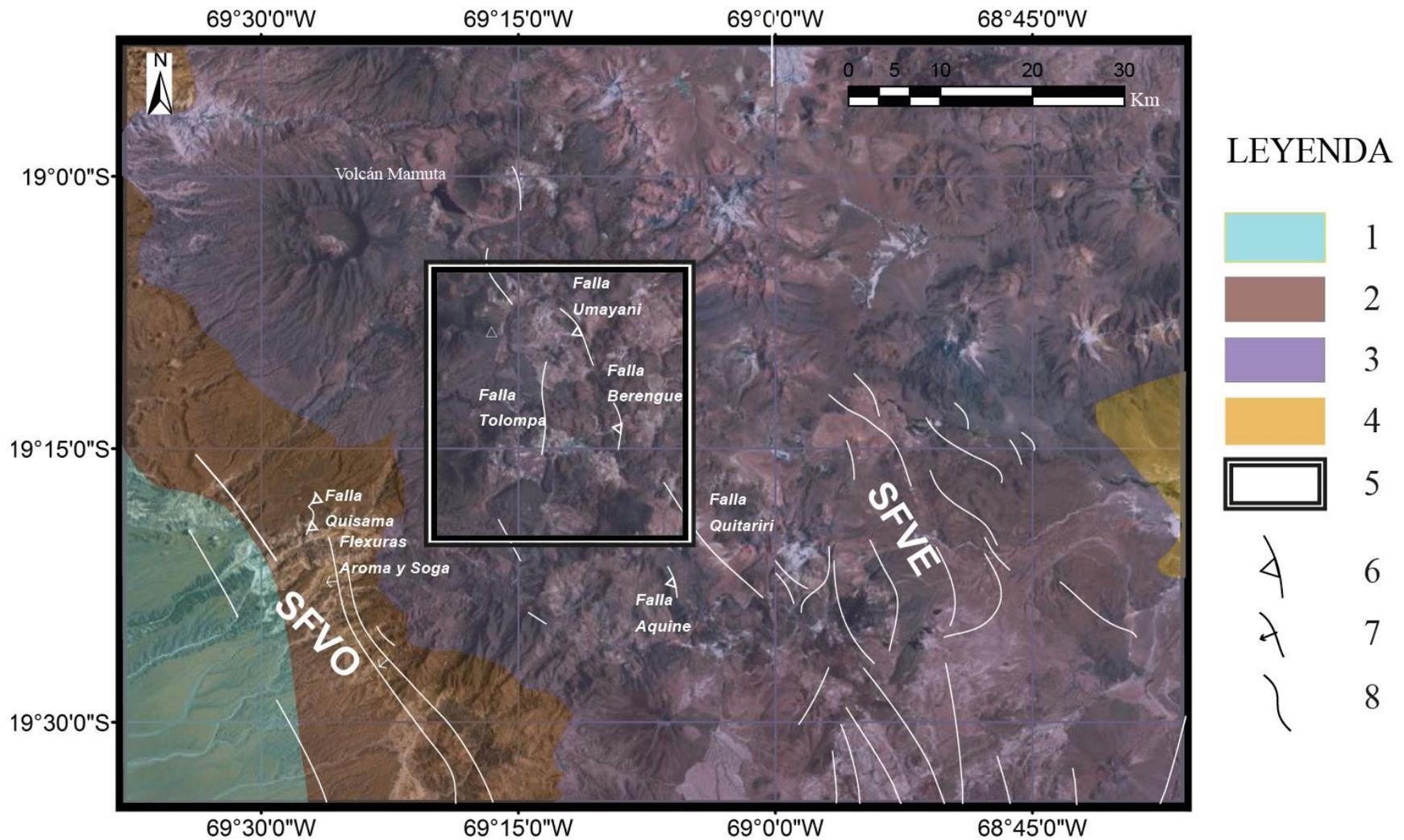


Figura 3. 1: Esquema morfoestructural de la Cordillera Occidental entre los 19°S y 19 °30'S. Leyenda: (1) Depresión Central; (2) Precordillera; (3) Cordillera Occidental; (4) Altiplano; (5) área de estudio; (6) falla inversa; (7) lineamiento; (8) flexura; (SFVO) Sistema de fallas vergentes al oeste y (SFVE) sistema de fallas vergentes al este. Modificado a partir de la Carta Camiña (Valenzuela et al., 2014). Se observa la orientación NO-SE de las unidades morfológicas y de las principales estructuras y lineamientos de la zona. Hacia el oeste de la zona, la deformación está marcada por el desarrollo de flexuras, mientras que en el este la deformación se caracteriza por la ocurrencia de fallas de doble vergencia. El área de estudio presenta un pequeño sistema de fallas en el eje central ubicado entre el SFVO y el SFVE.

3.3 Marco litoestratigráfico

En el área de estudio, enmarcada en la Cordillera Occidental, predominan los afloramientos de rocas volcánicas y sedimentarias, aunque en un contexto regional también ocurren escasos afloramientos de rocas plutónicas. Se presentan además depósitos sedimentarios semi a no consolidados del Holoceno (e.g., Argandoña, 1981, 1984; Pinto, 1999; Farías, 2003; Pinto et al., 2004; Farías et al., 2005; Cortés et al., 2012; Herrera et al., 2013, Valenzuela et al., 2014).

Las rocas más antiguas pertenecen a la Formación Cerro Empexa, del Cretácico superior, y corresponden a ca. 1500 m en la Cordillera Occidental, conformados por depósitos de material volcánico y sedimentario continental, con participación de rocas volcánicas piroclásticas. Representaría volcanismo explosivo junto al desarrollo de cuencas extensionales de intra-arco.

La Formación Cerro Empexa es intruida por granodioritas del Paleoceno inferior, que afloran al sur del área de estudio. Subyace en discordancia angular a una cobertura de rocas volcánicas y sedimentarias continentales del Eoceno temprano-Mioceno medio que corresponden a la Formación Icanche (e.g., Pinto et al., 2004; Valenzuela et al., 2014).

Al este de la zona de estudio afloran ignimbritas y depósitos aluviales en disposición subhorizontal. Estos han sido deformados localmente en forma de pliegues monoclinales, siendo sus depósitos sedimentarios de carácter sintectónico, algunos de los cuales están espectacularmente registrados en las quebradas de la transición Precordillera - Cordillera Occidental (Pinto et al., 2004). La sucesión estratigráfica correspondiente al período comprendido entre el Eoceno temprano y el Mioceno temprano registra múltiples episodios de volcanismo explosivo (Formación Icanche, Formación Utayane, Formación Oxaya, Ignimbrita Nama) con aportes sedimentarios subordinados, situación que se invierte posteriormente durante el Mioceno medio y Mioceno tardío en que las formaciones El Diablo, Puchuldiza y Mauque representan depósitos sedimentarios con tobas subordinadas que indican intervalos de volcanismo explosivo.

Esta sucesión se encuentra sobreyacida a su vez por una cobertura de rocas volcánicas dispuestas subhorizontalmente, cuyas edades fluctúan entre el Mioceno medio al Plioceno-Pleistoceno. Estos depósitos reflejan el desarrollo de un arco volcánico hacia el oeste de la zona de estudio durante el Mioceno medio, el cual habría migrado progresivamente hacia el este durante el Mioceno tardío y el Plioceno-Pleistoceno. Las rocas del Plioceno-Pleistoceno corresponden principalmente a lavas andesítico basálticas y depósitos piroclásticos relacionados a estratovolcanes (Cortés et al., 2014).

Las unidades más jóvenes corresponden a depósitos sedimentarios continentales y volcánicos semi - o no consolidados del Pleistoceno-Holoceno. Estos depósitos son escasos en el área, restringidas a laderas de las quebradas de Camiña y Retamilla o Paucata (Valenzuela et al., 2014).

A continuación se realiza un resumen con las principales unidades litoestratigráficas y sus relaciones de contacto en la zona (¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.) (Valenzuela et al., 2014).

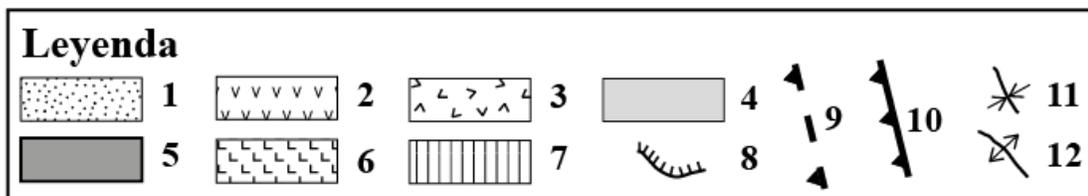
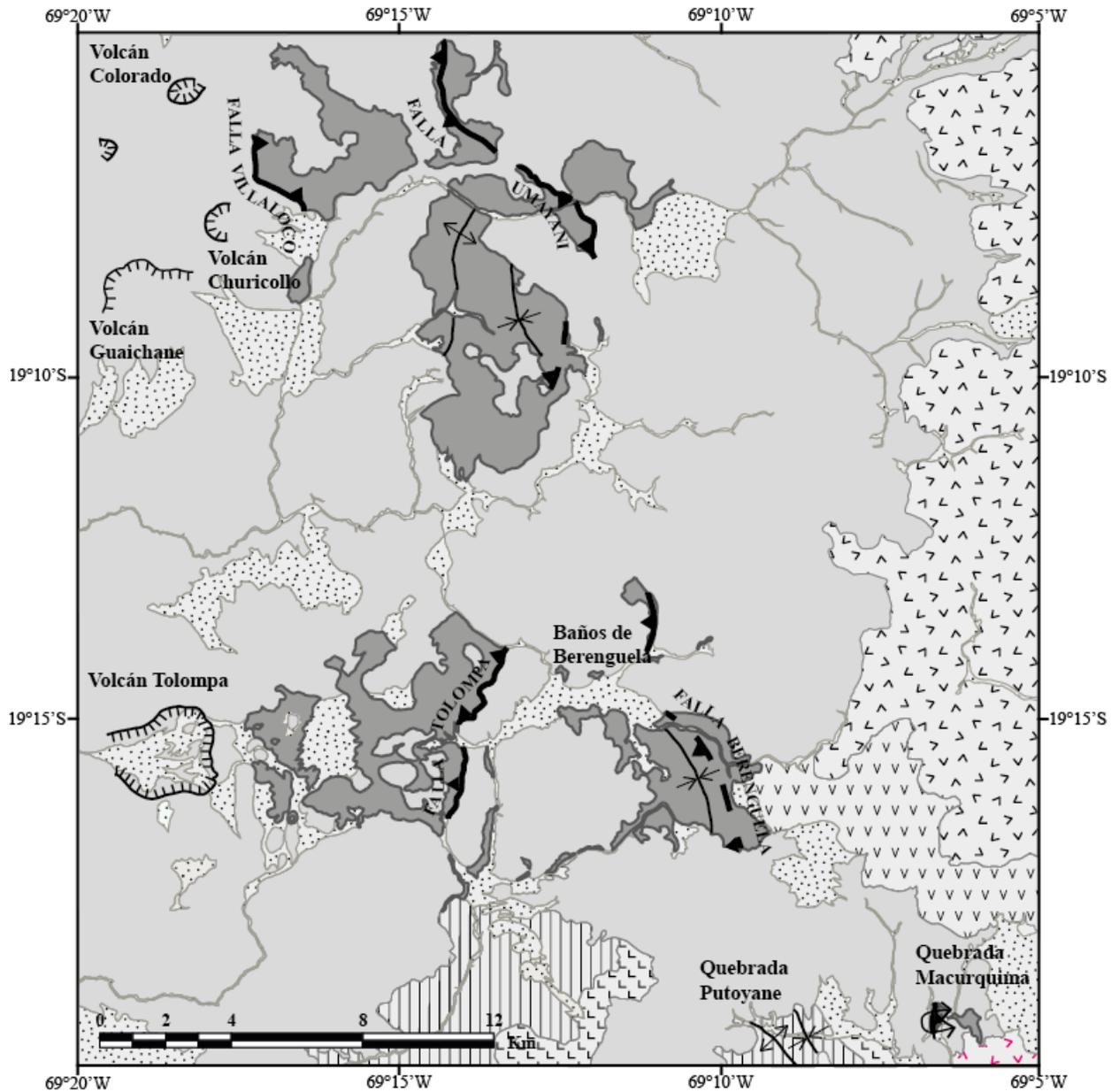


Figura 3. 2: Mapa geológico del área de estudio. Leyenda: (1) depósitos del Holoceno; (2) Rocas del Pleistoceno; (3) Rocas del Mioceno tardío- Plioceno; (4) Rocas del Mioceno tardío; (5) Formación Mauque; (6) Rocas del Oligoceno-Mioceno medio; (7) rocas del Cretácico superior; (8) escarpe; (9) falla inversa inferida; (10) falla inversa; (11) sinclinal; (12) anticlinal. Modificado a partir del mapa geológico de la Carta Camiña (Valenzuela et al., 2014). Se pueden apreciar las principales unidades que afloran en la zona, así como también se observan las estructuras de primer orden que afectan la porción central de la CO limitando los afloramientos de la Formación Mauque (Falla Tolompa y Falla Berenguela).

En la **Tabla 1** se resumen todas las unidades incluidas en el área de estudio y sus alrededores. Se incluye edad, distribución, litología, correlaciones y dataciones practicadas en trabajos anteriores.

Tabla 1: Resumen de unidades litoestratigráficas. Se incluye: i) nombre de la unidad, ii) edad, iii) distribución en base a las unidades morfológicas y algunas localidades aledañas o al interior del área de estudio, iv) litologías principales, v) correlaciones regionales y vi) dataciones radiométricas de trabajos anteriores. Las distribución hace referencia a las unidades morfológicas descritas: (DC) Depresión Central; (PC) Precordillera; (CO) Cordillera Occidental y (AP) Altiplano. (Modificado a partir de Herrera, 2013).

Unidad	Edad	Distribución	Litologías	Correlaciones regionales	Dataciones
Volcanes del Pleistoceno	Pleistoceno (Gelasiano-Calabriano)	CO-AP	Andesitas de clinopiroxeno.	Volcán Latarani	2,0±0,4 Ma 0,9±0,3 Ma K-Ar, biotita, base y cima del volcán Latarani (Ortiz et al., 2008).
Ignimbrita Pampa Suna	Plioceno tardío (Zancliano)	CO, PC	Toba de ceniza y cristales.		3,7 Ma U-Pb en circón (Morandé et al., en preparación).
Volcanes del Mioceno tardío-Plioceno	Mioceno superior-Plioceno (Zancliniano-Piacenziano)	CO-AP	Andesitas de anfíbola y tobas de ceniza. Lavas dacíticas y tobas vítreas.		2,604±0,080 Ma Ar/Ar en masa fundamental, volcán Huinchuta. (Valenzuela et al., 2014). 3,95±0,24 Ma U-Pb en circón, cerro Colca (Valenzuela et al., 2014). 4,8±0,3 Ma K-Ar en biotita, Volcán Guailane (Ortiz et al., 2008).
Ignimbrita Putoyane	Mioceno tardío (Messiniano)	CO	Toba de ceniza a toba cristalina.		6,99±0,33 Ma K-Ar en biotita (Argandoña, 1984).
Ignimbrita Pumiri	Mioceno tardío (Tortoniano)	CO	Toba		8,96±0,15 Ma U-Pb en circón (Valenzuela et al. 2015).
Volcanes del Mioceno tardío	Mioceno tardío (Tortoniano)	CO	Andesitas de piroxeno y andesitas basálticas de olivino.		11,3±0,5 Ma K-Ar en roca total, volcán Colorado (Seguel et al., 1991). 10,2±0,8 Ma K-Ar en roca total, volcán Churicollo (Seguel et al., 1991). 8,2±0,5 Ma K-Ar en roca total, Andesita Camiña (Muñoz y Sepúlveda, 1992). 11,26±0,50 Ma U-Pb en circón, volcán Mulluri (Valenzuela et al., 2014). 8,63±0,02 Ma Ar-Ar en masa fundamental, volcán Mulluri (Valenzuela et al., 2014). 10,3±0,71 Ma, 9,95±0,62 Ma, 8,80±0,15 Ma y 8,28±0,13 Ma U-Pb en circón, volcán Tolompa (Valenzuela et al., 2014).
Formación Mauque	Mioceno tardío (Langheniano-Tortoniano temprano)	CO	Sucesión de brechas, conglomerados y areniscas con intercalaciones de tobas.	-Formación Huaylas	15,4±1,5 Ma y 14,6±2,0 Ma U-Pb en circones detríticos de areniscas medias (Valenzuela et al., 2014).
Ignimbrita Guailane	Mioceno medio (Langhiniano)	CO	Tobas vítrea, toba vítrea soldada, tobas líticas.		12,7±0,1 Ma K-Ar en roca total (Argandoña, 1984) 14,1±0,39 Ma U-Pb en circón (Carta Camiña, Valenzuela et al, 2015). 12,4±0,3 Ma K-Ar en roca total (Lahsen y Munizaga, 1979)

Volcanes del Mioceno medio	Mioceno medio (Langhiniano)	CO	Andesitas de clinopiroxeno Andesitas basálticas		14,5±1,3 Ma K-Ar, roca total, volcán Mamuta (Seguel et al., 1991). 13,3±0,9 Ma K-Ar, roca total, volcán Mamuta (García et al., 2013). 14,75±0,07 y 14,49±0,03 Ma Ar-Ar, volcán Mamuta (Carta Camiña, Valenzuela et al., 2014).
Formación Puchuldiza	Mioceno temprano a medio (Langhiniano-Serravaliano)	CO	Andesitas y tobas.	-Formación Zapahuira -Lavas de Sotoca	14,2±0,5 y 15,7±0,6 Ma K-Ar en biotita Ortiz et al. (2008) 11,7±0,4 Ma U-Pb en circón (Valenzuela et al., 2014).
Formación El Diablo	Mioceno temprano a medio (Burdigaliano-Tortoniano)	DC-PC	Sucesión de areniscas grises y conglomerados continentales con intercalaciones de tobas.	-Miembros 4 y 5 de la Formación Altos de Pica -Conglomerados de Tarapacá	11,9±0,6 Ma K-Ar en roca total (García y Hérail, 2005)
Ignimbrita Nama	Mioceno temprano (Burdigaliano)	CO	Toba dacítica		17,64±0,25 Ma U-Pb en circón (Valenzuela et al., 2014) 16,3±0,6 Ma K-Ar en biotita (Muñoz y Sepúlveda, 1992) 15,2±0,6 Ma K-Ar en roca total (Seguel et al., 1991)
Formación Oxaya	Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Chattiano-Aquitano).	PC	Sucesión de tobas con intercalaciones conglomeradas.	-Formación Lupica (estratos medios). -Miembro 2 de la Formación Altos de Pica. -Miembros 1, 2 y 3 de la Formación Latagualla	24,6±0,3 Ma U-Pb en circón (Valenzuela et al., 2014). 20,65±0,45 Ma U-Pb en circón (Valenzuela et al., 2014).
Formación Utayane	Oligoceno tardío	CO (quebrada Macurquima)	Tobas de ceniza vítrea de composición riolítica (72 % SiO ₂) con intercalaciones de estratos cineríticas y conglomerados	-Formación Oxaya	26,64±0,34 Ma U-Pb en circón (Valenzuela et al., 2014).
Formación Icanche	Eoceno tardío (Ypresiano)	CO (quebrada Putoyane y Macurquima)	Tobas andesíticas sin soldamiento	-Formación Icanche	49,60±0,53 Ma U-Pb en circón (Valenzuela et al., 2014).
Formación Cerro Empexa	Cretácico superior (Maastrichtiano)	PC-CO (quebrada Putoyane)	Sucesión de lavas andesíticas, conglomerados y areniscas conglomeradas sobreyacidos por areniscas bien estratificadas.	-Formación Guaviña -Miembro inferior de la Formación Purilactis -Formación Quebrada Mala -Formación Llanta	68,52±0,47 Ma U-Pb en circón (Valenzuela et al., 2014). 66,8±0,6 Ma U-Pb en circón (Valenzuela et al., 2014). 74,8±1,0 Ma U-Pb en circón (Blanco et al., 2012) 68,2±0,4 Ma U-Pb en circón (Blanco et al., 2012). 79,4±1,1 Ma U-Pb en circón (Blanco et al., 2012). 65,7±1,4 Ma U-Pb en circón (Blanco et al., 2012).

3.3.1 Unidades pre-cenozoicas

3.3.1.1 Formación Cerro Empexa (Cretácico superior, ca. 68-66 Ma)

Definida al SE de Chacarilla por Galli y Dingman (1962), como una sucesión continental de brechas, conglomerados, areniscas, fangolitas y traquitas, de 1.300 m de espesor. De carácter regional y gran extensión areal en la Cordillera Occidental, se distribuye tanto hacia el S, como el N del área de estudio. Se han descrito importantes variaciones litológicas laterales en la unidad (e.g., Valenzuela et al., 2014; Blanco et al., 2012). Dentro del área de estudio se han reconocido ca. 1.000 m de potencia con dos litologías principales: una inferior compuesta por una sucesión de tobas vítreas y líticas de color rojo parduzco y verde grisáceo, y una superior que corresponde a una sucesión de tobas líticas de color gris blanquecino y lavas andesíticas (Carta Camiña, Valenzuela et al., 2014).

Según Argandoña (1984) la Formación Cerro Empexa se encontraría en discordancia erosiva bajo la Formación Mauque en la zona del estero Putoyane.

La Formación Cerro Empexa se encuentra deformada por fallas y pliegues de rumbo NNO-SSE. Se encuentra fallada por corrimientos de despegue menor (Valenzuela et al., 2014).

3.3.2 Unidades cenozoicas

3.3.2.1 Formación Icanche (Eoceno temprano, ca. 49 Ma)

Definida por Makshev (1978) como una secuencia de ca. 500 m de espesor mínimo de andesitas porfídicas, aglomerados y tobas dacíticas parcialmente silicificadas. Según Valenzuela et al. (2015) aflora al sur de la quebrada Retamilla o Paucata y en el río Macurquima, y correspondería a una sucesión de tobas andesíticas (62 % SiO₂) cristalolítica, sin soldamiento, de color azul grisáceo, de matriz cinerítica, con una potencia estimada de 1.000 m.

Cubre en discordancia angular a la Formación Cerro Empexa y a su vez, está sobreyacida en discordancia angular por rocas de la Formación Puchuldiza y por lavas del volcán Tatajachura (Valenzuela et al., 2014).

La Formación Icanche se encuentra fuertemente deformada. Se dispone en un pliegue sinclinal de orientación NNO en sector centro sur del área de estudio, ubicándose en contacto por falla con la Formación Cerro Empexa (Valenzuela et al., 2014).

3.3.2.2 Formación Utayane (Oligoceno tardío, ca. 26 Ma)

Definida por Lahsen (1973), ha sido estudiada en la zona por Argandoña (1984) y Valenzuela et al. (2013), este último la describió como una sucesión de ca. 200 m de espesor de tobas de ceniza vítrea de composición riolítica (72 % SiO₂) fuertemente soldadas y de poco espesor, con intercalaciones de estratos cineríticas y conglomerádicas. Aflora en el área de estudio en las cercanías de la localidad de Lupihuela, al este del cerro Socora y en la quebrada Macurquima. La Formación Utayane sobreyace en discordancia angular a la Formación Cerro Empexa y a la Formación Icanche, e infrayace en pseudo-concordancia a la Formación Puchuldiza. Se dispone monoclinamente con rumbo entre N20°O y N40°O y con manteos de entre 15° y 40°E (Valenzuela et al., 2013).

3.3.2.3 Ignimbrita Nama (Mioceno temprano, ca. 17 Ma)

La Ignimbrita Nama, descrita por Pinto (1999) en la localidad homónima, corresponde a una toba dacítica, de ca. 200 m de espesor. Sobreyace a tobas de la Formación Oxaya, en la localidad de Nama, y subyace y engrana con los depósitos de la Formación El Diablo hacia el oeste. Hacia el noroeste (Carta Miñimiñi, García et al., 2013) subyace en discordancia de erosión a lavas del volcán Mamuta y a la Andesita Camiña del volcán Guaichane (Valenzuela et al., 2014). Aflora muy restringidamente en el extremo NO del área de estudio.

3.3.2.4 Formación Puchuldiza (Mioceno temprano-medio, ca. >14-12 Ma)

Lahsen (1973) definió la Formación Puchuldiza como una sucesión volcánica formada por andesitas y tobas riolíticas soldadas que afloran en el sector de Baños de Puchuldiza, en la quebrada homónima. En el área de estudio se presenta como una unidad volcánica de ca. 80 m de espesor formada por dos miembros, uno inferior (ca. 9 m) de dacitas y andesitas porfíricas; y uno superior (>70 m) correspondiente a una sucesión de tobas soldadas, de color gris, y lavas riolíticas con un vitrófiro de color negro de afinidad dacítica en la base (1-2 m) (Carta Camiña, Valenzuela et al., 2014).

El miembro superior de la Formación Puchuldiza se distribuye tanto en la quebrada Puchuldiza como en el cerro Aquine y quebrada Macurquima. La unidad sobreyace en discordancia angular a la Formación Cerro Empexa y la Formación Icanche, y en pseudo-concordancia a la Formación Utayane (Valenzuela et al., 2014).

El miembro superior de la Formación Puchuldiza está deformado según suaves pliegues de manteos de 20°-30° al E y O en el cerro Aquine. En la ladera NE del cerro Aquine y en las quebradas Macurquima y Putoyane, se dispone con una inclinación hacia el O, que varía desde 15° en su parte basal hasta 60° hacia el techo (Valenzuela et al., 2014).

3.3.2.5 Ignimbrita Guailleane (Mioceno medio, ca. 14-13 Ma)

Separada por Argandoña en (1984), a partir del miembro superior de la Formación Puchuldiza, según Valenzuela et al. (2015) correspondería a una unidad de flujo piroclástico que incluye tobas vítreas, tobas vítreas soldadas y tobas líticas félsicas asociadas a un único evento volcánico. Se observa en el extremo SE del área de estudio, en la confluencia de las quebradas Guailleane y de Aroma. La Ignimbrita Guailleane sobreyace en discordancia angular a las formaciones Cerro Empexa y Puchuldiza, y subyace en discordancia de erosión al volcán Tatajachura y al volcán Guailleane (Valenzuela et al., 2014).

La depositación de la Ignimbrita Guailleane estaría relacionada a la actividad de un volcán del Mioceno Medio contemporáneo al volcán Mamuta. Por otro lado, la presencia de una gran cantidad de matriz vítrea en la roca indica un enfriamiento rápido.

3.3.2.6 Formación Mauque (Mioceno tardío, ca. <14-11 Ma)

Lahsen (1973) definió informalmente la serie de Mauque como un conjunto de rocas sedimentarias, grises a verdosas, constituidas por una alternancia de areniscas brechosas y conglomerádicas, epiclásticas, que se disponen en los alrededores del poblado homónimo,

aproximadamente 14 km al este del volcán Macurquima. Cortés et al. (2014) definen formalmente esta unidad como la Formación Mauque, e incluyen en ella rocas sedimentarias de similares características litológicas que afloran en la quebrada de Lupe, en los Baños de Puchuldiza.

La Formación Mauque aflora en la sierra Tolompa, en los alrededores del caserío de Berenguela, y en los faldeos de los cerros Socora y Macurquima. Las rocas que la componen son poco resistentes a la erosión, originando un relieve deprimido en las zonas donde se distribuye (Argandoña, 1981, 1984).

La Formación Mauque se dispone en discordancia sobre la Formación Cerro Empexa, en la quebrada de Retamilla o Paucata y a lo largo del estero Putoyane; y en aparente discordancia angular sobre la Formación Puchuldiza, en la ladera oeste del volcán Macurquima. Sin embargo, esta relación es más clara en el área de Puchuldiza, por la quebrada homónima, hacia el este, fuera de la Carta Camiña (Lahsen, 1970; 1973; Ortiz et al., 2008).

La Formación Mauque corresponde a una sucesión de 200-230 m de espesor (Ortiz et al., 2008), constituida por brechas sedimentarias, conglomerados y areniscas, en sus estratos inferiores, y por tobas y rocas sedimentarias epiclásticas en sus estratos superiores.

Argandoña (1984) propone que la unidad se distribuyó en pequeñas cuencas intramontanas alejadas de la fuente de origen, y que la sedimentación habría sido en un ambiente de baja energía.

3.3.2.7 Volcanes del Mioceno tardío (Mioceno tardío, ca. 11-6 Ma)

Los Volcanes del Mioceno tardío corresponden a edificios volcánicos compuestos por lavas, tobas y domos que afloran en una amplia extensión en una franja NNO. Los volcanes se agrupan en 4 sectores según su litología (Valenzuela et al., 2014).

En el primer sector, en el noroeste de la franja volcánica, están compuestos por los volcanes Colorado, Limpire, Churicollo y Guaichane. Seguel et al. (1991) agruparon y denominaron estos volcanes como el Grupo volcánico Guaichane. En este trabajo se ha continuado su tratamiento como una agrupación pero sin asignarle la denominación de grupo. Los volcanes Limpire, Churicollo, Colorado y Guaichane corresponden a edificios volcánicos medianamente preservados, cuyas rocas se interdigitan.

Por el lado oeste, las rocas de los volcanes sobreyacen concordantemente a la Ignimbrita Nama, por el este se interdigitan con el volcán Mulluri y por el sur se interdigitan con rocas del volcán Tolompa. Por su parte, la Andesita Camiña sobreyace a la Formación El Diablo en la ladera norte de la quebrada de Camiña. Además, en su borde oriental cubre en pseudo-concordancia o se encuentra en contacto por falla con la Formación Mauque. Las lavas se presentan sin deformación en su parte oriental. Solo la Andesita Camiña presenta una deformación suave en la pampa Cunigua, según suaves pliegues de orientación NO asociados a la Falla Quisama.

El segundo sector, en el extremo norte, está definido por las rocas del volcán Mulluri. Se distribuyen al norte de la cabecera de la quebrada de Camiña y entre el cerro Churicollo por el

oeste y el cerro Huinchuta por el este. Estas rocas sobreyacen en pseudo-concordancia a la Formación Mauque en el cerro Umayani, faldeos del cerro Libunuma, quebrada Limpire y en la cabecera de la quebrada de Camiña. Al sur del cerro San Bartolo y la quebrada Caico, cubren pseudo-concordantemente a la Ignimbrita Pumiri. Por el oeste, se interdigitan con las rocas de los volcanes Guaichane, Colorado, Limpire y Churicollo.

El tercer sector, en el sector central, corresponde a las rocas asociadas al volcán Tolompa y volcán Socora, que se exponen extensamente en el sector de sierra Tolompa. La sucesión de lavas del volcán Tolompa tiene la potencia mínima de ca. 50 m y una máxima de ca. 100 m. Las rocas se presentan en su posición original, levemente deformados en la sierra Tolompa. Se extienden en una amplia zona (ca. 600 km²) entre la sierra Tolompa por el oeste y cerro Socora por el este, y entre la cabecera de quebrada de Camiña por el norte y quebrada de Retamilla o Paucata por el sur. Localmente, se distribuyen más al sur del cerro Misane hasta la quebrada de Sapte. En la quebrada de Retamilla o Paucata, las rocas del volcán Tolompa sobreyacen en discordancia erosiva a la Formación Icanche y a la Formación Cerro Empexa. Al sur del cerro Misane, cubren en pseudo-concordancia a la Formación Oxaya y muy localmente a la Formación El Diablo. En el extremo este de la carta, las rocas del volcán Tolompa son sobreyacidas en paraconcordancia por lavas del volcán Llanquipa y la Ignimbrita Putoyane.

El cuarto sector, definido por el volcán Tatajachura corresponde a un estratovolcán. Al sur de la quebrada de Aroma, sus rocas se disponen en discordancia erosiva muy planar sobre las Formaciones Cerro Empexa, Oxaya, Ignimbrita Guallane y la Granodiorita Quebrada Aroma, mientras que se encuentra discordante bajo la Ignimbrita Pampa Suna (Vaenzuela et al., 2015).

3.3.2.8 Ignimbrita Pumiri (Mioceno tardío, ca. 9 Ma)

Depósito piroclástico formado por una toba cinerítica de biotita y pómez de color blanco amarillento. Se presenta estratificada horizontal a subhorizontalmente, con un máximo de manteos suaves de 5°O. Se distribuye en el sector NE de la Carta Camiña, en la quebrada Caico, al oeste del volcán Pumire. La Ignimbrita Pumiri subyace en pseudo-concordancia a los estratos del volcán Tolompa hacia el SO, a los depósitos volcánicos del volcán Mulluri hacia el NO, y a los depósitos volcánicos provenientes del volcán Pumire y volcán Llanquipa hacia el este. Posee un espesor ca. 80 m, el cual disminuye hacia sus afloramientos occidentales, en la quebrada de Camiña a ca. 5 a 10 m (Carta Camiña, Valenzuela et al., 2014).

3.3.2.9 Ignimbrita Putoyane (Mioceno tardío, ca. 7 Ma)

Descrita por Argandoña (1984) como un depósito de flujo piroclástico, está constituido en su base por una toba cinerítica que hacia el techo varía a una toba cristalina. La ignimbrita se presenta de manera subhorizontal rellenando el valle formado por la quebrada Putoyane, hacia el límite SE del área de estudio. Cubre en discordancia de erosión al volcán Socora; y subyace en discordancia de erosión a los productos del volcán Macurquima en el sector de Tuja y del volcán Guallane en la quebrada Guallane.

3.3.2.10 Volcanes del Mioceno tardío-Plioceno (Mioceno tardío-Plioceno, ca. 4,8-2,6 Ma)

Corresponden a un conjunto de centros volcánicos (volcanes Pumiri, Guaiguasi, Huinchuta, Llanquipa, Guailleane), que siguen una orientación NNO-SSE, cuyos productos corresponden a lavas, de composición andesítica a dacítica (60-65 % SiO₂). (Carta Camiña, Valenzuela et al., 2014).

Las lavas del volcán Guailleane sobreyacen en discordancia angular a la Formación Utayane, mientras que en el sector de la quebrada Solluca sobreyacen en discordancia angular a la Formación Puchuldiza y la Formación Mauque (Carta Camiña, Valenzuela et al. 2015).

3.3.2.11 Volcanes del Pleistoceno (Pleistoceno, ca. 2-1 Ma)

En el límite SE de la zona de estudio se reconoce al volcán Macurquima, como representante de este grupo, el cual se asocia al volcán Latarani, hacia el este. Sus depósitos consisten en lavas andesíticas, sobrepuestos al resto de los centros volcánicos aledaños, sobreyaciendo también en para-concordancia a la Ignimbrita Putoyane, mientras que sobreyacen en discordancia angular a la Formación Utayane, Formación Puchuldiza y a la Formación Mauque (Carta Camiña, Valenzuela et al., 2014).

3.3.2.12 Pleistoceno – Holoceno

Se han descrito depósitos glaciares de este periodo, que corresponden a morrenas, de 2 a 5 km de longitud, y ancho máximo de ca. 900 m; a su vez se identifican depósitos de gravas en forma de abanico, de matriz tamaño medio y clastos de diversos tamaños (1-20 cm), clasto-soportadas, pobremente consolidadas, principalmente adosadas a laderas de cerros, y disectadas por cursos torrenciales estacionales o esporádicos.

3.3.2.13 Holoceno

La cobertura holocena está representada por depósitos de remoción en masa, depósitos coluviales, aluviales, y fluviales.

3.4 Geología estructural

La Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior) contiene el registro más antiguo de deformación en el área comprendida entre los cerros Socora, Banderani y Aquine (Cordillera Occidental), donde tanto rocas del Cretácico superior como del Eoceno temprano han sido intensamente plegadas y falladas. El registro de la deformación cenozoica está conservado en las unidades litoestratigráficas oligo-miocenas (Farías et al., 2005; Valenzuela et al., 2014).

La deformación está caracterizada por una serie de estructuras compresionales de orientación NNO-SSE. Estas corresponden a pliegues y corrimientos de escala local y regional, que en conjunto, muestran una vergencia principal hacia el oeste en la Precordillera, y de doble vergencia (al este y al oeste) en la Cordillera Occidental. Limitando hacia el oeste de la Precordillera se encuentra el Sistema de Fallamiento Inverso de Vergencia al Oeste (SFVO) (e.g., Muñoz et al., 1992 y Muñoz et. al., 1996), responsable de la deformación en la Precordillera, y

asociado al alzamiento de la Cordillera Occidental. Cercano al borde oriental de la Cordillera Occidental con el Altiplano se conforma el Sistema de Fallamiento Inverso de Vergencia al Este (SFVE) (e.g., Charrier et al., 2005; Charrier et. al., 2007; Farías et al., 2005 y Cortés et al., 2012), el cual se caracteriza por presentar estructuras de doble vergencia (oeste-este), que determinan la orientación NNO-SSE de la franja de volcanes del Plioceno-Pleistoceno. Parte de estas estructuras estarían enmascaradas o cubiertas por los productos volcánicos de dicha franja (Valenzuela et al., 2013).

En conjunto, el SFVO y SFVE constituirían un sistema estructural de carácter pop-up y vergencia opuesta, que controlaría el alzamiento del flanco occidental del Altiplano en la Precordillera y Cordillera Occidental (Cortés et al., 2012a). Su desarrollo se originaría a partir de flujo dúctil de material mantélico desde el este (**Figura 3. 3**), y un consecuente acomodamiento en estructuras de escala cortical hacia porciones someras de la corteza. Estas estructuras se encontrarían enraizadas en zonas de despegue profundos (ca. 40 km) (Quebrada Blanca Bright Spot y Altiplano Low Velocity Zone) (ANCORP, 2003; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005; Cortés, 2011, en Herrera, 2013).

Se han registrado depósitos sintectónicos asociados tanto al SFVE en la zona de transición Cordillera Occidental – Altiplano así como en el SFVO en la zona de transición Precodillera - Cordillera Occidental, donde la deformación se caracteriza por pliegues y fallas de doble vergencia (Charrier et al., 2005; García, 2011; Cortés, 2011; Cortés et al., 2012a), y que en la Región de Tarapacá muestra sistemas de faja corrida y plegada, de escama delgada y de vergencia este. Estas estructuras constituyen el Sistema de Fallas Vergentes al Este (SFVE) (e.g., Cortés, 2011) (**Figura 3. 3**). Este sistema estructural es sincrónico a la evolución del SFVO, y también presenta depositación sintectónica asociada a su desarrollo (Cortés, 2011).

En la Precordillera, la deformación se concentra en un sistema de escala regional, que se extiende desde el suroeste del Perú (Sierra de Huaylillas) (~18° S), y en Chile, hasta la región de Pica (~20°30' S). Se han registrado estratos sintectónicos tanto en el límite PC-CO asociados a la propagación de estructuras antiguas (e.g., Huaylas, El Diablo), así como en la transición CO-AP debido a la actividad del SFVO y SFVE respectivamente (Muñoz et. al., 1992 y Muñoz et al., 1996) (**Figura 3. 3**), ambos de manera sintectónica a la Formación Mauque.

El bloque estructural definido por el SFVO y el SFVE se encuentra afectado a su vez por estructuras de menor escala distinguibles en el área de estudio (**Figura 3. 2**). Estas estructuras corresponden a lineamientos, pliegues anticlinales y fallas inversas que afectan a unidades del periodo comprendido entre el Cretácico superior y el Mioceno tardío. La Formación Mauque se encuentra asociada a este grupo de estructuras. En el sector nor-occidental de la zona de estudio los afloramientos de la formación son limitados por la Falla Villaloco hacia el este y la Falla Umayani, esta última también deforma los estratos al generar un pliegue anticlinal. En el sector de sierra Tolompa, los estratos se encuentran restringidos hacia el este por la falla homónima, aunque no se aprecia deformación. En la localidad de Berenguela la falla del mismo nombre deforma los estratos conformando un pliegue anticlinal. En el sector de quebrada Macurquima en el límite sur-oriental los estratos de la Formación Mauque están deformados y delimitados por la Falla Quitariri.

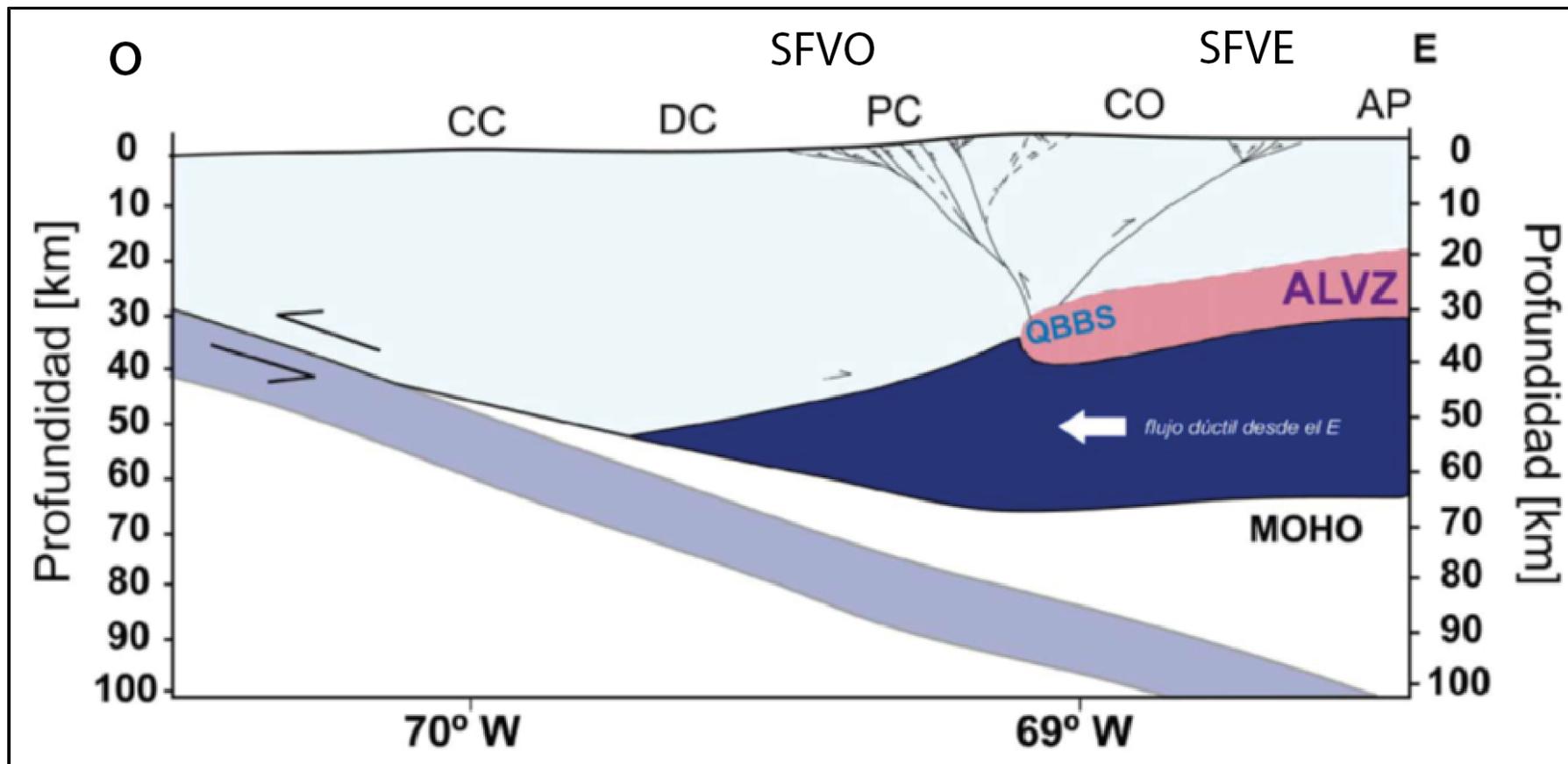


Figura 3. 3: Configuración esquemática del orógeno andino a escala cortical para el norte de Chile y el centro oeste de Bolivia (Herrera, 2013). De oeste a este se observan la Cordillera de la Costa (CC), la Depresión Central (DC), la Precordillera (PC), la Cordillera Occidental (CO) y el Altiplano (AP). La geometría de las estructuras en porciones someras de la corteza está basada en los estudios de Farías et al. (2005) y McQuarrie et al. (2005). La geometría de la zona de despegue cortical en profundidad cuya actividad da origen a los sistemas estructurales, ALVZ (Altiplano Low Velocity Zone), y el QBBC (Quebrada Blanca Bright Spot), está basada en Víctor et al. (2004). La ubicación del Cratón Brasileño está basado en Beck y Sandt (2002).

4 RESULTADOS

4.1 Columnas estratigráficas

Durante el trabajo realizado en terreno se levantaron siete columnas estratigráficas, seleccionando aquellos afloramientos que exhibían una menor alteración hidrotermal aparente y que eran representativos de los depósitos presentes en el área de estudio. Las columnas estratigráficas se han ordenado según su localización de N-S y de O-E. La información más precisa levantada en terreno a escala centimétrica a métrica, se puede analizar el Anexo en versión digital a través del software sedlog 2.1.4, sedlog 3.0 o cualquier versión actualizada. La información de localización GPS de muestras y emplazamiento de cada columna se muestran en la **Tabla 6** de Anexos y en la **Figura 2. 1**.

4.1.1 Columna volcán Colorado

Esta columna se levantó en las faldas del volcán Colorado, el afloramiento es reducido (ca. 28 m), pero se reconocen por primera vez interdigitaciones de estratos sedimentarios de la Formación Mauque con coladas de lava (**Imagen 4. 1**). Estas lavas se han identificado como andesitas de piroxeno y se encuentran intercaladas en una sucesión conformada por areniscas medias a gruesas laminadas, que se alternan con brechas (aglomerados volcánicos). Los estratos se orientan en un rumbo N20°E y mantienen 30°SE. A continuación se presenta un resumen de las litologías descritas en la columna (**Figura 4. 1**).

Potencia estimada (ca. 27,5 m)

- Techo: Volcanes del Mioceno tardío.
- 3 metros de una colada andesítica-basáltica similar a la encontrada en su base, de color gris oscuro a rojizo, una matriz fundamental vítrea y oxidada, muy vesiculada. Se observa sílice amorfa en amígdalas. El techo aparece cubierto. Es paraconcordante con las brechas observadas.
- 0,8 m de areniscas oxidadas con alta concentración de clastos líticos volcánicos oscuros, presentan laminación de 1 mm. Los clastos aparecen subangulosos a subredondeados.
- 0,8 m de brecha en la cual el 35 % de su volumen corresponden a clastos líticos vesiculados muy angulosos tamaño grava y el 75 % restante corresponde a una matriz de arena media color gris oxidado.
- 4,3 m de una colada andesítico-basáltica muy vesiculada de color gris oscuro, con una matriz vítrea oxidada y un 8 % de fenocristales de plagioclasa, 2 % de magnetita martitizada. Aparece cubriendo concordantemente los estratos. Se presentan los minerales de alteración: hematita, epidota y carbonatos.
- 0,8 m de brecha clasto-soportada, de clastos muy angulosos, tamaño grava, de componentes similares a la lava que sobreyacen, el contacto es de erosión.
- 0,4 m de una sucesión de areniscas finas a medias con laminación de 0,5-1 cm.

- 4 m de intercalaciones de areniscas medias y gruesas de color azul grisáceo, cuyos clastos son subredondeados en la base y se vuelven angulosos a subangulosos en el techo. Siguen predominando los clastos volcánicos. Se observa laminación cruzada y paleocanales.
- 1 m cubierto.
- 5 m de brechas con clastos subangulosos con clastos tamaño grava subangulosos y estructuras de paleocanales. El clasto de mayor tamaño alcanza los 10 cm de diámetro.
- 4,8 m cubierto.
- 2,5 m de intercalaciones de areniscas y brechas matriz-soportadas, en cuya matriz se observa alto porcentaje de cristales de plagioclasa. El tamaño máximo de los clastos es de 15 cm.
- 1 m brecha sedimentaria clasto-soportada de espesor variable, con matriz de arena fina y clastos de hasta 20 cm de diámetro. Se observa muy alterada por óxidos de hierro. El contacto en su base es por erosión.
- Base: Desconocida.

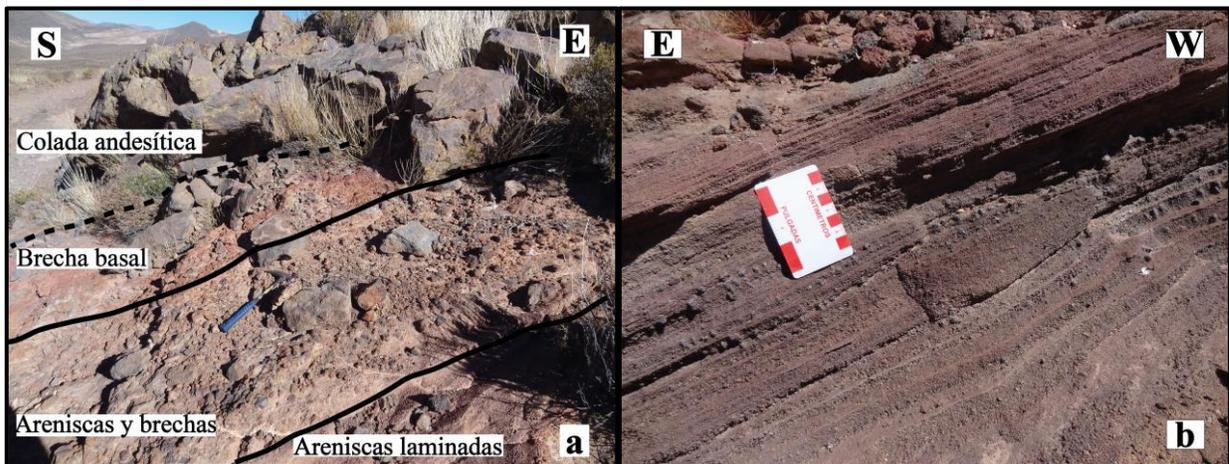


Imagen 4. 1: Afloramientos de la Formación Mauque en las laderas del volcán Colorado. (a) Brecha basal oxidada en el techo de la columna, subyaciendo a una colada de lava en la ladera SE del volcán Colorado. (b) Areniscas laminadas intercaladas con conglomerados subordinados. Se observan estructuras concéntricas que podrían corresponder a trazas fósiles.

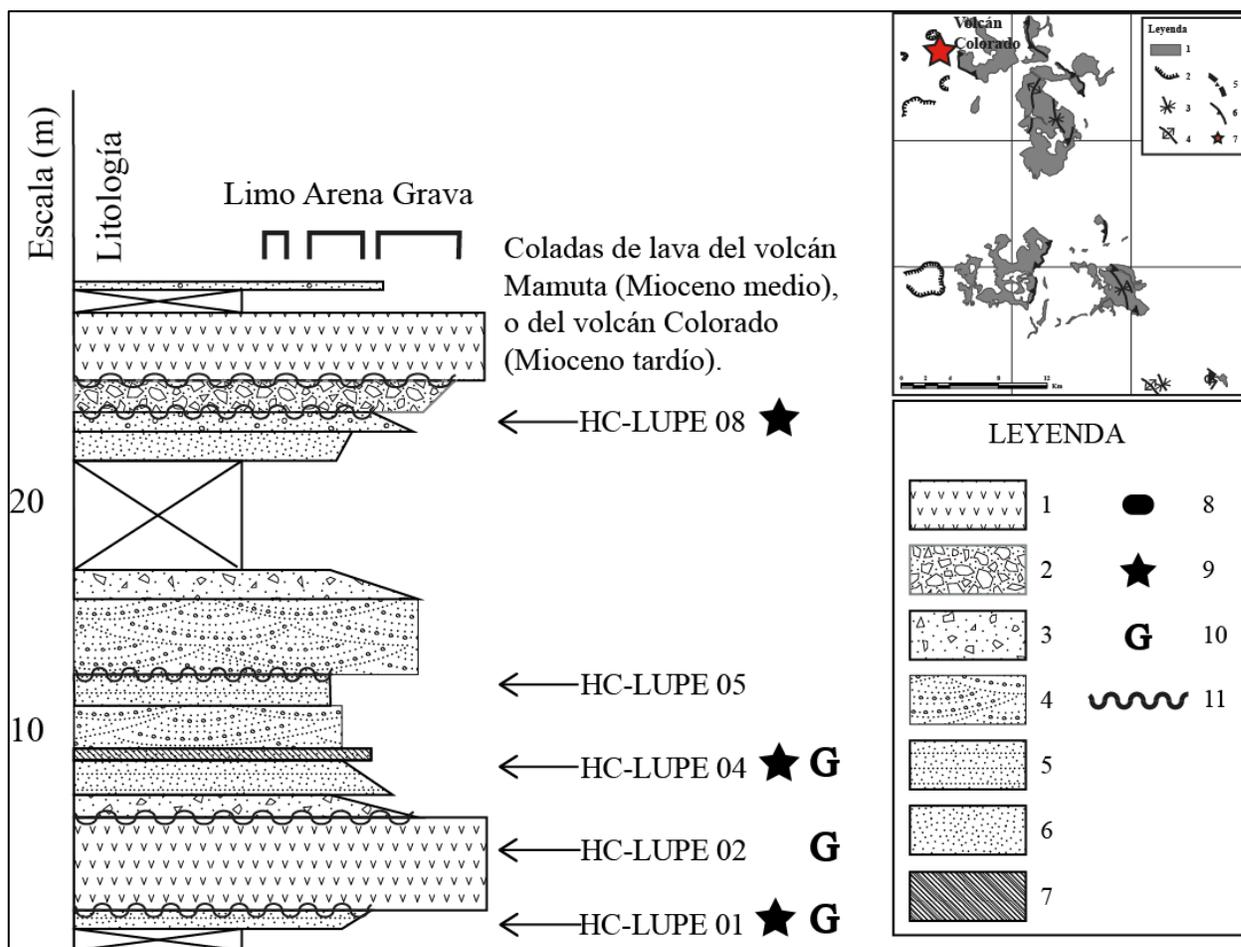


Figura 4. 1: Columna estratigráfica volcán Colorado. Leyenda: (1) lava andesítica; (2) brecha clasto-soportada; (3) brecha matriz-soportada; (4) brecha con estratificación en artesa; (5) arenisca con laminación paralela; (6) arenisca masiva; (7) arenisca con laminación cruzada; (8) lítico; (9) conteo modal; (10) análisis geoquímico; (11) contacto erosivo. En la esquina superior derecha se incluye una versión simplificada y reducida del mapa presentado en la **Figura 2. 1**. Una estrella roja marca la ubicación de la columna estratigráfica. Se observan en el techo y cercano a la base las interdigitaciones con coladas andesíticas.

4.1.1.1 Interpretación

Los depósitos observados en la columna volcán Colorado corresponderían a flujos volcánicos de detritos pseudoplásticos de alta viscosidad que se intercalan con ciclos de flujos sedimentarios planares críticos (Miall, 1995). Los flujos pseudoplásticos contienen abundantes clastos de escoria y se ubican en base y techo de coladas volcánicas andesítico-basálticas, por lo que se pueden asociar a depósitos de lahares. Las flujos laminares ocurren de manera relativamente continua entre los eventos volcánicos que liberan material (escoria, pómez, coladas de lava), lo cual podría asociarlos a superficies relativamente planas adenañas a las laderas del volcán. La interdigitación de los depósitos de flujos de lavas con facies sedimentarias, sumado a las coincidencias petrográficas observadas entre las lavas y clastos presentes en las areniscas indicarían que los depósitos se encuentran relativamente cerca de la fuente emisora.

4.1.2 Columna sierra Tolompa oeste

Con el objeto de evaluar la geometría de la cuenca propuesta para el área de sierra Tolompa, se han registrado 3 columnas estratigráficas en la zona de la sierra Tolompa.

. Esta columna describe los depósitos más occidentales de la sierra Tolompa (**Imagen 4. 2** e **Imagen 4. 3**). Corresponde a una sucesión de areniscas medias a finas laminadas con intercalaciones de areniscas masivas y areniscas conglomerádicas subordinadas. En la base se observa un aumento en la granulometría y clastos angulosos en una matriz muy alterada. Presenta segregación de minerales pesados y oxidados. Los estratos presentan un rumbo N75°O y un manteo de 25°SE. A continuación se caracterizan los estratos en detalle de techo a base. En la **Figura 4. 2** se presenta la columna estratigráfica y su ubicación geográfica.

Potencia estimada (ca. 40,24 m)

- Techo: 5 m de andesitas de piroxeno, tobas y dacitas de lapilli subordinadas del volcán Tolompa (Volcanes del Mioceno tardío) Rumbo N12°E, manteo N12°SE. Cubren en discordancia a la Formación Mauque.
- 0,5 m cubierto por regolito.
- 4,6 m de intercalaciones entre estratos centimétricos de areniscas finas a medias laminadas y areniscas gruesas masivas. Los clastos son subredondeados a subangulosos, y el color varía entre rojizo y morado.
- 2 m de una secuencia estratificada de areniscas gruesas masivas de 5 a 10 cm de espesor. Algunos depósitos se encuentran levemente oxidados, presentan un color gris a rosáceo.
- 5 m de areniscas finas a medias de color gris y laminadas (0.5 mm – 1 cm). Se observa segregación de minerales pesados, que suelen encontrarse más oxidados (color rojo a morado). Localmente se observa alterada por óxidos de Fe y limonitas.
- 3,8 m de areniscas finas con laminación cruzada planar de bajo ángulo (<15°) y laminación de 1-2 mm, los clastos son redondeados a muy redondeados. Algunos depósitos alcanzan 1.5 cm de espesor. Son de color gris a rojo a grisáceo. En su base 1 m de areniscas finas a medias masivas. Presentan esfericidad media y buena selección.
- 1,9 m de areniscas medias laminadas. Presenta segregación de minerales pesados, que a su vez presentan mayor oxidación. Los clastos tienen alta esfericidad y redondeamiento.
- 4,92 m cubierto.
- 4 m de areniscas finas a medias laminadas. Segregación de minerales pesados y oxidación selectiva de estos.
- 2,02 m cubierto.
- 0,4 m de arenisca fina a media, masiva.
- 3,87 m cubierto.
- 0,42 m de brecha clasto-soportada, de color verde, con clastos tamaño gravilla-grava, angulosos. La muestra se presenta alterada.
- 3,72 m cubierto.
- 0,42 m de brecha matriz-soportada verde con clastos tamaño gravilla-grava, angulosos. La muestra se presenta alterada.
- 1,27 m Secuencia de areniscas medias a gruesas laminadas de 3-5 cm de espesor con intercalaciones de areniscas gruesas a brechosas matriz-soportadas. Tienen un color amarillo, que se vuelve marrón oscuro hacia la base.
- Base desconocida.



Imagen 4. 2: Afloramientos de la Formación Mauque en el sector de sierra Tolompa oeste. (a) Apariencia y disposición de los estratos de la columna sierra Tolompa oeste. Se observan deprimidos y lobulados debido a la erosión; (b) facies de arena fina laminada con laminación cruzada planar de bajo ángulo. Se observa argilización y oxidación.

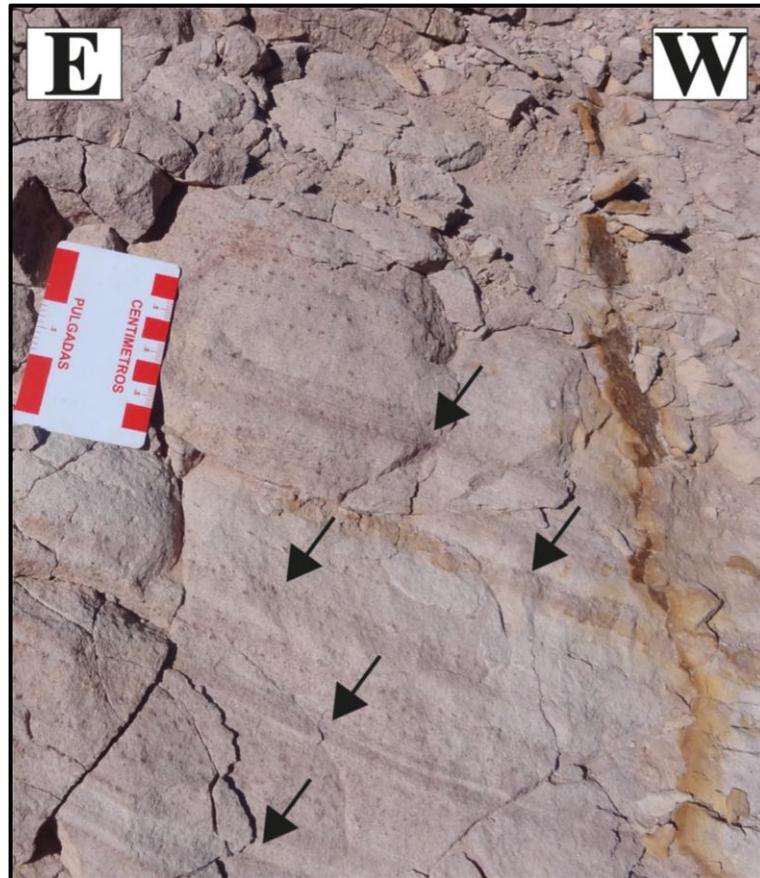


Imagen 4. 3: Laminación y segregación de minerales máficos y líticos oscuros en el sector de sierra Tolompa oeste. Las laminaciones más oxidadas presentan una mayor concentración de granos volcánicos máficos o con minerales pesados señalados por las flechas. También se observa la presencia de laminaciones levemente más gruesas. El tono blanquecino está dado por la alteración argílica que afecta los estratos. Se observa a la derecha una vetilla rellena con óxidos y limolitas.

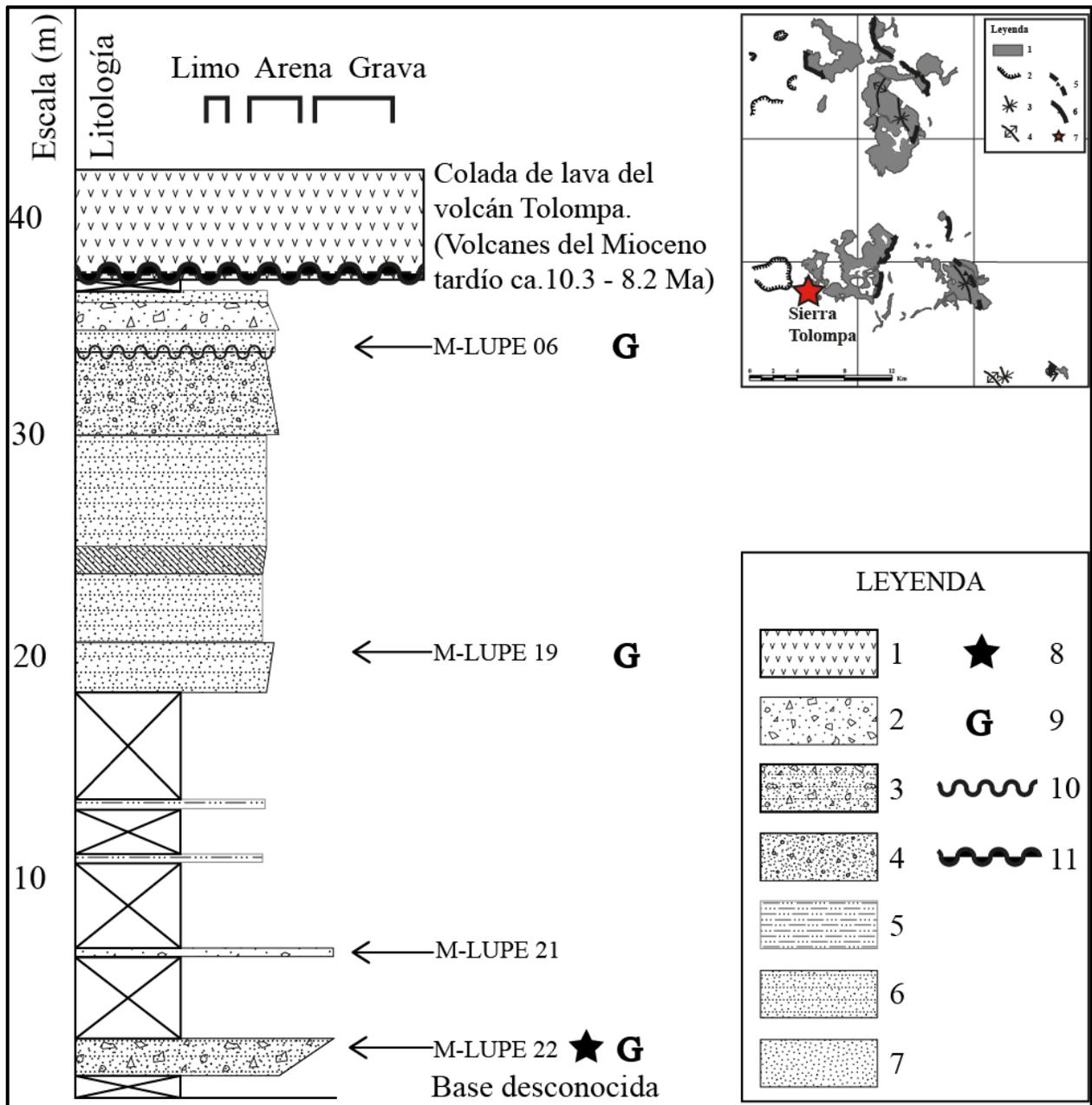


Figura 4. 2: Columna estratigráfica sierra Tolompa oeste. Leyenda (1) lava andesítica; (2) brecha matriz-soportada; (3) arenisca brechosa laminada; (4) arenisca conglomerádica laminada; (5) arenisca limosa; (6) arenisca laminada; (7) arenisca masiva; (8) conteo modal; (9) análisis geoquímico; (10) contacto erosivo; (11) discordancia angular. En la esquina superior derecha se incluye una versión simplificada y reducida del mapa presentado en la **Figura 2. 1**. Una estrella roja marca la ubicación de la columna estratigráfica. Se observa que las facies dominantes corresponden a areniscas de grano fino a medio.

4.1.2.1 Interpretación

La columna sierra Tolompa oeste presenta principalmente areniscas finas a medias laminadas, con intercalaciones subordinadas de arenas conglomerádicas y arenas masivas subordinadas. La segregación de minerales pesados observada en terreno y en corte delgado, puede indicar procesos de separación de minerales asociados quizá a oleaje en la orilla de un lago pequeño. En corte transparente es posible observar una abundante matriz tamaño limo en los cortes menos alterados. La disminución de granulometría de base a techo junto a la fina

laminación indican flujos laminares que disminuyen gradualmente su energía (Miall, 1996). Podría asociarse a una facies distal (pie) de un abanico aluvial, con un pequeño lago en su extremo.

4.1.3 Columna sierra Tolompa central

La columna sierra Tolompa central corresponde a una sucesión de ca. 40 m que incluye principalmente facies de areniscas medias a gruesas con brechas matriz a clasto-soportadas. Las areniscas se empaquetan en estratos de 10 a 15 cm, y pueden exhibir estratificación fina (3-5 cm) e incluso, ocasionalmente, laminación. Se aprecian tendencias granocrecientes y granodecrecientes de areniscas, que frecuentemente limitan en contactos erosivos con brechas hacia su base o techo. Las brechas alcanzan tamaño grava o gravilla (**Imagen 4. 4**), tienden a presentar gradación normal e inversa normal. Suelen estar intensamente alteradas por silicificación y oxidación, la matriz suele ser la más afectada. Muchas capas presentan óxidos de Mn en pátinas y en menor medida argilización asociada con limonitas. Los estratos se disponen en un rumbo N47-55°E manteniendo aproximadamente 16-22°SE. A continuación se presenta un resumen con las características y potencias de los depósitos observados en esta zona (**Figura 4. 5**).

Potencia estimada (ca. 55,6 m)

- Techo: 15 m de andesitas de piroxeno, tobas de lapilli y dacitas subordinadas del volcán Tolompa (Volcanes del Mioceno tardío).
- 1 m cubierto por regolito.
- 0,5 m arenisca fina a media bien seleccionada.
- 3,15 m areniscas medias a gruesas de color gris, bien estratificadas (1-10 cm) con clastos subangulosos, esfericidad media y selección media. En su base presenta una intercalación 25 cm de estratos centimétricos entre areniscas medias y brechas tamaño gravilla. Los clastos presentan esfericidad media.
- 5,6 m sucesión de areniscas medias a gruesas con intercalaciones de brechas subordinadas. Las areniscas se presentan bien estratificadas en paquetes centimétricos (5–25 cm), e incluso pueden presentar laminación (2-4 mm). Algunas areniscas muestran transiciones granocrecientes (y en menor medida granodecrecientes) hasta brechas tamaño gravilla o grava. Asociado al aumento de la granulometría se localizan estratos con textura obliterada debido a la silicificación y oxidación pervasiva. El redondeamiento, esfericidad y la selección son mayores en los estratos con granulometría mayor (subangulosos a subredondeados), mientras que las brechas suelen ser angulosas a subangulosas.
- 1,4 m arenisca granodecreciente cuya granulometría varía desde grava media hasta arena fina. Los clastos son angulosos y subangulosos y muestran baja esfericidad. Los últimos 40 cm exhiben areniscas laminadas con estratificación en artesa. Se observan pequeños paleocanales rellenos con conglomerados (clastos subredondeados a subangulosos) clastosoportados. La laminación es discontinua e interrumpida por los paleocanales.
- 1,1 m areniscas finas a gruesas bien estratificadas (4-10 cm) con clastos subangulosos y esfericidad media alta, hacia el techo se observan alteradas y los últimos 10 cm se encuentran obliterados.
- 3,5 m se observan dos secuencias con una gradación inversa normal que fluctúa entre areniscas finas a medias estratificadas hasta brechas clastosoportadas tamaño grava. Las areniscas presentan estratificación que se vuelve más difusa a medida que aumenta el tamaño

de grano. A su vez los estratos de mayor granulometría se encuentran más alterados, e incluso pasan a tener una textura obliterada. La asociación de alteración presente consiste en silicificación y oxidación intensa. En su base se identifican 10 cm de brechas y conglomerados rellenando estructuras de paleocanales con una superficie de contacto basal erosiva.

- 6,1 m sucesión de areniscas finas a gruesas con intercalaciones de brechas y conglomerados subordinadas. Las areniscas se muestran laminadas (8 mm) o masivas en estratos que varían entre 10-25 cm. Las brechas presentan gradación inversa y una mayor alteración. Procesos de silicificación y oxidación afectan algunos paquetes de hasta 80 cm obliterando la textura original. Los granos tienden a ser subangulosos a subredondeados en las areniscas y subangulosos a angulosos en las brechas.
- 1,6 m sucesión de areniscas finas a gruesas que muestra dos depósitos granocrecientes. El primero varía desde areniscas finas a muy gruesas, y exhibe clastos volcánicos subredondeados a subangulosos con una matriz vítrea y fenocristales de plagioclasa y hematita. Minerales oscuros podrían corresponder a piroxenos. La siguiente capa muestra areniscas finas que varían progresivamente hasta areniscas gruesas.
- 1,65 m sucesión de areniscas finas a medias con tendencia granodecreciente hasta tamaño limo y arcilla. Los primeros 60 cm presentan laminación 3-4 mm, luego de un contacto erosivo se evidencia una mayor proporción de limos y arcillas en la matriz en una capa de un metro hasta que se observa una limolita masiva de 5 cm. Los clastos se muestran subredondeados a redondeados, esfericidad media a alta y buena selección. Presenta tonalidades de colores grises a morados.
- 3,55 m brechas con intercalaciones de areniscas. Las brechas presentan tendencias granocrecientes a partir de areniscas finas a medias estratificadas (5-10 cm) o laminadas (4 mm). Se observan clastos volcánicos aislados que podrían corresponder a andesitas o dacitas (presentan fenocristales de plagioclasa y piroxeno inmersos en una matriz fundamental vítrea alterada).
- 4,9 m brechas con matriz obliterada debido a silicificación y oxidación, interrumpidas por 40 cm de arenisca masiva gradada normalmente desde tamaño arena muy gruesa hasta arena media. Se reconocen clastos volcánicos angulosos que muestran baja esfericidad. La alteración se observa como una capa con textura obliterada debido a procesos de silicificación intensa. Presenta espacios rellenos con óxidos y limolitas y cuerpos irregulares semejantes a clastos angulosos, se podría atribuir a una brecha con clastos tamaño grava. También se observan pátinas de manganeso. Se presenta donde la granulometría es mayor.
- 3,5 m Areniscas medias. Los primeros 30 cm presentan estratificación (3-4 cm) y gradación inversa desde arena fina hasta gravilla, le sigue un nivel masivo de 85 cm, mientras que los últimos 2,35 se encuentran laminados (2-4 mm) en su base y estratificados hacia el techo (4-5 cm). Se encuentra silicificado, y la intensidad de esta alteración aumenta hacia el techo.
- 3,4 m sucesión de areniscas granocrecientes con clastos subangulosos y esfericidad media alta. Los dos paquetes inferiores de 1,5 m cada uno, presentan laminación planar de 2-3 cm. Tamaños varían desde arena gruesa a gravilla. El metro superior se encuentra alterado por silicificación y oxidación pervasiva. No se reconoce la litología primaria, aunque cuerpos tamaño grava y de forma irregular son contenidos en una matriz reemplazada por limonitas y sílice.
- Base desconocida (cubierto por regolito y depósitos aluviales provenientes de las capas superiores).

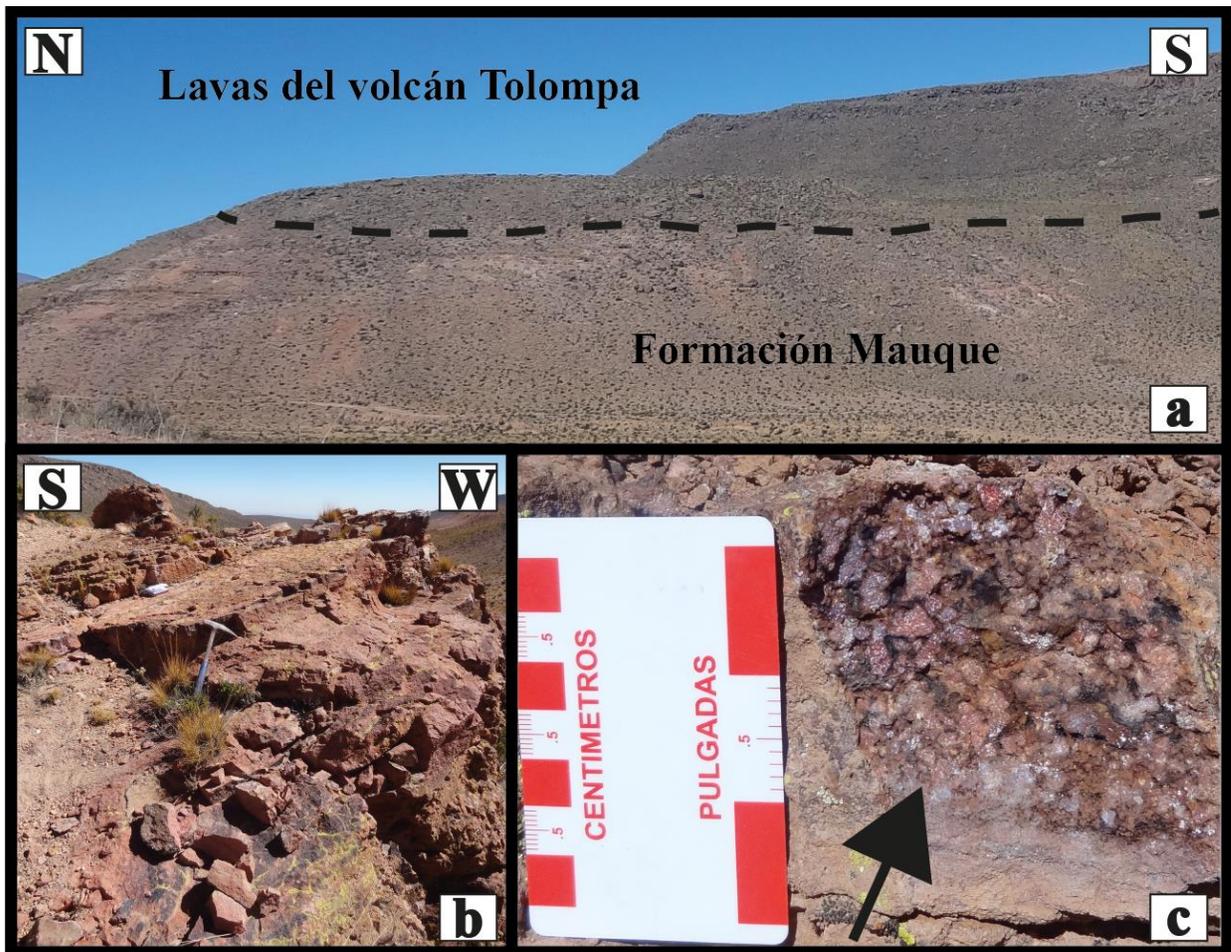


Imagen 4. 4: Afloramientos de la Formación Mauque en el sector de sierra Tolompa central. (a) Disposición de los estratos de la formación, muestran un color rosa claro, subyacen en discordancia angular coladas andesíticas del volcán Tolompa de color gris oscuro; (b) Disposición de estratos manteniendo hacia el SE, se observa una pátina oscura de óxidos de Fe y Mn, muy comunes en el sector; (c) Clastos volcánicos angulosos reconocibles en facies de brechas clastosoportadas, la escasa matriz está silicificada.

4.1.3.1 Interpretación

La sucesión de areniscas medias a gruesas intercaladas con gravas subordinadas es muy similar a la de la columna sierra Tolompa centro norte. Granulométricamente podría asociarse también a niveles medios de las columna sierra Tolompa este y al techo de sierra Tolompa oeste. Se puede interpretar como depósitos de flujos gravitacionales, y en menor medida, como flujos pseudoplásticos a plásticos, con periodos de flujos laminares. Un posible ambiente corresponde a la zona media o distal de un abanico aluvial seco con el desarrollo de depósitos fluviales de un río trenzado.

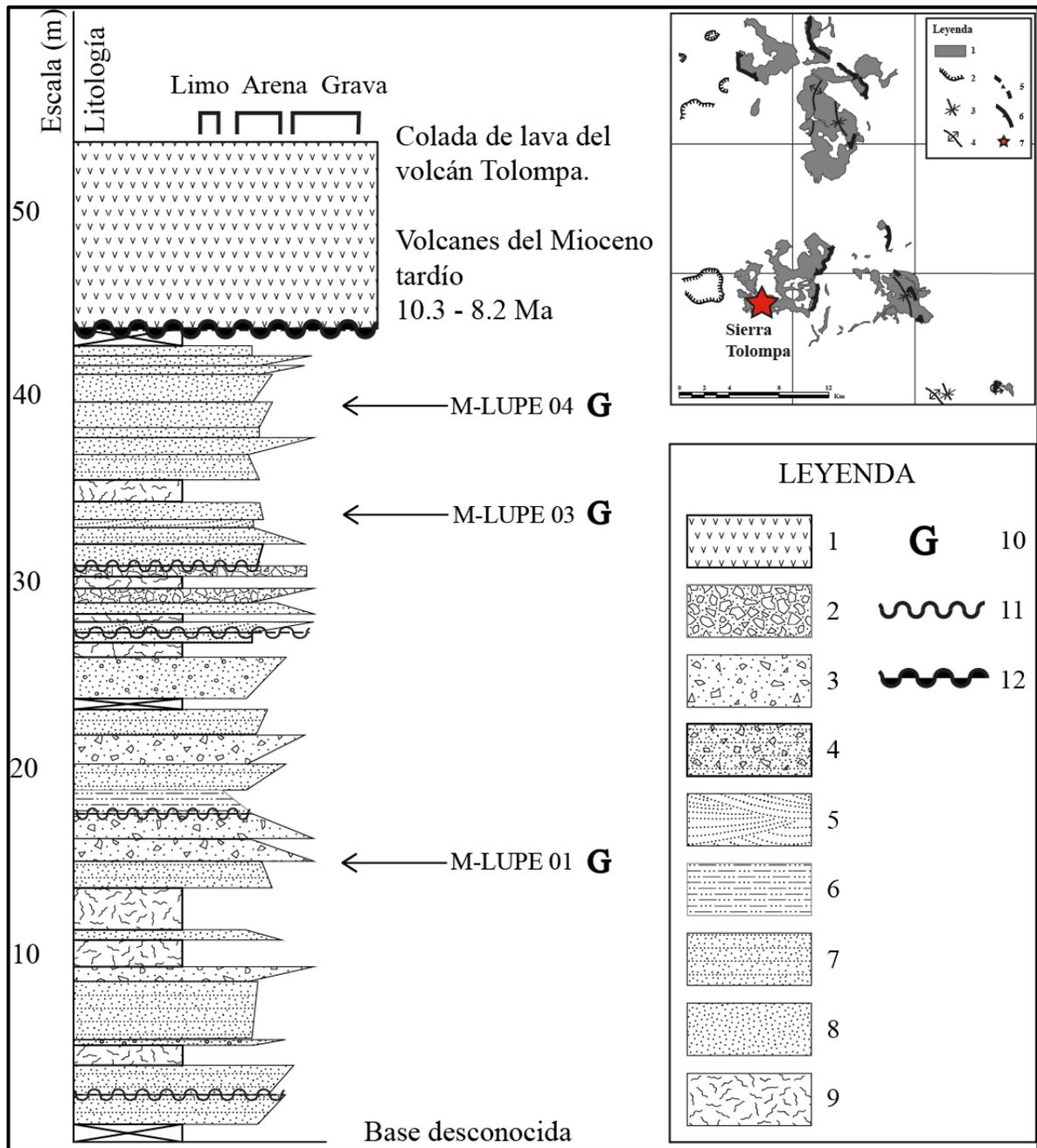


Figura 4. 3: Columna estratigráfica del sector sierra Tolompa central. Leyenda: (1) lava andesítica; (2) brecha clastosoportada; (3) brecha matriz-soportada; (4) arenisca brechosa laminada; (5) arenisca con estratificación en artesa; (6) arenisca limosa; (7) arenisca con laminación paralela; (8) arenisca masiva; (9) estrato con textura obliterada; (10) análisis geoquímico; (11) contacto erosivo; (12) discordancia angular. En la esquina superior derecha se incluye una versión simplificada y reducida del mapa presentado en la **Figura 2. 1**. Una estrella roja marca la ubicación de la columna estratigráfica. Los depósitos presentan amplias variaciones en la granulometría de sus depósitos. Los estratos más alterados presentan frecuentemente una granulometría mayor.

4.1.4 Columna sierra Tolompa centro norte

Esta columna estratigráfica entrega información relativa a la alteración hidrotermal que afecta a la formación, aunque no aporta datos relevantes respecto de contactos litológicos. Los estratos siguen un rumbo N50°E y mantean entre 25-27°SE. La unidad es afectada por silicificación, argilización y oxidación intensa. Se reconocen vetas de limonitas-óxidos de Fe y cristales de yeso de escala centimétrica, así como también vetas sinuosas con halos de óxidos de Fe, arcillas y sílice. Se encuentra ubicada al norte del resto de las columnas levantadas en el sector de la sierra Tolompa (**Figura 4. 4**). A continuación se incluye una descripción detallada de los estratos observados.

Potencia estimada (ca. 30 m)

- El techo corresponde a una superficie de erosión actual.
- 10 m brechas matriz y clastosoportadas intercaladas con areniscas subordinadas. Las capas varían entre 60 cm y 2 m. Las brechas suelen presentar gradación inversa. Sus clastos son angulosos a subangulosos y de tamaño grava. Las areniscas se presentan en paquetes de 20-30 cm. Algunas presentan laminación paralela 1-5 mm. La silicificación y oxidación son intensas. Ciertos estratos se encuentran obliterados, y en otros la matriz ha sido completamente reemplazada o removida.
- 20 m sucesión extensamente silicificada y oxidada. Presenta facies de areniscas medias a gruesas con intercalaciones de brechas matriz a clasto-soportadas. Dominan las areniscas gruesas, las que suelen mostrar clastos subangulosos con esfericidad media y se distribuyen en capas de 40 cm, algunas exhiben laminación paralela (0,5-1,5 cm), gradación normal y estratificación cruzada planar de bajo ángulo excepcionalmente. Las brechas varían desde matriz a clastosoportadas de base a techo. Algunos estratos tienen una textura obliterada. Se observan vetas sinuosas con halos de alteración argílica, oxidación y silicificación.
- Base desconocida.



Imagen 4. 5: Vista hacia el oeste de los afloramientos de la Formación Mauque en el sector denominado sierra Tolompa centro norte. Presenta tonos de color amarillo, anaranjado y morado, debido a la extensa argilización y oxidación de los estratos.



Imagen 4. 6: Detalle de vetas observadas en el sector de sierra Tolompa centro norte. Se observan vetas sinuosas de alteración argílica con un bandeamiento simétrico de oxidación. Las rocas se encuentran profusamente alteradas por procesos de argilización, silicificación y oxidación intensas. En muchos casos los estratos presentan una textura obliterada. Las plagioclasas son preferentemente afectadas por la argilización.

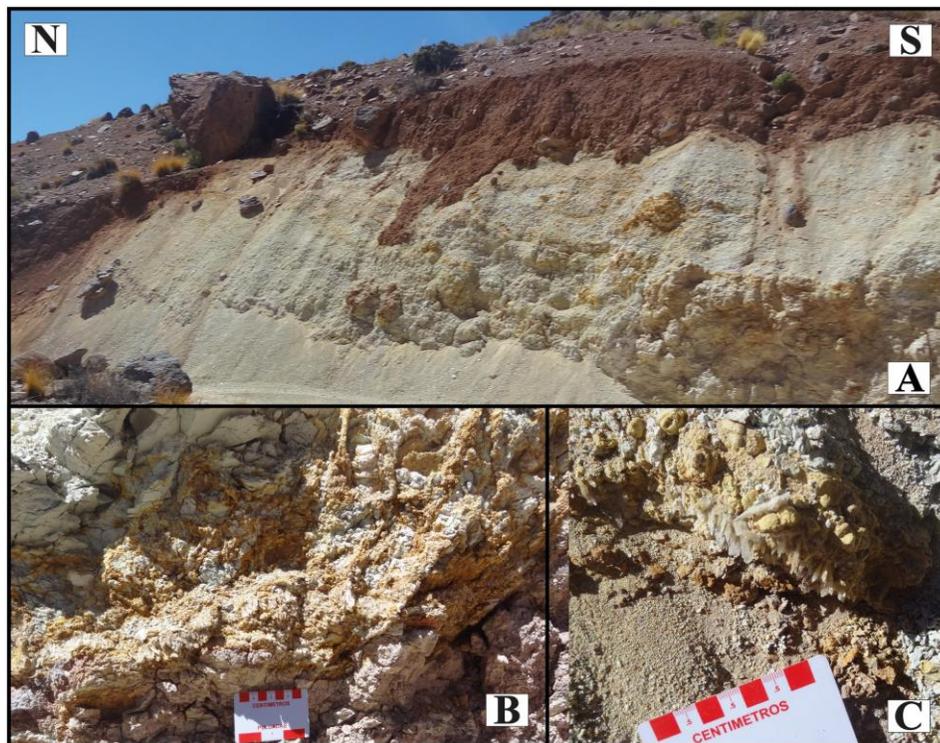


Imagen 4. 7: (a) Vista hacia el este de los afloramientos de la Formación Mauque, donde se observa una extensa alteración dada por una argilización pervasiva de los estratos, cubierta por una capa de óxidos de Fe. La imagen (b) muestra que en algunas zonas se sobrepone un enrejado de vetillas, cuyo ancho varía entre 5-10 cm de ancho. En (c), una muestra de mano revela que las vetillas están conformadas por cristales de yeso de 2-3 cm de longitud, de color blanco lechoso a translúcidos y maclados. Se observa un bandeamiento simétrico de limonitas de hábito botroidal color amarillo claro.

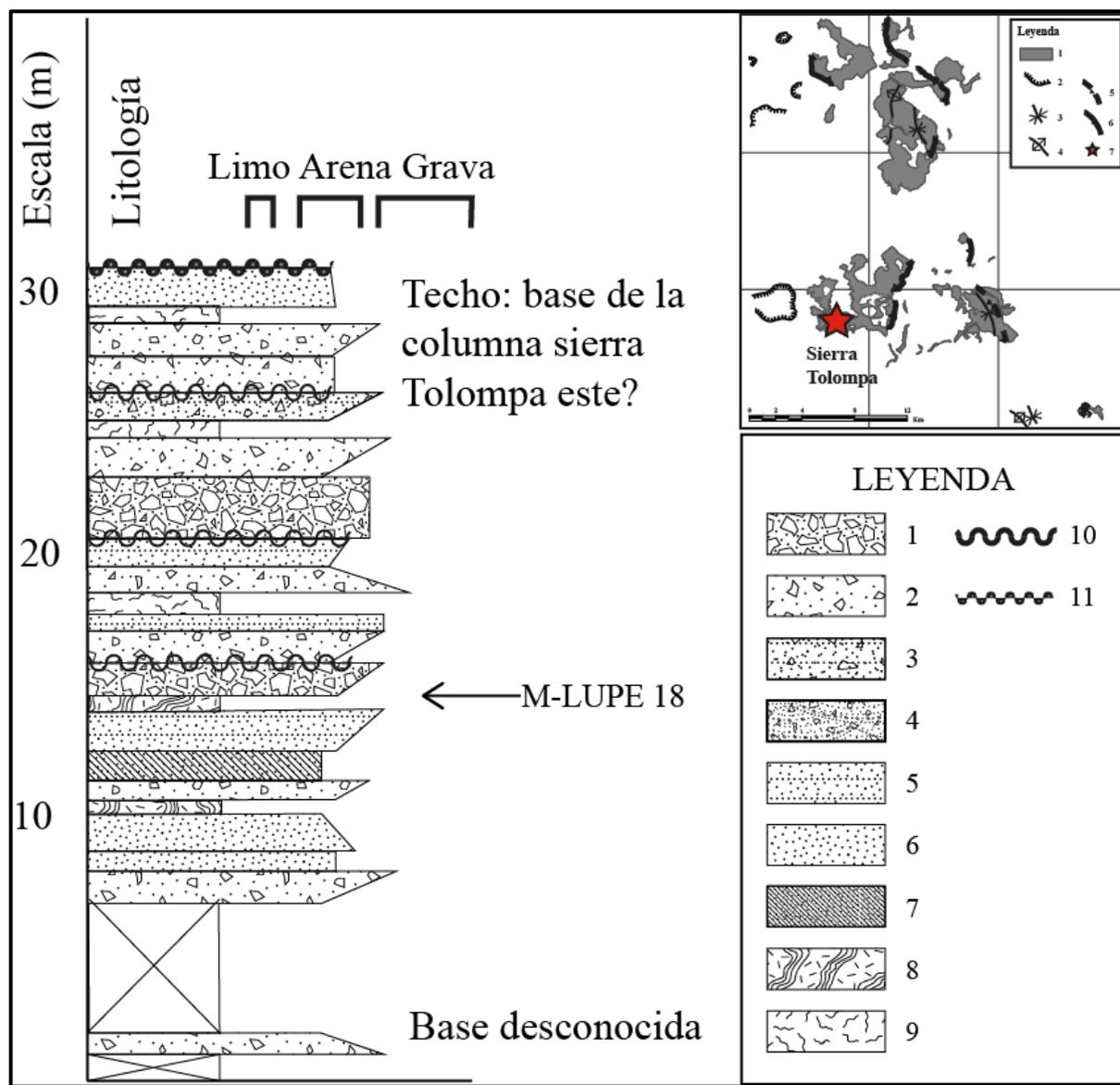


Figura 4. 4: Columna estratigráfica del sector sierra Tolompa centro norte. Leyenda: (1) brecha clasto-soportada; (2) brecha matriz-soportada; (3) arenisca brechosa laminada; (4) arenisca brechosa con laminación en artesa; (5) arenisca laminada; (6) arenisca masiva; (7) arenisca con laminación cruzada; (8) estratos alterados y que presentan vetas y vetillas con halos de argilización, oxidación y silicificación; (9) estrato silicificado; (10) contacto erosivo; (11) superficie de erosión actual: En la esquina superior derecha se incluye una versión simplificada y reducida del mapa presentado en la **Figura 2. 1**. Una estrella roja marca la ubicación de la columna estratigráfica.

4.1.4.1 Interpretación

Dada su posición geográfica y la disposición de sus estratos, podría interpretarse como los depósitos basales de la columna sierra Tolompa este, sin embargo, la alteración y remociones aledañas impiden observar y definir de manera clara si corresponde a una variación lateral de los estratos de la Formación Mauque en ese sector. Sumado a esto, la intensa alteración hidrotermal que presenta ha imposibilitado realizar un análisis petrográfico acabado o un perfil geoquímico que permita compararla. No obstante, sus facies sedimentarias se relacionan bastante bien con las capas descritas en la columna sierra Tolompa centro, principalmente se observan intercalaciones de areniscas masivas a laminadas con brechas matriz a clastosoportadas que presentan gradación

inversa a gradación inversa normal. La columna puede interpretarse como: depósitos de flujos pseudoplásticos, flujos por gravedad, flujos críticos y barras remanentes; pudiendo representar facies medias a distales de un abanico aluvial.

4.1.5 Columna sierra Tolompa este

Se levantó en el sector central de los afloramientos de la sierra Tolompa (**Figura 4. 5**). Corresponde al registro mejor conservado y más completo de todas las columnas estudiadas. Las facies que se presentan son mayoritariamente finas, correspondiendo a areniscas medias a finas, e incluso con intercalaciones de limos (**Imagen 4. 9**). Hay abundantes estructuras sedimentarias tales como paleocanales, laminación planar, laminación cruzada planar, laminación convoluta y estructuras de escape de fluidos (**Imagen 4. 10**). Presenta icnofacies continentales (**Imagen 4. 8**) debido a la bioturbación generada por plantas. El detalle de los estratos es descrito en detalle a continuación.

Potencia estimada (ca. 165 m)

- Techo: coladas andesíticas del volcán Tolompa, dispuestos en discordancia angular.
- 55 m de depósitos epiclásticos conformados por brechas matriz-soportadas. Predominan los clastos escoráceos de color oscuro que presentan escasos fenocristales de plagioclasa. También se observan pómez fragmentadas de color amarillo opaco y en menor medida clastos líticos andesíticos oxidados. La matriz está conformada por una mezcla de ceniza gris clara, y fragmentos líticos tamaño arena de color oscuro. Frecuentemente se observan gradaciones inversas-normales, y variaciones laterales a depósitos clastosoportados. Se observan intercalaciones de areniscas medias a finas laminadas. Se reconocen intercalaciones de areniscas medias a gruesas azules y niveles de brechas matriz-soportadas con abundantes clastos de escoria angulosos a subangulosos tamaño grava. El afloramiento no es continuo y se encuentra cubierto por depósitos coluviales y aluviales, que en su mayoría corresponden a fragmentos andesíticos procedentes de las lavas del volcán Tolompa.
- 17,5 m de areniscas medias a finas con laminación paralela y cruzada de 1-2 mm. Se observan parcialmente cubiertas.
- 6 m de arenisca brechosa masiva, con matriz de arena media a fina y muy mala selección. Gradación normal con clastos aislados desde 30 cm en la base hasta 0,2 cm en el techo. Contacto de la base por erosión.
- 26 m de una intercalación de areniscas conglomerádicas masivas color gris de 10-20 cm y niveles de areniscas finas a medias, de color morado y entre 6-10 cm de grosor. Se observan estructuras de escape de fluidos (pipas), que en algunos casos usaron antiguas fallas normales deformando y fracturando los estratos. Se aprecia también laminación convoluta y estructuras de paleocanales rellenos de clastos tamaño grava fina a media.
- 6 m de areniscas medias a finas con laminación paralela y convoluta.
- 5 m de areniscas gruesas intercaladas con areniscas finas y medias, de colores amarillentos algunas presentan laminación de 2 mm, hacia el techo presenta silicificación y argilización.
- 3,5 m de areniscas medias a finas que en algunos niveles presentan abundantes clastos de pómez subangulosa re TRABAJADA y alterada.
- 2 m depósito epiclástico correspondiente a una brecha matriz soportada que presenta variaciones laterales en potencia y composición. Posee una matriz de tamaño arena media a fina con una gradación normal de clastos de escoria hacia el techo mientras que en la base

posee abundantes líticos andesíticos. Los clastos de escoria alcanzan hasta los 30 cm de diámetro, mientras que los líticos llegan hasta 8 cm.

- 1 m de niveles areniscas medias masivas con abundantes clastos volcánicos subangulosos a subredondeados.
- 1 m de toba que corresponde a un depósito de caída, con un 70 % de pómez tamaño lapilli, un 10 % de cristales de biotita, plagioclasa y cuarzo, y un 10 % ceniza. Presenta cloritización selectiva de las biotitas, y una silicificación y oxidación pervasiva de la roca.
- 50 cm de brecha matriz-soportada, con matriz de arena fina, oxidada y con abundantes líticos volcánicos.
- 37 m de intercalaciones de areniscas finas y medias, con niveles subordinados de areniscas gruesas a muy gruesas asociadas en algunos casos a superficies de erosión oxidadas. Los clastos son subangulosos a subredondeados con una buena selección y escasa matriz. Presentan laminación paralela, cruzada, en espiga y recumbente de 1-2 mm, estructuras de escape de fluidos y paleocanales desde escala centimétrica, hasta 2-5 m de ancho. La laminación cruzada es de 10-15° respecto al nivel base. También presenta abundantes icnofacies de trazas fósiles (*Scoyenia* y/o *Mermia*) continentales correspondientes a biotubación generada por plantas en ambientes subacuáticos.
- 1 m de brecha de grava fina con clastos subangulosos y matriz de arena media a fina.
- 5 m de intercalaciones de areniscas finas y limolitas. Presentan oxidación y cloritización.
- Base cubierta.

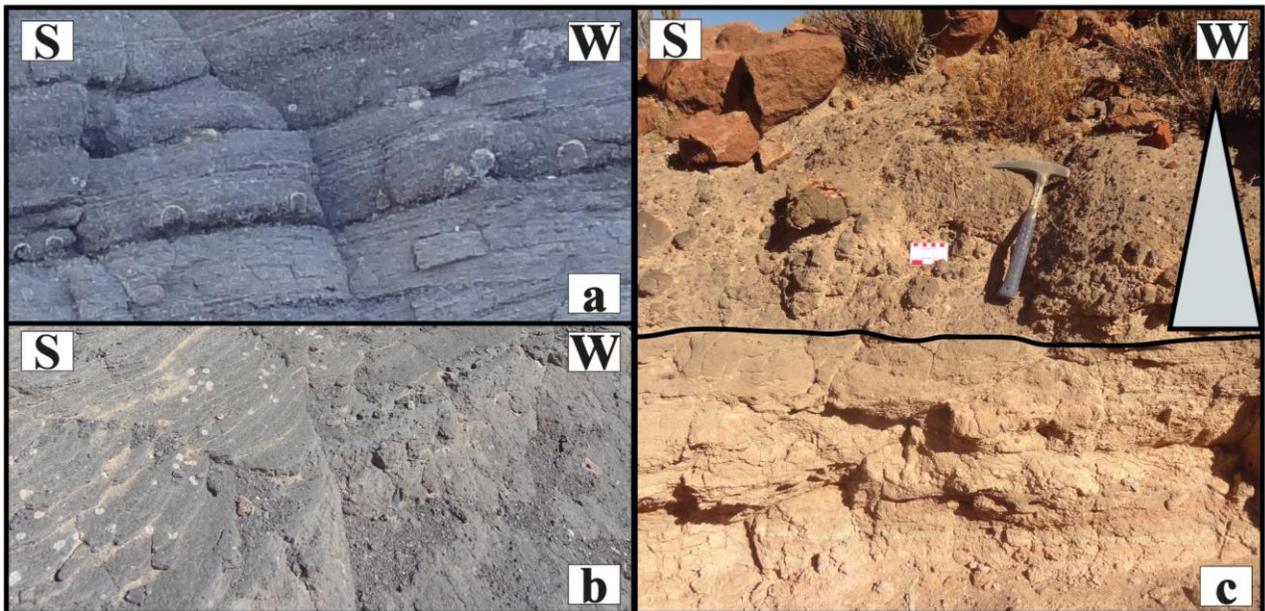


Imagen 4. 8: Estratos medios de la sierra Tolompa este. En (a) y (b) se observan una vista longitudinal y transversal de las trazas fósiles descritas. Las paredes de las trazas miden menos de 1 mm y delimitan formas relativamente esféricas de unos 2mm-1,5 cm de diámetro, que se estrechan hacia el límite superior o inferior. El relleno de las trazas fósiles es similar al que se encuentra en los estratos donde fueron observadas. En (c) se observan depósitos asociados a un flujo lahárico, en su base se describe una arenisca masiva. Hacia el techo se observa una brecha matriz soportada con matriz tamaño arena fina, rica en cristales pesados, con gradación normal de líticos escoráceos oscuros e inversa de clastos de pómez. Presenta variaciones laterales de espesor y granulometría.

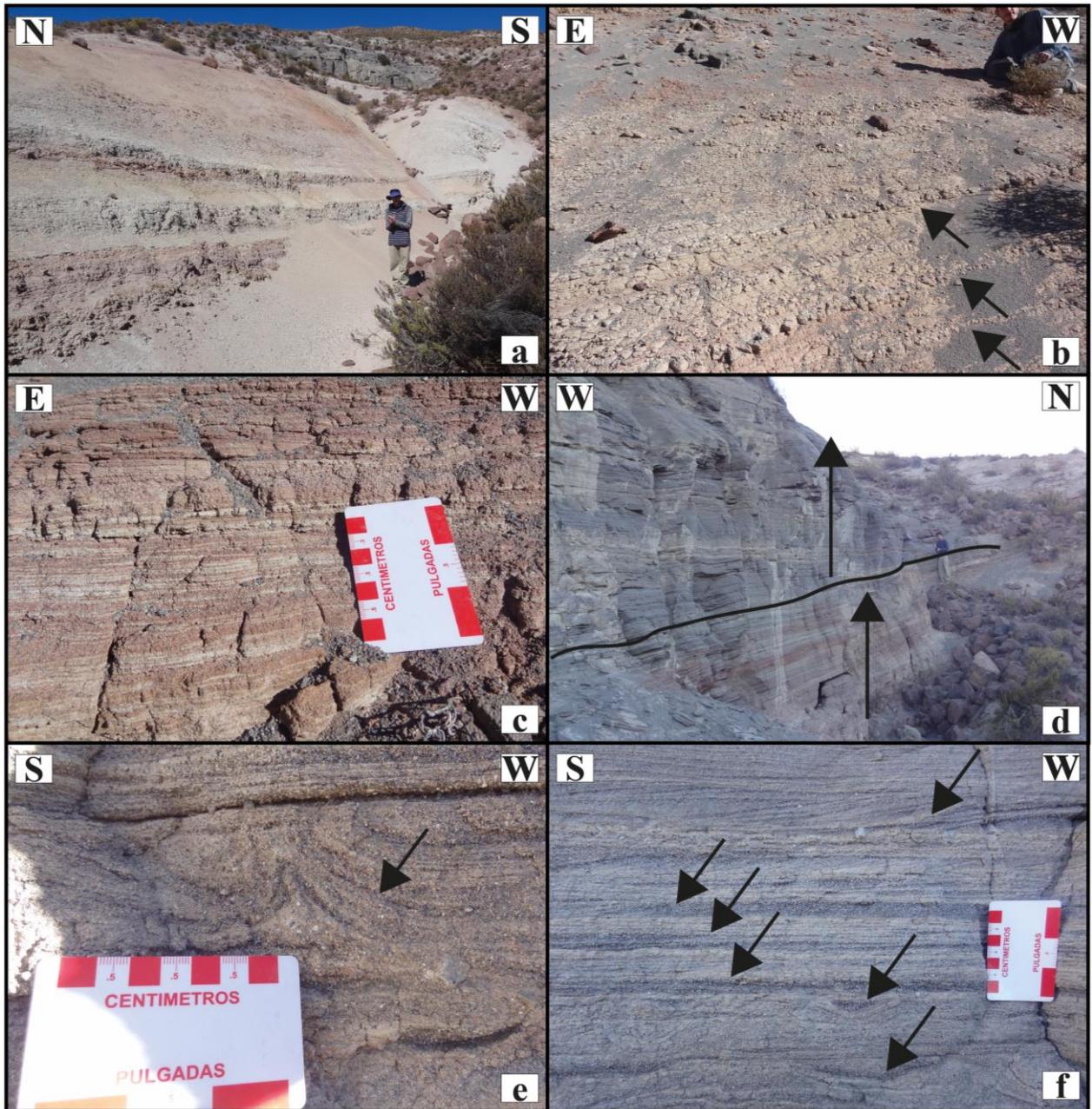


Imagen 4. 9: Estratos basales de la Formación Mauque en el área de sierra Tolompa este. Se ordenan de base a techo según (a), (b), (c), (d), (e), y (f). (a) Depósitos tabulares de limolitas y lutitas con tendencia granocreciente hacia el techo, presentan colores amarillos a rojizos; (b) Sucesión de areniscas medias clastosoportadas y areniscas conglomerádicas matriz-soportadas, indicadas por las flechas, estas últimas se caracterizan por ser más resistentes a la erosión. Hacia el techo aumenta la presencia de capas oxidadas. (c) Sucesión de areniscas laminadas rojas con intercalaciones de areniscas grises laminadas. (d) Transición de capas de areniscas rojas hacia estratos de areniscas grises laminadas con areniscas conglomerádicas masivas subordinadas. El límite está indicado por la línea oscura. Ambas flechas indican la tendencia a disminuir la presencia de estratos masivos oxidados (e) Estructura de escape de fluido deformando un paleocanal relleno por granos de tamaño grava y gravilla. (f) Se señalan de arriba hacia abajo: laminación en artesa de areniscas y conglomerados con granos tamaño gravilla, capas de conglomerados clasto-soportados tamaño gravilla (3) y paleocanales rellenos de granos tamaño gravilla.

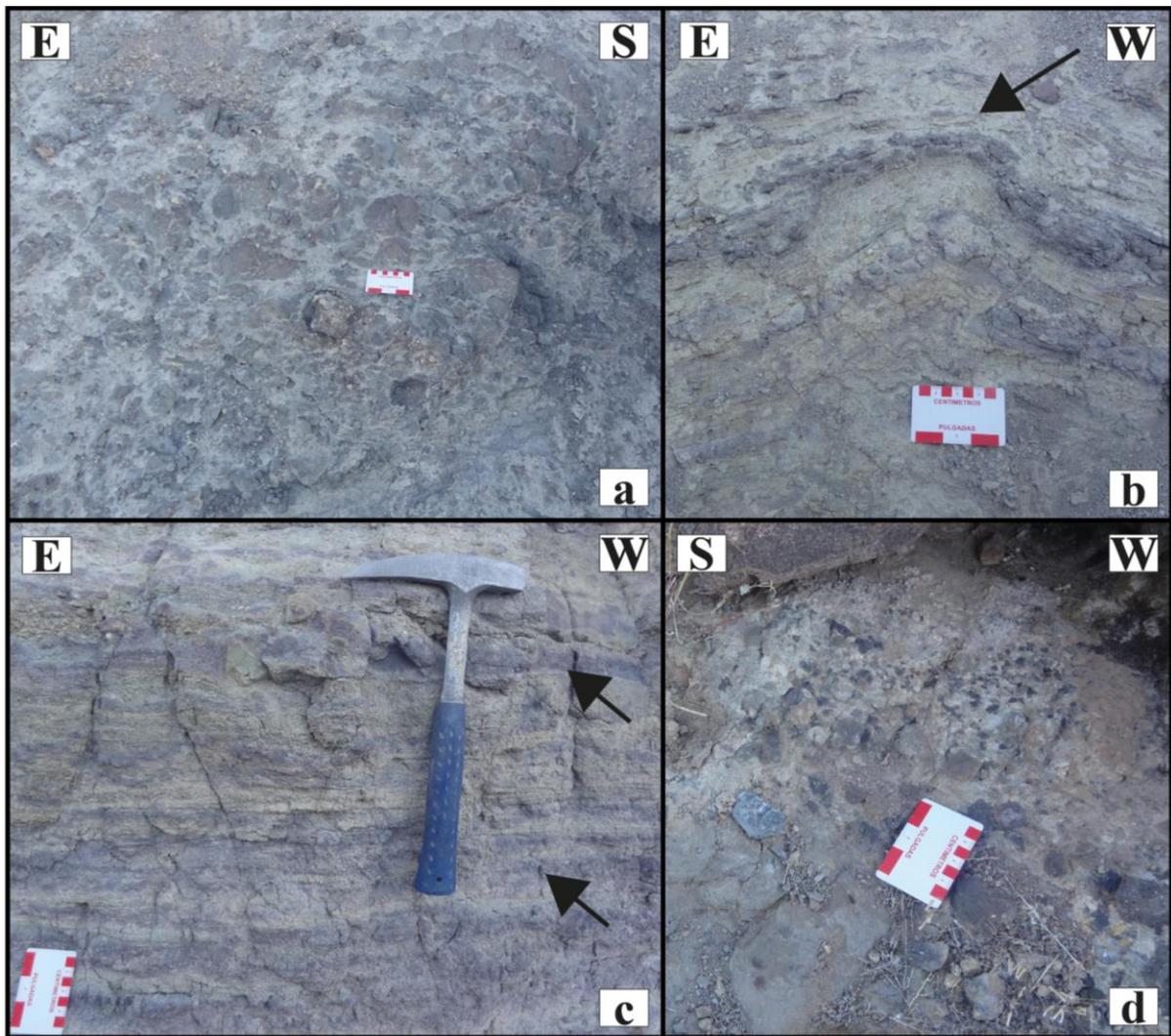


Imagen 4. 10: Depósitos cercanos al techo de la Formación Mauque, de base a techo según (a), (b), (c) y (d). (a) Brecha que varía de matriz a clasto-soportada con clastos de areniscas y limolitas laminadas, y matriz tamaño arena fina, probablemente se relaciona a depósitos de “slumping”. (b) Estructura de escape de fluidos deformando capas de areniscas finas, limolitas masivas y areniscas conglomerádicas estratificadas.(c) Sucesión areniscas finas y limolitas de color azul, con intercalaciones de conglomerados tamaño gravilla matriz a clasto-soportados. Se observa una estratificación difusa. (d) Brechas matriz-soportadas con matriz de ceniza volcánica y clastos de líticos volcánicos de color oscuro, subangulosos, y de esfericidad media. El tamaño de los clastos varía entre gravilla y grava media. Se observan areniscas finas a medias subordinadas.

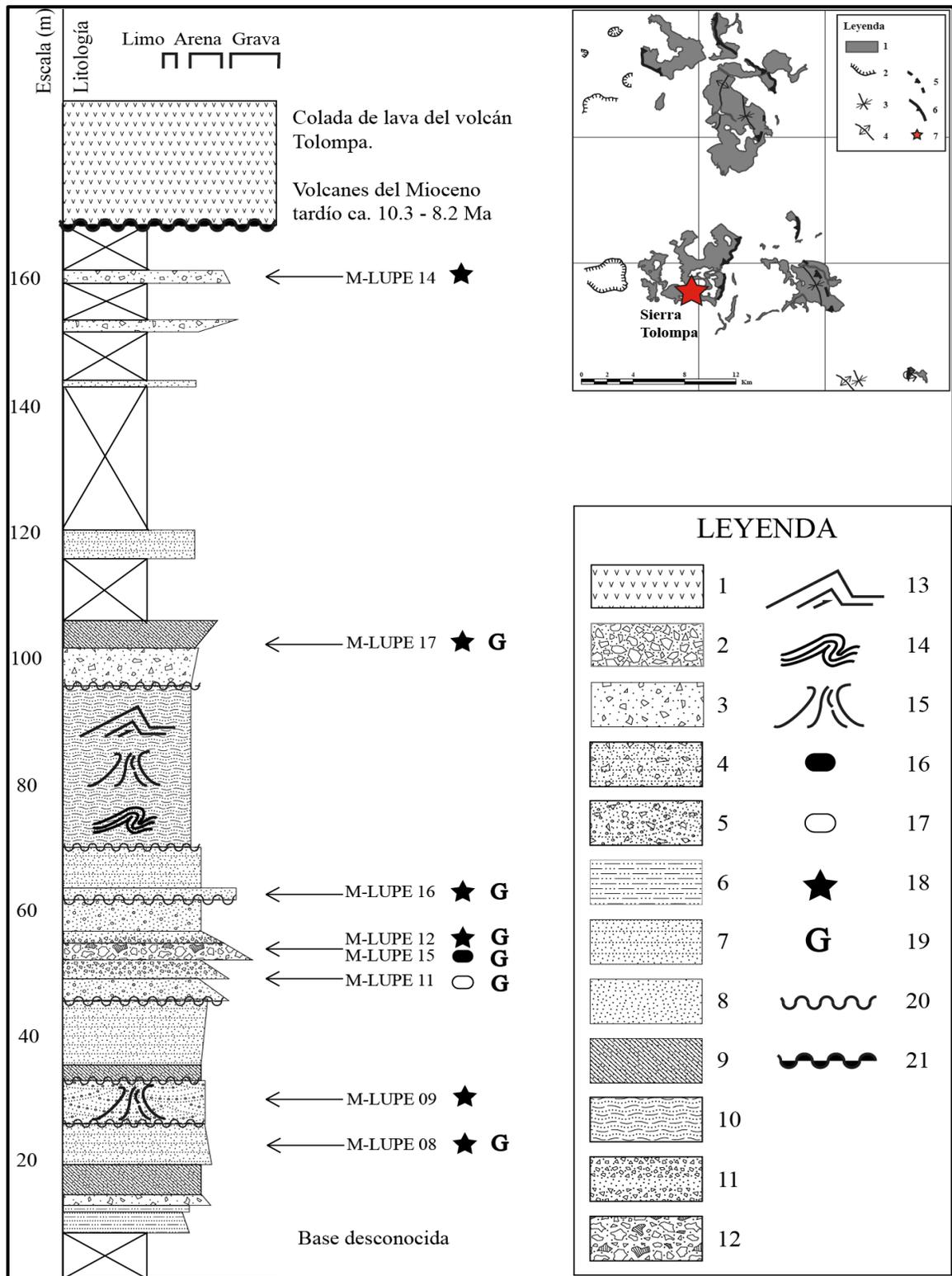


Figura 4. 5: Columna estratigráfica del sector sierra Tolompa este. Leyenda: (1) lava andesítica; (2) brecha clasto-soportada; (3) brecha matriz-soportada; (4) arenisca brechosa laminada; (5) arenisca brechosa con estratificación en artesa; (6) arenisca limosa; (7) arenisca laminada; (8) arenisca masiva; (9) arenisca con laminación cruzada; (10) areniscas brechosas deformadas; (11) toba; (12) brecha volcánica; (13) fallas sintectónicas; (14) estratificación recumbente; (15) estructuras de escape de fluidos; (16) lítico; (17) toba; (18) conteo modal; (19) análisis geoquímico; (20) contacto erosivo; (21) discordancia angular. En la esquina superior derecha se incluye una versión simplificada y reducida del mapa presentado en la **Figura 2. 1**. Una estrella roja marca la ubicación de la columna estratigráfica.

4.1.5.1 Interpretación

En la base de la columna estratigráfica ocurren limolitas, arcillolitas y areniscas finas, lo que indicaría procesos de baja energía. Estos afloramientos tienen forma tabular y no exceden los 8 m de potencia ni los 30 m de ancho, por lo que podrían corresponder a depósitos de un río meandriforme.

Luego presenta depósitos de flujos de gravedad que podrían corresponder a los depósitos masivos, intercalados con flujos planares que generan laminación y, ocasionalmente erosión y rellenado que podría provocar la laminación cruzada planar. Estos flujos también podrían representar pequeñas dunas en el borde de un lago o río (James y Dalrymple, 2010). Hacia el techo el desarrollo de depósitos de barras intercaladas con areniscas y gravilla de laminación planar y cruzada indica flujos críticos y procesos de erosión y rellenado. Sumado a esto se observa desarrollo de paleocanales menores rellenos de grava y depósitos matriz soportados sin gradación marcada. Los paquetes potentes con buena laminación de arenas muy finas a gruesas con frecuente bioturbación (icnofacies *Scoyenia* y/o *Mermia*) por plantas en los estratos de arena más gruesa y porosa indican depósitos subacuáticos, así como depósitos continuos de varios flujos laminares de poco espesor, que permitían el desarrollo de un paleosuelo incipiente.

Algunas estructuras se han deformado por el escape de fluidos, lo que indica una deposición rápida del material sedimentario durante un periodo en que aumentan los flujos de detritos con gradación normal e inversa normal. Estos contienen líticos volcánicos y matriz fina que incluye ceniza por lo que podrían estar asociados a una mayor actividad volcánica. Esto se sustenta además en depósitos similares probablemente epiclásticos inmediatamente sobre una capa de toba de lapilli en que se reconoce gradación normal de líticos escoráceos y gradación inversa de pómez en una matriz de ceniza y líticos volcánicos. Hacia el techo se observan nuevamente una disminución drástica del tamaño de grano con una gran cantidad de estructuras de escape de fluidos asociadas a la presencia de fallas normales, y algunos paleocanales. Los estratos se encuentran muy deformados y se presentan depósitos de “*slumpling*” que podrían asociarse a una rápida generación de espacio y acumulación de sedimentos en una zona de alta pendiente. Pueden ser gatillados por terremotos o un aumento de presión. Estos depósitos presentan intercalaciones de areniscas medias y finas con algunas laminaciones limosas así como también de manera poco recurrente brechas autoclásticas con granos tamaño grava y gravilla. Estos depósitos se pueden asociar a un ambiente lacustre, al cual ingresen corrientes de turbidez que depositan estratos gruesos y finos alternados, erosionando el sustrato en ocasiones.

En el último tramo se observan afloramientos discontinuos (dado que la mayoría de los depósitos se encuentran cubiertos por regolito, depósitos aluviales y coluvios) que presentan intercalaciones de areniscas finas a medias con aglomerados volcánicos de brechas con abundantes clastos escoráceos y una matriz de ceniza. Podrían indicar un aumento o mayor cercanía de la actividad de los volcanes del Mioceno tardío, lo cual se traduce en procesos volcano-sedimentarios tales como lahares y el retrabajo de depósitos de caída. Finalmente coladas de lava andesítica del volcán Tolompa cubren discordantemente la formación.

4.1.6 Columna Berenguela

Es la segunda columna más potente entre las estudiadas en la zona de interés. Los estratos se encuentran deformados por un pliegue anticlinal, cuyo eje es la quebrada de Berenguela y están sobreyacidos por las lavas del volcán Tolompa en discordancia angular. Hacia el extremo este son cubiertas en discordancia por lavas de Los volcanes del Plioceno. Hacia el SE son cubiertos por las lavas de sierra Tolompa en contacto discordante. Se aprecian dos facies claramente reconocibles. Los primeros 50 metros están conformados por una sucesión de brechas clastosoportadas con intercalaciones de areniscas (**Imagen 4. 11**). Los estratos se encuentran ampliamente afectados por oxidación. Los siguientes 60 metros están dominados por areniscas medias a finas con laminación paralela y laminación cruzada, con intercalaciones de areniscas limosas finas y areniscas brechosas masivas. Los últimos 50 m presentan areniscas medias a gruesas con distintos grados de oxidación y tendencia granocreciente hasta brechas matriz-soportadas (**Imagen 4. 12**).

Potencia estimada (ca. 160 m)

- Techo: lavas del volcán Sierra Tolompa.
- 30 m de areniscas brechosas grises con intercalaciones de areniscas de grano fino a medio. Se observan líticos volcánicos de hasta 12 cm de diámetro y abundantes concreciones de óxidos de Fe y sílice. En los clastos se reconocen dacitas y andesitas porfídicas oxidadas con fenocristales de plagioclasa y una matriz fundamental no identificable. La matriz de arena media a gruesa se encuentra argilizada. Se encuentran cubiertas por un buen tramo, y reaparecen hacia el contacto discordante.
- 30 m de areniscas gris verdosas laminadas (4 mm) de grano grueso a fino, subangulosos y de esfericidad media alta intercaladas con niveles masivos de areniscas brechosas con matriz de arena fina y clastos angulosos a subangulosos. Se observan líticos ígneos oscuros que presentan abundantes fenocristales de plagioclasa y un halo de alteración argílica de hasta 50 cm. En algunas capas la laminación se vuelve difusa y discontinua. Hacia su techo presenta abundantes concreciones de óxidos de Fe y sílice, estas mantienen la estratificación original.
- 20 m de Areniscas rojas de grano muy grueso a grano medio laminadas (1 cm) con intercalaciones de areniscas finas a medias de color rosa a blanco (3 cm). Se observan depósitos subordinados de areniscas brechosas masivas. Los clastos son angulosos a subangulosos y pueden alcanzar hasta 30 cm de diámetro, deformando o interrumpiendo localmente la estratificación. Los líticos son de origen volcánico y sedimentario. La laminación tiende a ser discontinua, y puede presentarse intraplegada y recumbente a escala centimétrica. Se observan algunas estructuras de escape de fluidos y paleocanales de escala. Presenta capas con abundantes fragmentos de pómez. Está afectada por una oxidación pervasiva, alteración argílica intensa y silicificación leve.
- 30 m de areniscas grises de grano medio a fino, laminadas, intercaladas con areniscas medias a gruesas de colores gris rojizo. Se reconoce laminación cruzada y pequeños paleocanales que miden 0,5 m de ancho y tienen unos 20 cm de espesor. En los niveles más gruesos se reconocen clastos volcánicos y sobreviven algunos cristales de cuarzo y plagioclasa, a pesar de la alteración argílica selectiva que afecta a la mayoría de los clastos. Se observan clastos volcánicos subangulosos de diámetro mayor a 20 cm que interrumpen o deforman levemente la laminación.
- 10 m de areniscas muy finas a medias con laminación planar continua y niveles de arena gruesa a muy gruesa subordinados. Se observan gradaciones inversas. Hay laminación

cruzada asociada a paleocanales de hasta 50 cm de espesor y entre 1 a 3 m de ancho. Presenta clastos líticos de 10-30 cm, subangulosos que deforman levemente la laminación y presentan una oxidación incipiente junto a un halo de alteración. Hay fracturas de 5 mm rellenas con limonitas que se encuentran siguiendo la laminación a partir de vetillas perpendiculares.

- 5 m de areniscas gris verdosas laminadas de grano medio a grueso intercaladas con areniscas brechosas y conglomerádicas cuyo espesor varía desde escala centimétrica a métrica. Los depósitos masivos desaparecen hacia el techo. Muestra una alteración argílica débil.
- 10 m de areniscas grises con laminación planar discontinua, intercaladas con niveles masivos subordinados. Los granos son angulosos a subangulosos y presentan una esfericidad media a media baja. En su base presenta una mayor alteración argílica.
- 35 m de brechas rojas oxidadas y argilizadas. Hacia el techo presentan areniscas subordinadas estratificación cruzada, presenta un nivel de areniscas rojas laminadas hacia el techo. Las brechas varían desde clasto soportadas hasta matriz soportadas. Los niveles clastosoportados tienden a ser lenticulares. Posee una mala selección y la mayoría de los clastos revela un origen volcánico a pesar de la alteración.

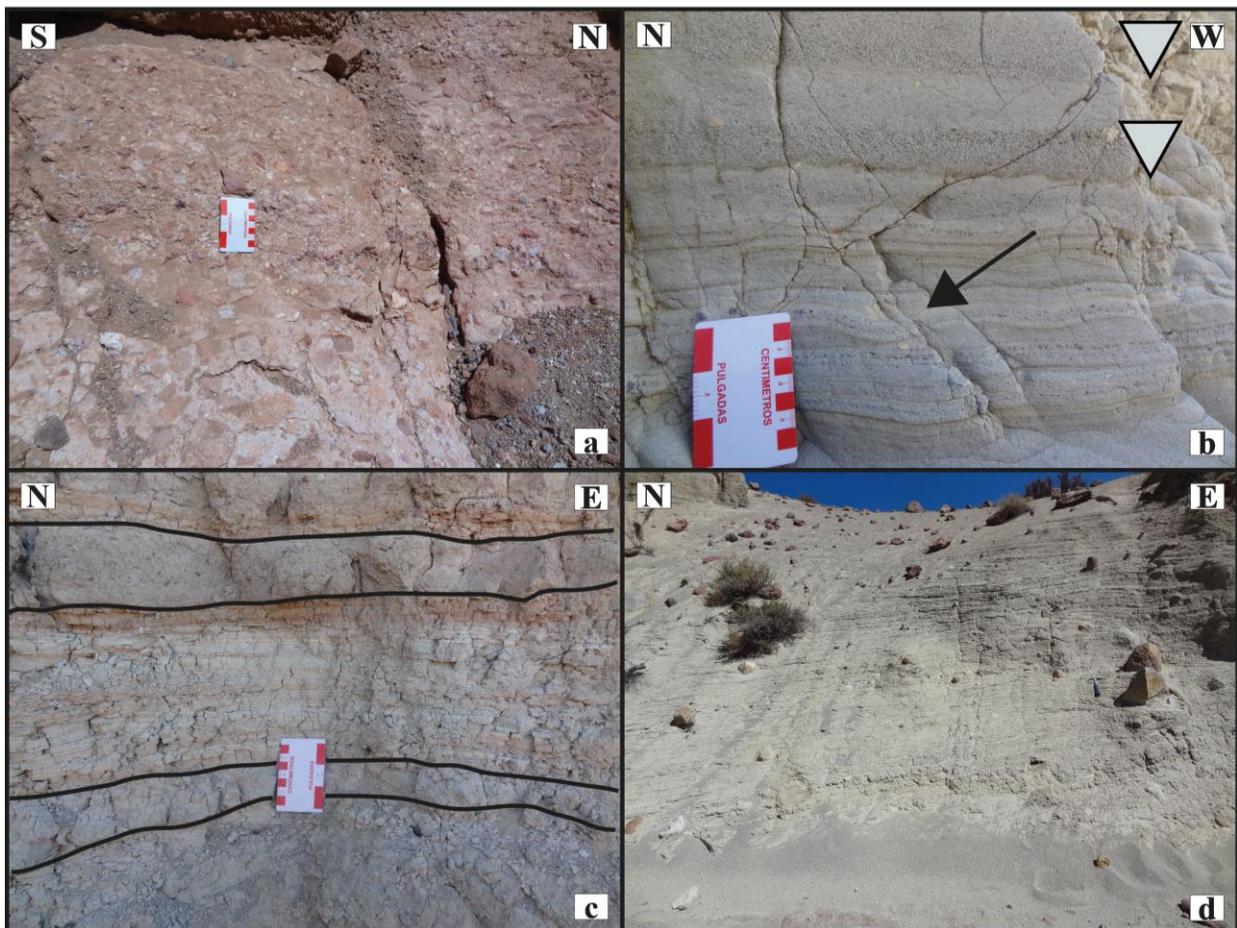


Imagen 4. 11: Estratos basales y medios de la Formación Mauque en Berenguela. Las ilustraciones se encuentran ordenadas de base a techo según (a), (b), (c) y (d). (a) Brechas matriz y clasto-soportadas oxidadas y argilizadas. Los clastos son subangulosos y de carácter volcánico. (b) Areniscas medias y gruesas con intercalaciones de gravilla gradada inversamente (indicada con el triángulo). También se observan escasas laminaciones de limolitas (de color marrón) y paleocanales. (c) Depósitos de areniscas conglomerádicas, areniscas finas y limolitas parcialmente oxidadas con areniscas conglomerádicas masivas. (d) Areniscas finas de color gris con laminación planar paralela y de bajo ángulo, parcialmente deformadas.

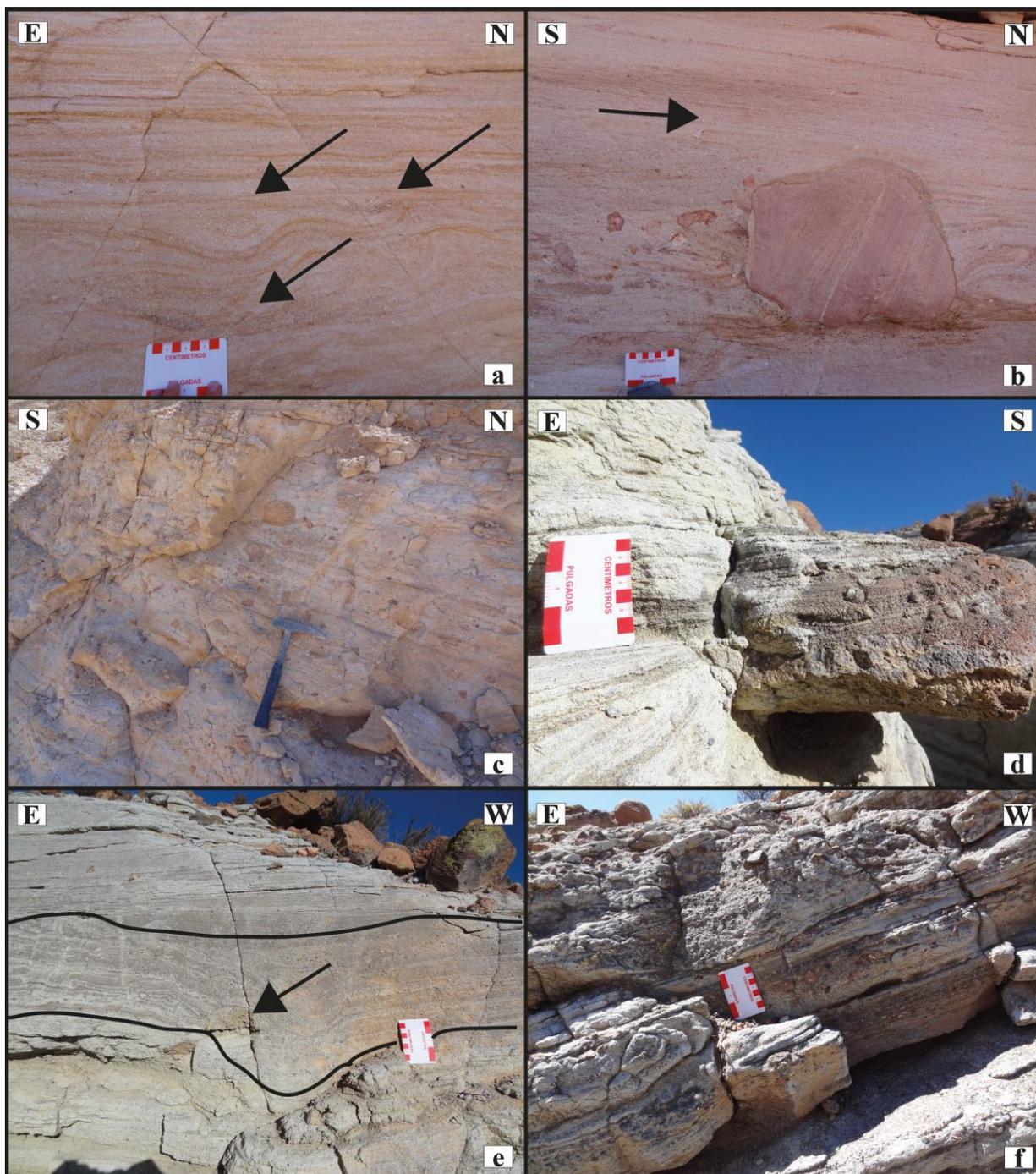


Imagen 4. 12: Estratos medios y techo de la Formación Mauque en Berenguela. Ilustraciones ordenadas de base a techo según (a), (b), (c), (d), (e) y (f). (a) Depósitos de areniscas medias a gruesas con intervalos oxidados y argilizados. Presentan abundantes estructuras sedimentarias. Entre ellos es posible distinguir los paleocanales señalados por las flechas, los cuales probablemente se encuentran deformados por el escape de fluidos. (b) Clasto sedimentario con laminación al interior de una secuencia laminada. Podría interpretarse como un borde de un canal desprendido que deformó levemente la laminación y bloqueó el paso de otros fragmentos menores. Indica el sentido de una paleocorriente hacia el N. (c) Brecha matriz-soportada con laminación incipiente, los clastos son subangulosos a subredondeados y de tamaño grava con matriz de arena media a gruesa. (d) Concreciones silíceas y de óxidos de Fe que mantienen estructuras sedimentarias. Abundantes en algunas capas superiores de la Formación Mauque en Berenguela, probablemente se formaron debido a la presencia de algún material que generó un desequilibrio químico, tal como un trozo de madera, por ejemplo. (e) Depósitos laminados de areniscas grises interrumpidos por un paleocanal deformado por el escape de fluidos. (f) Areniscas conglomerádicas polimícticas, presentan líticas volcánicas y, en menor medida, líticas sedimentarias.

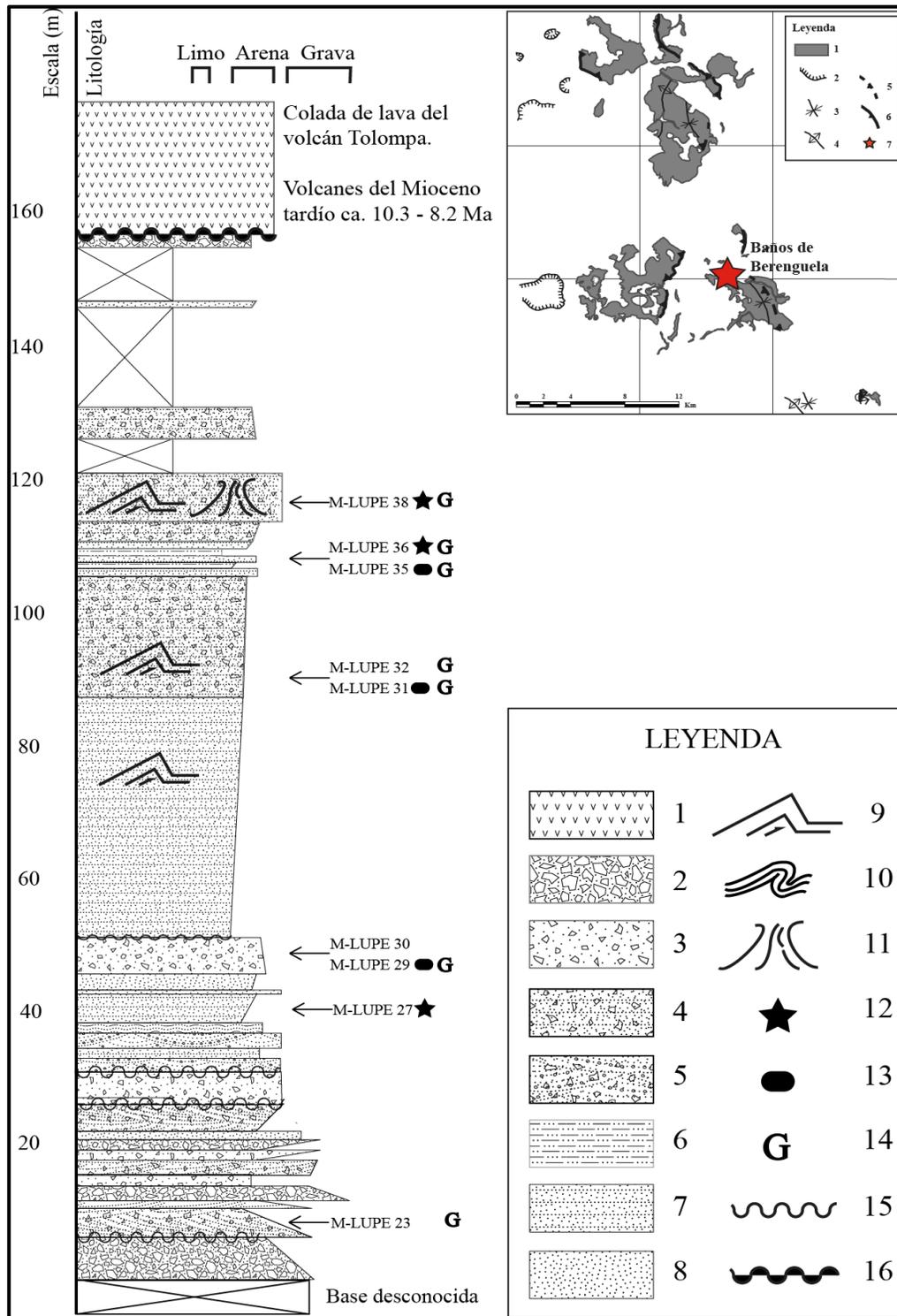


Figura 4. 6: Columna estratigráfica de Berenguela. Leyenda: (1) lava andesítica; (2) brecha clasto-soportada; (3) brecha matriz-soportada; (4) arenisca brechosa laminada; (5) arenisca brechosa con laminación en artesas; (6) arenisca limosa; (7) arenisca laminada; (8) arenisca masiva; (9) fallas sinsedimentarias; (10) estratificación recumbente; (11) estructura de escape de fluidos; (12) conteo modal; (13) lítico sedimentario; (14) análisis geoquímico; (15) contacto erosivo; (16) discordancia angular. En la esquina superior derecha se incluye una versión simplificada y reducida del mapa presentado en la **Figura 2. 1**. Una estrella roja marca la ubicación de la columna estratigráfica.

4.1.6.1 Interpretación

En la base de la columna Berenguela se reconocen ca. 50 m de brechas matriz-soportadas intercaladas con conglomerados y areniscas con laminación planar discontinua. Se registran abundantes estructuras de paleocanales rellenos con depósitos de brechas y conglomerados clasto-soportados. Los estratos presentan variaciones laterales en granulometría y laminación. Estos depósitos podrían corresponder a flujos de detritos ricos en clastos o flujos de detritos turbulentos asociados a un ambiente fluvial de río trenzado. Algunas estructuras sedimentarias podrían indicar paleocorrientes hacia el NE, pero no son completamente fiables. Debido a la migración de barras que ocurren en un ambiente fluvial, las estructuras sedimentarias tales como laminación cruzada solo permiten ver un corte de las barras y no su geometría completa, a pesar de que las barras laterales suelen tener gradación.

En el techo continúa un paquete de ca. 40 m de intercalaciones entre estratos masivos matriz soportados y depósitos con una laminación planar bien desarrollada con una orientación N5°E y un manteo de 20-25°SE. Predominan los líticos volcánicos alterados, subangulosos a subredondeados, con una esfericidad media. Se advierte la presencia de escasos clastos sedimentarios. Sobreyaciendo este paquete se observan areniscas finas a medias laminadas con algunas intercalaciones de conglomerado tamaño gravilla. Se caracterizan por una coloración y laminación planar de 1-3 mm de espesor, y laminación cruzada planar de bajo ángulo (5-15°) subordinada. Estas capas podrían representar una sucesión de flujos críticos con procesos asociados de erosión y relleno (Miall, 1995). La disminución de la energía también podría tener asociados pequeños lagos que acumulan los sedimentos más finos (arena fina a limo). En corte delgado se observan la presencia de fragmentos de plagioclasa y líticos andesíticos alterados con textura porfídica, y desarrollo de una pseudomatriz y cementación incipientes. Estos depósitos son correlacionables con los de la base de la columna levantada en el sector de sierra Tolompa.

Hacia el techo se observa una sucesión de ca. 35 m de intercalaciones centimétricas entre capas masivas mal seleccionadas y capas laminadas, con una oxidación selectiva de las más gruesas. Los clastos corresponden principalmente a líticos volcánicos subangulosos y de esfericidad media, oxidados y argilizados (probablemente andesitas). También se observan pómez retrabajadas que se concentran en algunos estratos. Sobre este nivel, sigue nuevamente un depósito de areniscas finas a medias laminada. Los últimos 35 m de la formación se encuentran casi completamente cubiertos, salvo por pequeños afloramientos discontinuos correspondientes a areniscas y areniscas brechosas. Cerca del contacto con las coladas andesíticas de la sierra Tolompa, se observan grandes bolones correspondientes a una brecha muy mal seleccionada (flujos plásticos de detritos, Miall 1995). Estos depósitos pueden ser asociados a un ambiente fluvio-aluvial. Una interpretación posible es un abanico aluvial atravesado por ríos trenzados.

4.1.7 Columna quebrada Macurquima

Se ubica hacia el N de la confluencia de las quebradas Macurquima y Retamilla o Paucata (**Figura 2. 1**). Las rocas de la base, designadas por Argandoña (1984) como los Estratos de Quitariri, han sido recientemente reasignadas a la Formación Utayane en la carta Camiña

(Valenzuela et al., 2014). Corresponden localmente a brechas polimícticas con muy mala selección, los clastos son angulosos a subangulosos, de esfericidad media a baja y de naturaleza volcánica. Su matriz de color amarilla es de tamaño arena. Las rocas se encuentran alteradas por procesos de silicificación y oxidación.

La Formación Mauque descansa en discordancia angular sobre la Formación Utayane (ca. 26 Ma) y es cubierta a su vez por la Ignimbrita Putoyane (ca. 7 Ma) en discordancia angular erosiva. Se observan depósitos de ceniza cercanos a los 20 m de espesor, asignados al Holoceno según la Carta Camiña (Valenzuela et al., 2014).

El rasgo más importante de esta columna es que recoge información acerca de contactos que se desconocían, y presenta estratos de crecimiento que se acuñan hacia el NE en una estructura que se puede interpretar como un pliegue arpón. La cuenca que alberga los depósitos estaría limitada por la extensión de la Falla Quitariri, que ha sido identificada como una falla inversa fuera de los límites del área de estudio, hacia el sureste. A continuación se describe detalladamente la columna estratigráfica (**Figura 4. 7**).

Potencia estimada (ca. 40-50 m)

- Techo: Ignimbrita Putoyane en contacto por discordancia angular. Espesor variable.
- 2,5 m de brechas y areniscas medias. Las brechas se encuentran en los 2 m basales y tienen gradación inversa, con clastos subredondeados y esfericidad baja, polimícticas (andesitas porfídicas (?) y dacitas (?)). En su techo las areniscas presentan laminación.
- 2,3 m tobas vítreas de lapilli con intercalaciones de areniscas y brechas subordinadas. Las tobas presentan clastos de pómez (25-35 % total), líticos volcánicos (15 %) y algunos cristales de plagioclasa y cuarzo (2-5 %). La matriz es tamaño ceniza, formada por fragmentos de vidrio alterado. La coloración es anaranjada a amarillenta. Las brechas son matriz-soportadas con tendencia granocreciente, y las areniscas exhiben una tenue laminación.
- 2,03 m intercalación de tobas de ceniza y lapilli con areniscas medias a gruesas. Las tobas tienen: cristales fragmentados de cuarzo, biotita y plagioclasa (10 % total), líticos volcánicos cuyos diámetros máximos varían entre 0,5 y 1 cm (3-5 % total) y clastos de pómez (2-45 % total). La matriz es vítrea, coformada por pequeñas partículas tamaño ceniza. Presentan un color amarillento, mientras que los estratos de areniscas muestran colores amarillos, anaranjados y rojos.
- 8,11 m areniscas finas a gruesas. Desarrollan una laminación marcada (1-2 mm), relativamente continua y presentan una coloración azul-grisácea. Algunas capas registran concentración de clastos vesiculados, con bajo redondeamiento y esfericidad media que se interpretan como pómez, las que alcanzan hasta los 4 mm de diámetro. El resto de los clastos son subredondeados a subangulosos con esfericidad media-alta.
- 4,71 m intercalación de areniscas medias a gruesas y areniscas brechosas, con tobas vítreas de ceniza y lapilli subordinadas. Las capas son centimétricas, variando regularmente entre 15 y 20 cm. Las areniscas presentan gradación normal de los clastos de pómez y pueden llegar a ser depósitos matriz-soportados y tener laminación difusa y estructuras de paleocanales. Exhiben coloración rojiza, amarillenta o verdosa debido a procesos de oxidación. Las areniscas brechosas son más numerosas hacia el techo y tienen gradaciones inversas de pómez (17-35 %) con matriz de ceniza y arena. Las tobas son de ceniza o lapilli y no alcanzan los 20 cm de espesor.

- 6,83 m sucesión de brechas clasto-soportadas y brechas matriz-soportadas con intercalaciones de areniscas subordinadas. Los clastos son angulosos a subangulosos y presentan baja esfericidad. La matriz consiste en una mezcla de líticos, cristales y ceniza volcánica. Las brechas matriz-soportadas presentan gradación inversa-normal, mientras que las clasto-soportadas muestran gradación normal y en algunos casos, paleocanales rellenos. Son polimícticas, aumenta el porcentaje de líticos hialohialinos oscuros y oxidados. Se verifican variaciones laterales de espesor, aumentando hacia el sur.
- 8,92 m sucesión de brechas con clastos tamaño grava y matriz soportadas con intercalaciones de areniscas medias a gruesas masivas subordinadas. Las brechas son depósitos masivos, aunque muchas presentan estructuras sedimentarias de paleocanales. Denota variaciones en los porcentajes de pómez < 5 % en areniscas y alrededor del 35 % en brechas. El color de las capas es blanco grisáceo y exhiben clastos de pómez retrabajadas, y granos minerales de cuarzo y biotita. Las areniscas son masivas, presentan una mayor concentración de cristales máficos y clastos subredondeados a subangulosos mientras que en las brechas son de clastos angulosos a subangulosos. Hacia el techo presenta brechas polimíctas incluyendo granos de líticos oxidados y clastos hialohialinos oscuros con escasos cristales de plagioclasa. En algunas brechas y areniscas es posible identificar gradaciones normales e inversa-normales.
- 2,9 m toba vítrea basal, en contacto erosivo. Posee abundantes fragmentos de pómez y cristales de cuarzo, biotita y feldespato potásico. Tiene un color blanco grisáceo.
- Base: Formación Utayane subyaciendo en discordancia angular a la Formación Mauque.

Observando los afloramientos de la Formación Mauque en la quebrada Macurquima (**Imagen 4. 13**), es posible identificar los estratos sintectónicos, que son más evidentes en bechas y areniscas laminadas de color azul grisáceo. Se observa también su deformación conformando un pliegue de alto ángulo. Aparece cubierta por la Ignimbrita Putoyane, que ha sido datada en ca. 7 Ma.

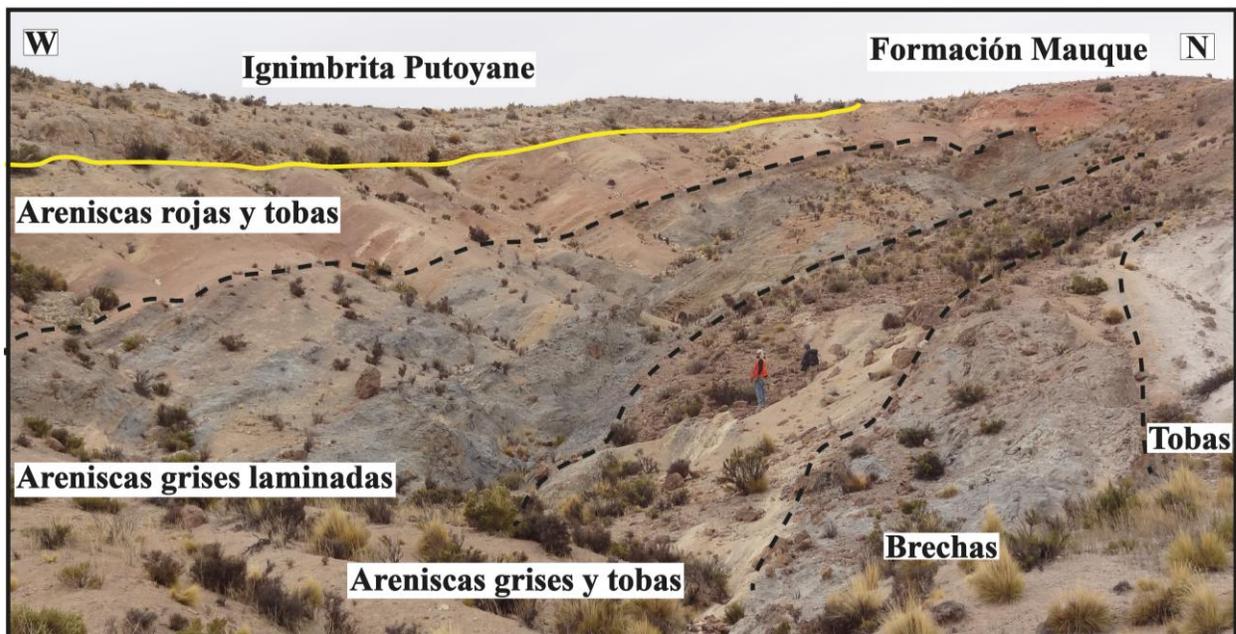


Imagen 4. 13: Vista general de los afloramientos de la Formación Mauque en la quebrada Macurquima. Las líneas discontinuas demarcan las principales facies descritas. Es posible observar los estratos de crecimiento, particularmente en los estratos de areniscas grises laminadas. En su techo se destaca (en color amarillo) el contacto por discordancia angular con respecto a la Ignimbrita Putoyane.

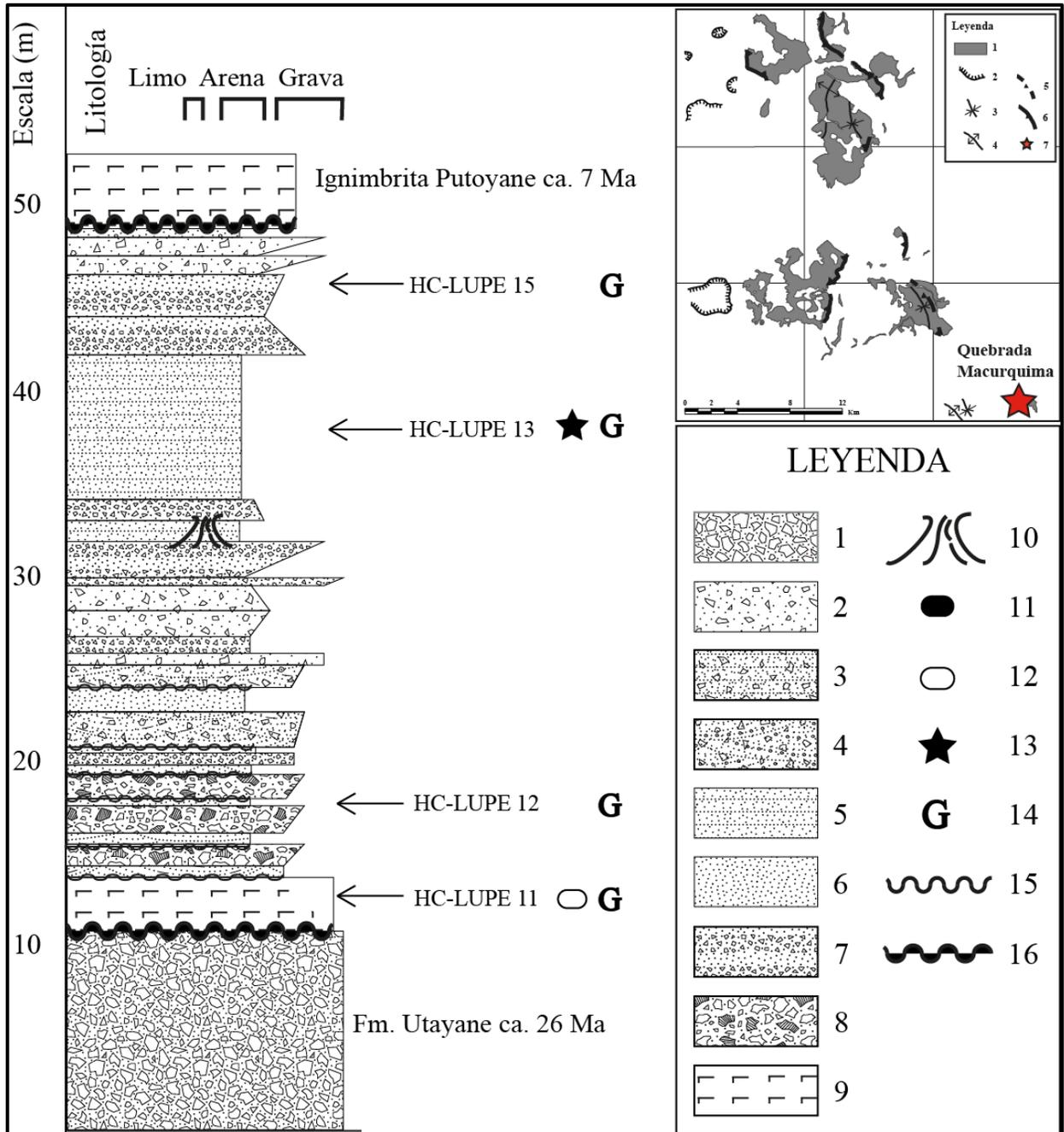


Figura 4. 7: Columna estratigráfica levantada en la quebrada Macurquima. Leyenda: (1) brecha clasto-soportada; (2) brecha matriz-soportada; (3) arenisca brechosa laminada; (4) arenisca brechosa con laminación en artesa; (5) arenisca laminada; (6) arenisca masiva; (7) tobas intercaladas con areniscas; (8) brecha volcánica(9) toba; (10) estructura de escape de fluidos; (11) lítico volcánico; (12) toba; (13) conteo modal; (14) análisis geoquímico; (15) contacto erosivo; (16) discordancia angular. En la esquina superior derecha se incluye una versión simplificada y reducida del mapa presentado en la **Figura 2. 1**. Una estrella roja marca la ubicación de la columna estratigráfica. La Formación Mauque descansa sobre la Formación Utayane (ca. 26 Ma) en discordancia angular. En su techo resalta la Ignimbrita Putoyane cuya edad es de ca. 7 Ma.

4.1.7.1 Interpretación

Presenta una toba basal cubierta progresivamente por conglomerados con estratificación en artesa (canales menores rellenos) y una sucesión de gravas matriz-soportadas, generalmente masivas, aunque algunas presentan gradación inversa normal. Estos se pueden interpretar como flujos plásticos a pseudoplásticos de detritos intercalados con tobas de lapilli vítreas. Hacia el techo las tobas se hacen cada vez menos recurrentes y hay un cambio de facies hacia areniscas masivas que representan depósitos por flujos gravitacionales, también intercalada con depósitos de caída de pómez, que aporta información acerca de un probable volcanismo explosivo. Las facies se hacen más finas hacia el techo, hasta que dominan las areniscas finas a medias laminadas con algunas intercalaciones de conglomerados con clastos tamaño gravilla y areniscas gruesa laminadas (flujos laminares). Esto indica un cambio brusco de energía en solo unos metros. Estas facies son las que más se asemejan a la Formación Mauque en el primer lugar donde fue definida, caracterizándose por tener pequeños estratos con gran concentración de pómez relativamente argilizadas. Hacia el techo vuelve a aumentar el tamaño de grano y aparecen nuevamente las tobas. Los últimos estratos corresponden a brechas matriz-soportadas con intercalaciones de areniscas (flujos de detritos), que implican nuevamente un aumento de la energía.

Dado que las condiciones de aridez comenzaron durante el Mioceno tardío, es posible proponer un paleoclima similar al actual para la zona de estudio, la generación de depósitos fluviales más extensos, relacionados a una depositación en planicies de inundación y gatilladas por crecidas estacionales de cauces o por cambios bruscos de pendiente podrían haber generado los depósitos laminados, aunque en muchos casos donde el material es muy fino probablemente estuvieran relacionadas a corrientes de turbidez que ingresaron a pequeños lagos. Para explicar las facies de gravas se puede proponer un río trenzado con mayor energía para el transporte de sedimentos gruesos, o bien el pie de un abanico aluvial seco (asumiendo nuevamente las condiciones de aridez para el Mioceno). Estos ambientes son compatibles con las características inmaduras de los sedimentos, que acusan un escaso transporte, e incluso, a pesar de estar sometidos a alteración hidrotermal, en muchos casos mantienen características químicas originales.

Parte de los depósitos estudiados se caracterizan por una impronta volcano-sedimentaria. Esto se puede observar en los depósitos de Berenguela y quebrada Macurquima que tienen estratos con una alta concentración de pómez, los cuales reflejan depósitos de caída que luego fueron retrabajados por flujos laminares. En la sierra Tolompa se han observado depósitos con matriz de ceniza, y gradación normal de escoria e inversa de pómez. Este tipo de depósitos domina el techo de la formación, intercalándose con las areniscas y registra, probablemente, flujos de lahares. Asimismo, es posible encontrar en cualquiera de las columnas levantadas, estratos centimétricos de tobas que se intercalan con las areniscas. En la columna volcán Colorado es posible observar estratos de lava que se interdigitan con los depósitos de areniscas de la formación, lo cual indica que el depósito de los sedimentos pudo haber ocurrido de manera simultánea al volcanismo del Mioceno medio o Mioceno tardío.

A partir de la información de los contactos litológicos recabada en terreno y en base a la configuración tectónica del área de estudio se han confeccionado tres tablas cronoestratigráficas que sintetizan los datos litológicos de la zona. Estas se han desarrollado para el sector nor-occidental (**Figura 4. 8**), el sector central (**Figura 4. 9**) y el extremo suroeste de la región de interés (**Figura 4. 10**).

Cuadro Cronoestratigráfico para la ZONA NORTE, aproximadamente a los 19°055'S

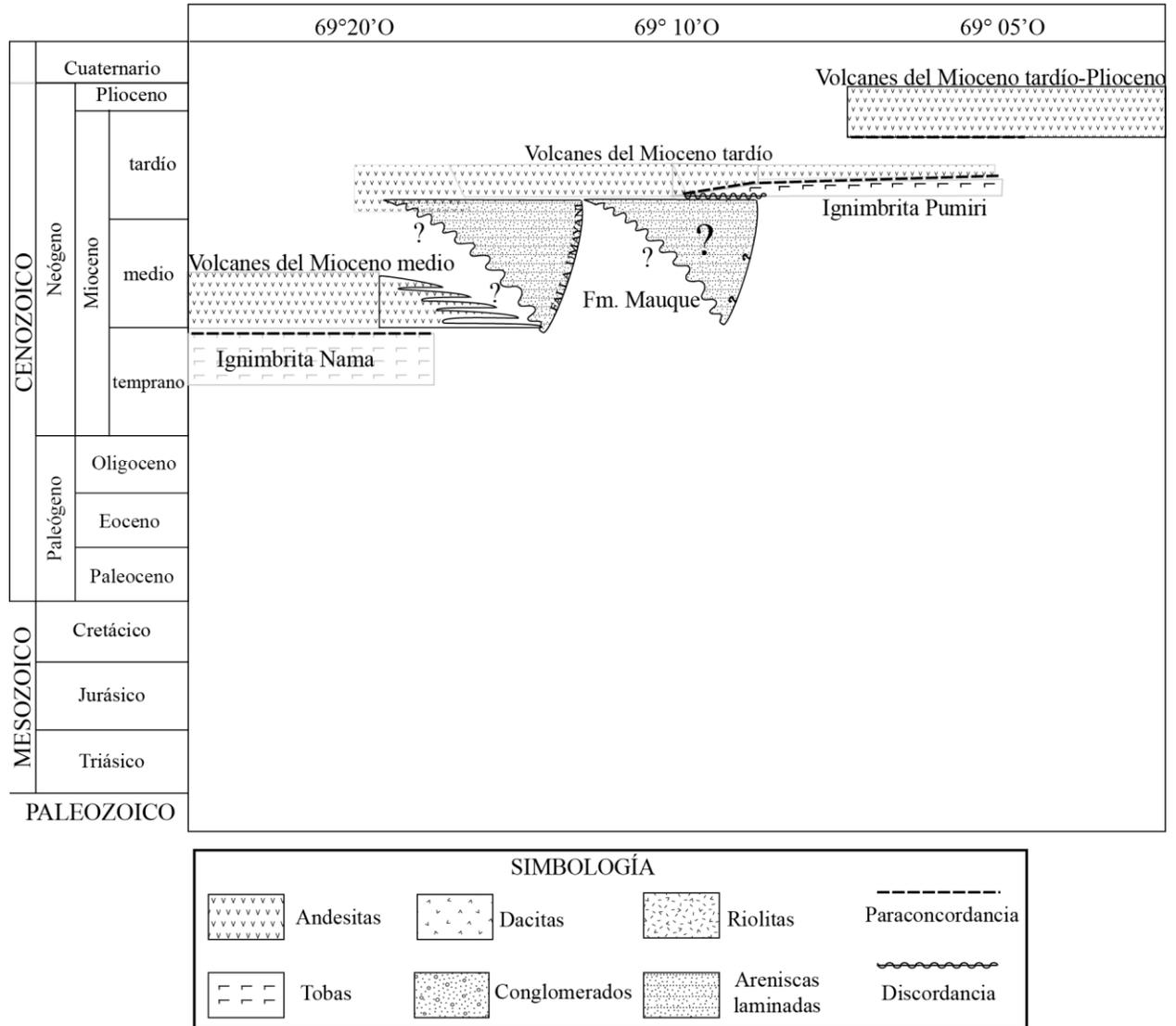


Figura 4. 8: Cuadro cronoestratigráfico para el sector nor-occidental del área de estudio. Incluye la información levantada en el sector de volcán Colorado. Al recorrer los afloramientos aledaños al sector de las fallas Umayani y Villaloco, se constató la presencia de facies finas de la formación, correspondientes a areniscas medias a gruesas de color gris azulado, la potencia mínima aproximada en este sector es ca. 100 m. Asumiendo una configuración similar a la observada en el sector de sierra Tolompa o Berenguela, se han representado estratos de crecimiento hacia el este, tomando en consideración que la columna levantada en el sector volcán Colorado tiene ca. 26 m de potencia. El techo de la Formación Mauque se encuentra cubierto en discordancia angular por los depósitos de los volcanes del Mioceno tardío, y la Ignimbrita Pumiri que engrana con estos últimos en el sector noroeste del área de estudio. Se ha extendido el análisis por sobre los límites E-O del área estudiada, para tener una mejor comprensión de las relaciones cronoestratigráficas entre las unidades de la zona.

Cuadro Cronoestratigráfico en la ZONA CENTRO, aproximadamente a los 19°15' S

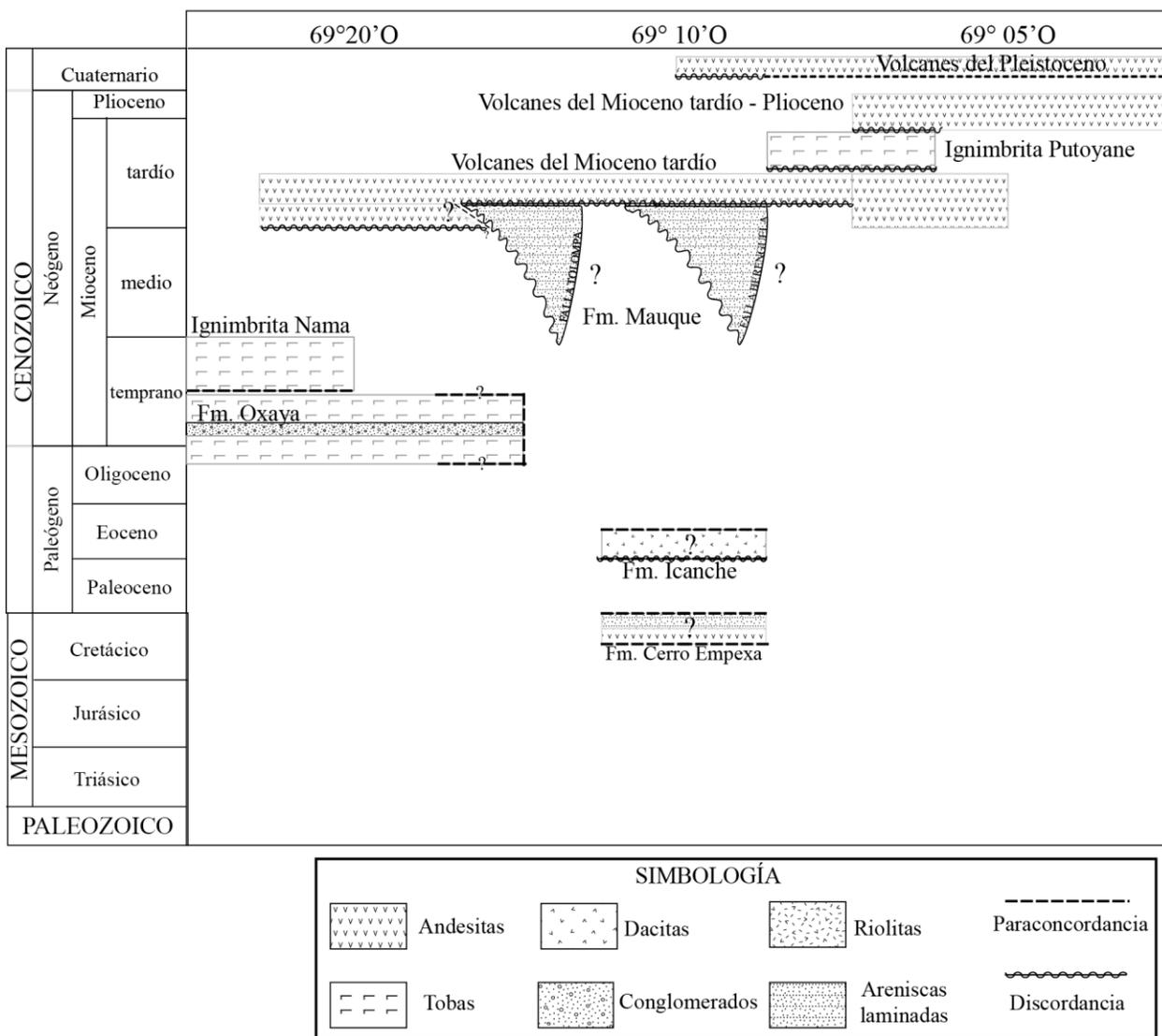


Figura 4. 9: Cuadro cronoestratigráfico para el sector central de la zona de estudio. Incorpora la información levantada a partir de las 3 columnas estratigráficas de la sierra Tolompa. Los límites oeste y este corresponden a los 69°25' O y 69° O respectivamente, se ha extendido respecto del área de estudio para comprender mejor las relaciones cronoestratigráficas de la zona. Hacia el sur se ha reconocido un contacto discordante entre la Formación Cerro Empexa (en la base) y la Formación Mauque hacia el techo. Por tanto es probable que en el área de la sierra Tolompa, se encuentre esta o la Formación Icanche en la base (desconocida) de la Formación Mauque. La geometría de los estratos de la Formación Mauque se encuentra exagerada en su escala vertical y se han graficado estratos de crecimiento, según lo observado en el cambio de espesor de las columnas estratigráficas descritas. La cuenca oeste representa los depósitos de la sierra Tolompa, mientras que la cuenca oeste representa los estratos observados en Berenguela.

Cuadro Cronoestratigráfico a los
19°20' S en el área SUR del estudio

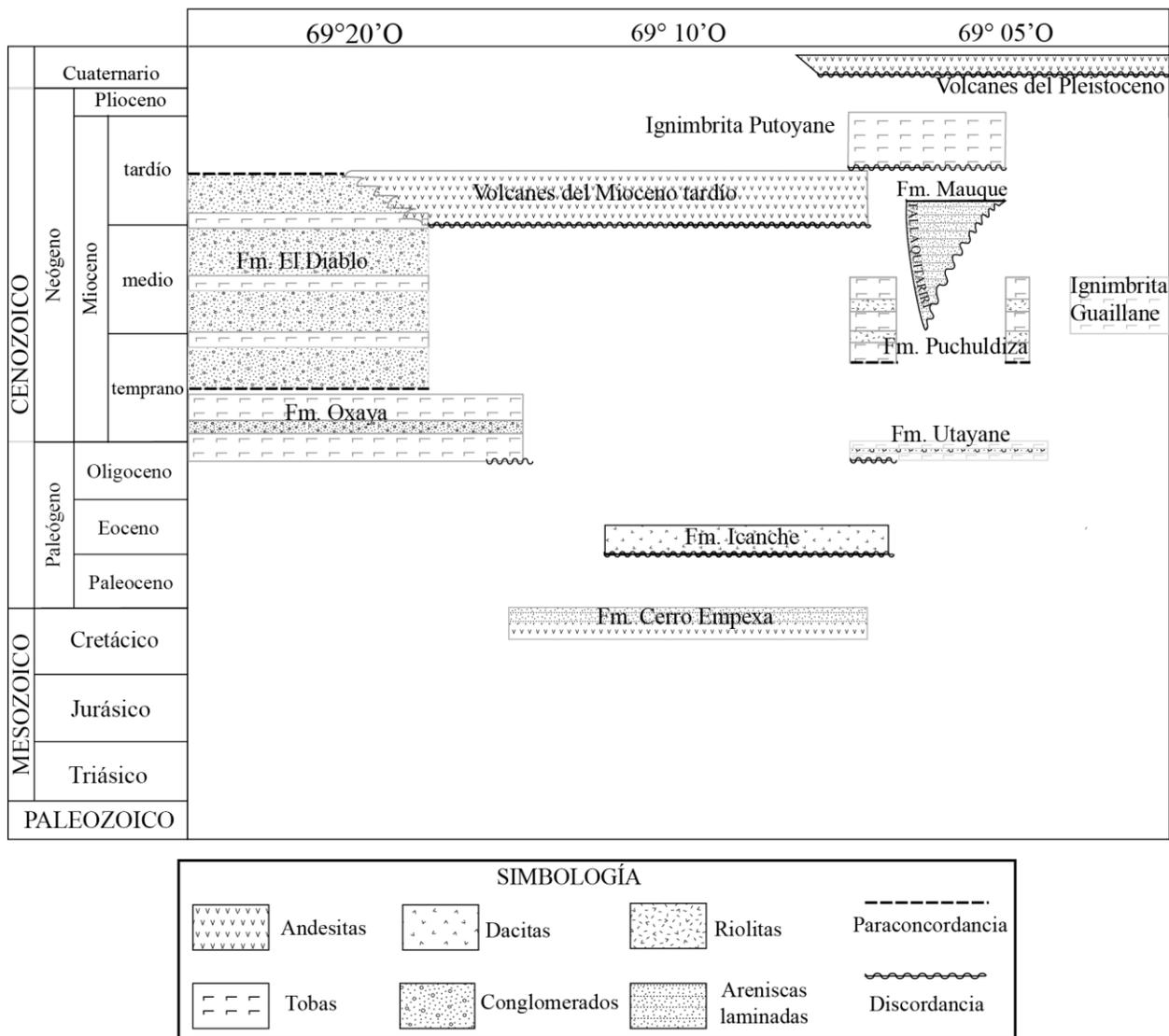


Figura 4. 10: Cuadro cronoestratigráfico para el sector de quebrada Macurquima. Se ha añadido la información levantada en el la columna homónima. La sección representada, se ha extendido respecto del área de estudio (limitando entre los 69°25'O y 69°O) para representar mejor los contactos entre las unidades litológicas de la zona. Los contactos inéditos incluidos corresponden a la base y techo de la Formación Mauque en esta zona

4.2 Análisis petrográfico

Se realizó un análisis petrográfico previo al conteo modal, para analizar el tipo de granos líticos y minerales presentes en las muestras preparadas para el análisis (Anexos B: Análisis petrográfico).

4.3 Conteo modal

La determinación de modos detríticos en grauwackas y arcosas requiere especial atención a la identificación de texturas de granos, para diferenciarlos de aquellos elementos texturales de origen diagenético (Dickinson, 1970). Para tal efecto Dickinson (1970) propone los parámetros primarios $Q_x F_x L_x$, donde Q_x corresponde al cuarzo total, F_x a los feldespatos totales (incluida plagioclasa) y L_x representa los fragmentos líticos (estos se clasifican según las características de los granos vistas en la **Tabla 8**). Para un buen análisis de texturas y evitar errores en la identificación de fragmentos líticos se subdivide en categorías: fragmentos volcánicos, fragmentos clásticos, fragmentos tectónicos y fragmentos microgranulares, cada una de las cuales tiene sus propias subcategorías. El material intersticial también se clasifica en cementos exóticos, filosilicatos monominerales homogéneos, detritos arcillosos o lutum, lutum recristalizado o protomatriz, rellenos diagenéticos o epimatriz y líticos recristalizados o deformados.

Si bien la albitización extensa y otras alteraciones pueden complicar la interpretación de modos detríticos en muchas rocas, los potenciales errores pueden ser evitados prestando atención a la mineralogía y textura de los relictos (Dickinson, 1970).

Tabla 2: Resumen de características necesarias para clasificar los granos tamaño arena durante el conteo modal: El objetivo debe estar centrado sobre el grano (Dickinson, 1970).

Q+F+L=100 %	Características de granos clasificados
Q (Cuarzo)	Granos monocristalinos de cuarzo.
	Granos policristalinos de cuarzo o calcedonia.
	Fragmentos de cuarzo criptocristalino (ópalo).
	Cuarzo al interior de fragmentos microfaneríticos.
	Microfenocristales de cuarzo al interior de fragmentos líticos afaníticos.
F (Feldespatos)	Granos monocristalinos de feldespato
	Feldespatos al interior de fragmentos líticos microfaneríticos.
	Microfenocristales al interior de fragmentos líticos afaníticos.
L (Líticos)	Todos excepto fragmentos de cuarzo, calcedonia, y afaníticos opalinos.
	Todos excepto microfenocristales.

Tabla 3: Tabla de subcategorías para la clasificación de granos en el análisis de conteo modal según Dickinson (1970).

Categorías de clastos líticos	Subcategorías
Volcánicos	Felsíticos
	Microlíticos
	Porfídicos
	Vítreos
Clásticos	Arenosos-limosos
	Arcillosos
	Volcanoclásticos (?)
Tectonitas	Metasedimentarios
	Metavolcánicos
Microgranular	Hipoabisal (al grupo 1(?))
	Sedimentario (al grupo 2(?))
	Corneana (al grupo 3(?))
Microfanerítico	Se cuenta cada cristal interno mayor a tamaño arena.

Tabla 4: Razones Q_m/Q_t , P/F_t y V/L_t , donde Q_m representa los granos de cuarzo monocristalino, Q_p es el número de granos de cuarzo policristalino, P corresponde a las plagioclasas y V incluye todos los líticos volcánicos.

MUESTRA	Q_m	Q_p	P	Q_m/Q_t	P/F_t	V/L_t
M-LUPE 08	22	5	53	0.19	0.76	1
M-LUPE 09	8	2	64	0.20	0.75	1
M-LUPE 12	7	0	85	0.00	0.87	1
M-LUPE 14	13	2	93	0.13	0.90	1
M-LUPE 16	2	0	69	0.00	0.91	1
M-LUPE-17	1	1	111	0.50	0.93	1
M-LUPE 22	1	1	80	0.50	0.95	1
M-LUPE 29	2	0	73	0.00	0.92	0.99
M-LUPE 36	3	0	104	0.00	0.92	0.99
M-LUPE 38	5	0	88	0.00	0.93	0.97
HC-LUPE 01	4	0	79	0.00	0.94	0.68
HC-LUPE 04	6	1	77	0.14	0.93	0.83
HC-LUPE 08	4	1	93	0.20	0.93	0.90
HC-LUPE 13	3	2	145	0.40	0.96	0.99

La metodología utilizada para realizar el conteo modal fue la propuesta por Dickinson y Suczek (1979). Usando este criterio modificado luego por Ingersoll et al. (1984) que cuenta como líticos solo aquellos granos afaníticos mayores a 0,0625 mm, el tamaño de arena mínimo, lo cual reduce considerablemente la dependencia del conteo modal respecto del tamaño de grano de la muestra. Se aplica esta metodología debido a que a pesar de los esfuerzos por buscar muestras de tamaño arena que presentasen una buena selección, solo fue posible encontrarlas en algunos niveles de la formación. Los niveles más abundantes tenían una mala selección y frecuentemente se encuentran clastos tamaño arena gruesa o muy gruesa en una matriz de arena fina a media. Para evitar dichas distorsión de los datos, durante el conteo modal se evaluó la ondulidad del cuarzo, cuando este presentaba ángulos de ondulidad mayores a los 5°, se caracterizaba como cuarzo ondulado, de lo contrario, se incluía como cuarzo de extinción recta. Esta técnica permite identificar el cuarzo de origen plutónico o metamórfico donde los granos de cuarzo con extinción recta corresponderían al cuarzo de origen plutónico, mientras que los de extinción ondulosa

representarían granos de cuarzo con un origen metamórfico (e.g., Basu et al., 1975, 1976). Para reducir el error al mínimo el conteo modal se llevó a cabo hasta contar 300 puntos entre Q_t (cuarzo total), F_t (feldespato total) y L_t (líticos totales), asimismo, se evaluó que la matriz o pseudomatriz no fuera mayor al 15 % del total de puntos contados (no incluido entre los 300 que contabilizan únicamente granos de cuarzo, lítico o feldespato) con lo cual se asegura una buena representación del material sedimentario contenido en cada corte delgado.

A partir del conteo modal, y las texturas observadas y contabilizadas, se ha definido que hay al menos cinco tipos de líticos preponderantes. Estos corresponden a:

Líticos de textura vitrofírica oscuros y con fenocristales de plagioclasa. Los fenocristales se encuentran bien definidos, aunque las plagioclasas se encuentran alteradas. El vidrio presenta distintos niveles de alteración, asociables a una andesita.

Líticos de textura microlítica a seriada de plagioclasa y fenocristales de piroxeno y plagioclasa. Los microlitos de plagioclasa tienden a tomar una textura traquítica. Se observan tanto clinopiroxenos (diópsido) como ortopiroxenos (enstatita). Aunque se distinguen olivinos, estos son escasos. Se asocian a una andesita.

Líticos de textura microfaneríticas con cristales de plagioclasa y piroxeno. Frecuentemente presentan texturas de flujo y cúmulos de plagioclasas y hematita. Las plagioclasas de mayor tamaño suelen estar zonadas.

Los tres anteriores suelen encontrarse juntos en la misma proporción en las muestras de sierra Tolompa y Berenguela. Otros líticos estudiados son:

Líticos con textura vítrea y evidencias de desvitrificación, cristales fragmentados de plagioclasa, y en menor medida cuarzo y feldespato. Pueden presentar textura axiolítica. La matriz es de color marrón a rojizo. Suelen estar muy alterados y se asocian a líticos de toba. Texturas de reabsorción y amígdalas son comunes. Son más representativos del sector de quebrada Macurquima.

Líticos con textura sedimentaria. Son muy escasos, solo se observaron en el techo de la columna Berenguela. Pueden implicar el retrabajo de los depósitos de la Formación Mauque o proveniencia a partir de una roca sedimentaria.

Folk (1973) propuso diagramas de clasificación a partir de distintos análisis de conteo modal realizados en areniscas (**Figura 4. 11** y **Figura 4. 12**), tomando como base su contenido de cuarzo, feldespato y líticos. Tales diagramas permiten una tipificación tectónica y composicional. Se observa que todas las muestras estudiadas se incluyen en el campo del arco no disectado (**Figura 4. 11**) a excepción de la muestra estudiada en la columna quebrada Macurquima que cae en el campo de arco transicional. Consecuentemente en el diagrama de clasificación composicional (**Figura 4. 12**) que utiliza los mismos parámetros (Q: cuarzo total, F: feldespato total y L: líticos totales) las muestras son caracterizadas como litarenitas feldespáticas salvo la muestra de la columna quebrada Macurquima que se caracteriza como arcosa lítica.

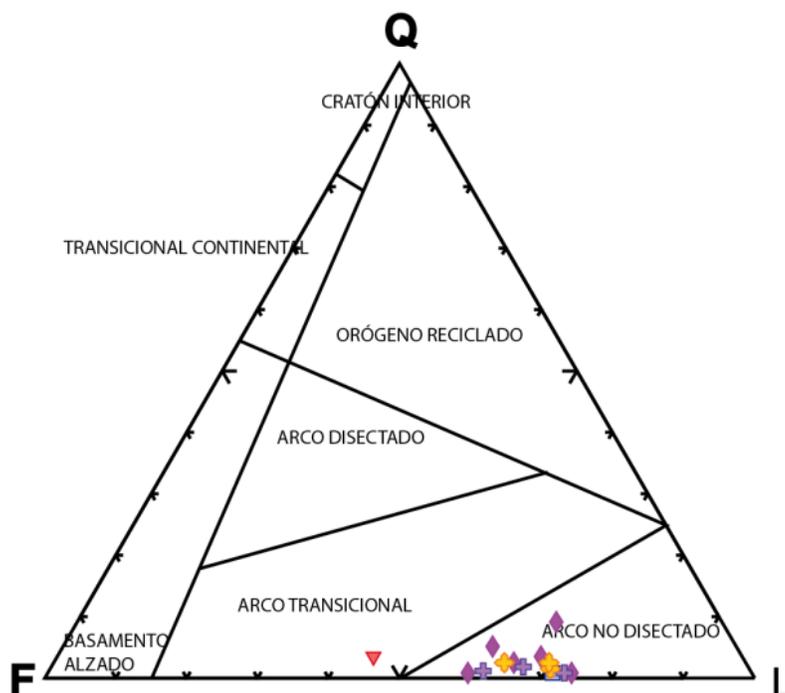


Figura 4. 11: Triángulo de clasificación tectónica QFL (Folk, 1973), donde Q representa los granos de cuarzo contabilizado, F los granos de feldespato y L los líticos. Todas las muestras estudiadas caen en el campo de Arco no disectado, salvo la muestra analizada de la quebrada Macurquima que cae en el campo de Arco Transicional debido a su mayor contenido de plagioclasas versus líticos.

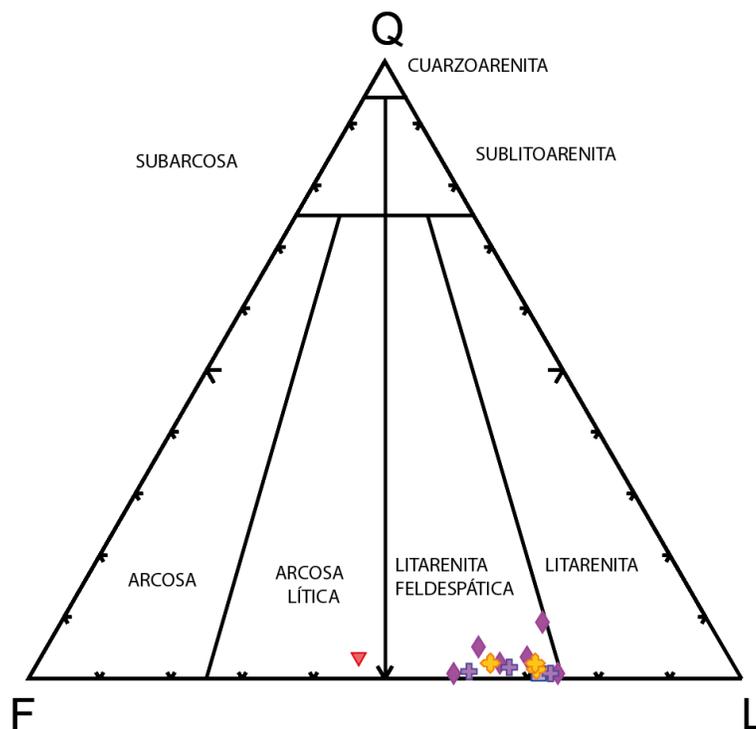


Figura 4. 12: Diagrama de clasificación QFL (Folk, 1973), donde Q representa los granos de cuarzo contabilizado, F los granos de feldespato y L los líticos. Todas las muestras analizadas de las columnas volcán Colorado, sierra Tolompa este, y Berenguela se incluyen en el campo de las litarenitas feldespáticas. La muestra de la quebrada Macurquima cae en el campo de las arcosas líticas.

Para evaluar los cambios composicionales en el tiempo, se escogieron estratos cercanos a la base, capas medias y techo de las columnas estratigráficas con mayor potencia de la Formación Mauque (Berenguela y sierra Tolompa este). A partir del conteo modal se generaron dos diagramas que permiten ver la evolución y relaciones entre la composición de feldespato, cuarzo, líticos y la razón entre feldespato alcalino y plagioclasa (**Figura 4. 13** y **Figura 4. 14**).

Al analizar los cambios de los componentes mayores de la columna Berenguela (**Figura 4. 13**) se observa que el porcentaje de cuarzo es poco significativo (varía entre un 1 % y 2 %) mientras que los porcentajes de feldespato y líticos muestran una relación inversa; cuando aumenta el porcentaje de líticos disminuye el porcentaje de feldespatos presentes y viceversa. Se observa una leve tendencia a disminuir la presencia de líticos hacia el techo y un aumento de la cantidad de granos de feldespato. La razón entre plagioclasa y feldespato alcalino se mantiene invariable con un 90 % aproximado de plagioclasa contra un 10 % de feldespato alcalino.

Los estratos de la columna sierra Tolompa este (**Figura 4. 14**), denotan una disminución del porcentaje de cuarzo total de base a techo, desde un 10 % hasta un 1 % aproximadamente. Se observa que de base a techo aumenta la proporción de feldespato total hasta un primer punto de inflexión, a partir del cual disminuye. Este punto de inflexión está relacionado a los depósitos de un flujo volcánico y una sucesión granodecreciente de areniscas con algunas intercalaciones de tobas. El porcentaje de feldespato sigue disminuyendo hasta un segundo punto de inflexión (desde donde vuelve a aumentar) asociado a una mayor proporción de depósitos de flujos pseudoplásticos de origen volcano-sedimentario. El porcentaje de líticos varía de manera inversa respecto de la presencia de feldespato. La razón entre plagioclasa y feldespato alcalino tiende a aumentar desde un 70 % hasta un 90 % aproximadamente.

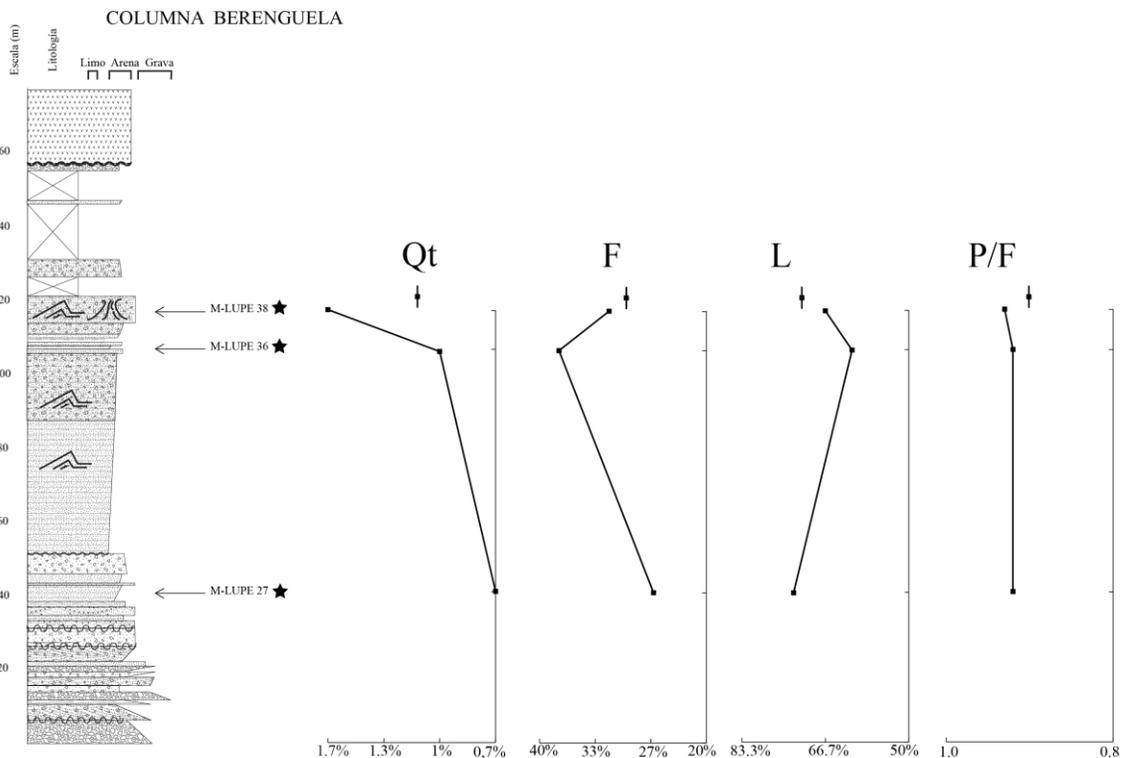


Figura 4. 13: Diagrama con variaciones porcentuales de Qt (cuarzo total), F (feldespato), L (líticos) y la razón de P/F (plagioclasas versus el total de feldespatos) para la columna Berenguela a partir de 3 conteos modales realizados. La relación V/L (líticos volcánicos vs líticos totales) es cercana a 1.

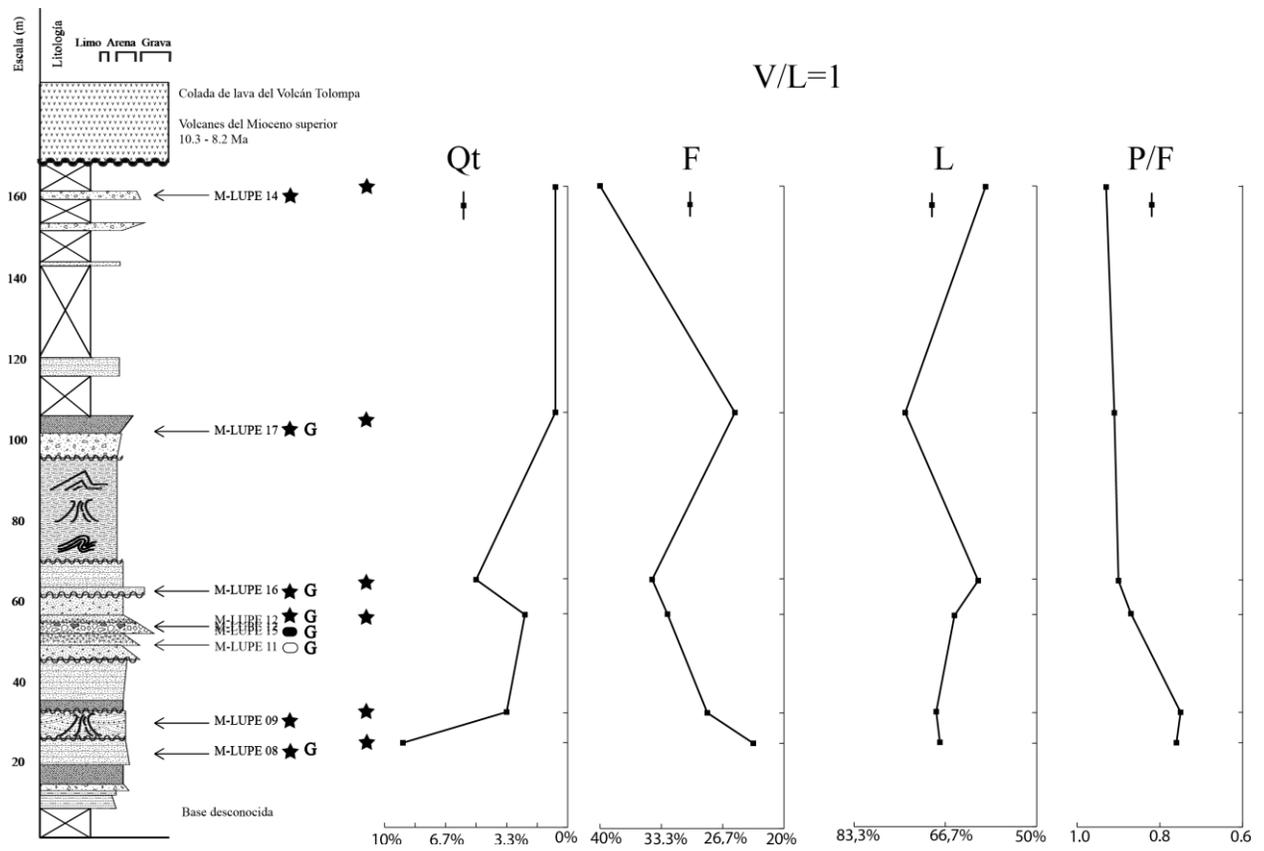


Figura 4. 14: Diagrama con variaciones porcentuales de Qt (cuarzo total), F (feldespato), L (líticos) y la razón de P/F (plagioclasas versus el total de feldspatos) para la columna sierra Tolompa este a partir de 5 conteos modales realizados. La relación V/L (líticos volcánicos versus líticos totales) es igual a 1, es decir, todos los líticos son volcánicos.

4.4 Análisis geoquímico

A partir de la información geoquímica de 26 muestras que corresponden a dos muestras de tobas, una muestra de lava, tres muestras de líticos sedimentarios y 20 muestras de areniscas se elaboran distintos gráficos, a partir de los cuales se determina el grado de alteración, clasificación, ambiente tectónico y mineralogía de las rocas.

4.4.1 Elementos mayores

Dado el grado de alteración de las muestras, y como una forma de prevenir errores se construye el gráfico A-CN-K. La composición química de rocas sedimentarias es presentada como proporciones molares entre Al_2O_3 , (CaO^*+Na_2O) y K_2O . Se genera el espacio composicional (A-CN-K, **Figura 4. 15**), donde CaO^* representa la fracción contenida en los minerales silicatados (Nesbitt y Young, 1984 en McLennan et al., 1993). Este campo es útil para examinar los efectos de la meteorización sobre la composición de la roca fresca (Nesbitt and Young, 1984; Nesbitt and Young 1989; Fedo et al., 1995). Se asume que es posible considerar el CaO presente se encuentra contenido en minerales silicatados a partir del análisis petrográfico, en el cual se encontraron cementos principalmente silíceo, de óxidos de Fe, y de manera muy restringida zeolitas y carbonatos. Esta tesis se ve reforzada a partir del gráfico CIA vs CaO (Anexo C: Geoquímica, **Figura 8. 1**) donde se observa que el índice de alteración (CIA) disminuye a la vez que aumenta la concentración de CaO , esto quiere decir que las muestras menos alteradas presentan mayores concentraciones de CaO . Esto implica que el CaO presente corresponde probablemente al CaO^* , contenido en minerales silicatados sin alterar.

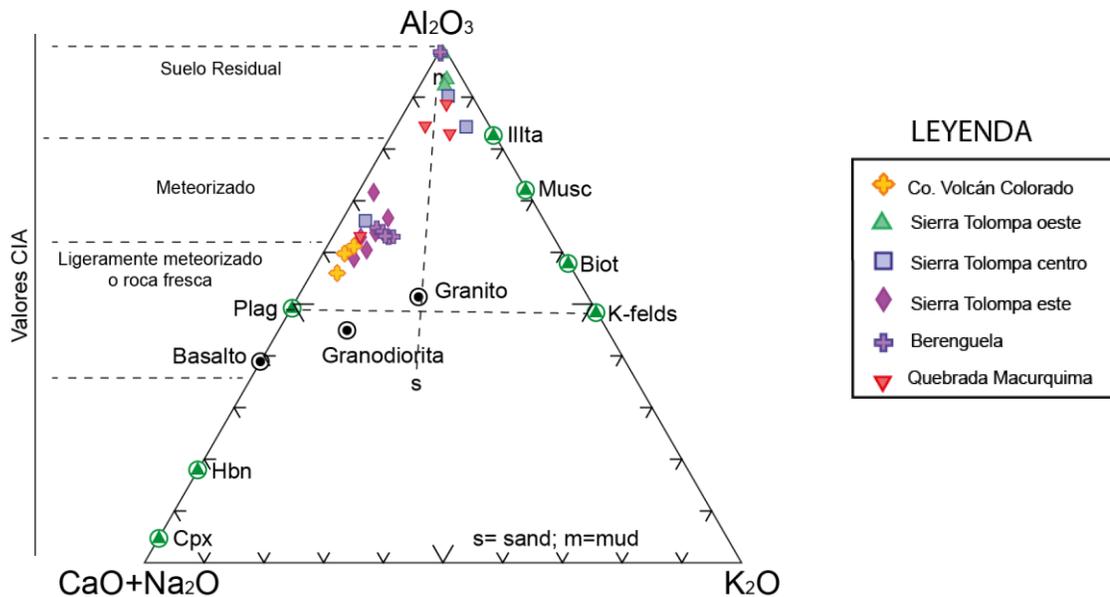


Figura 4. 15: Gráfico A-CN-K (modificado de Nesbitt y Young, 1984, 1989). Se definen claramente dos agrupamientos. Un grupo de muestras que se incluyen en el campo de suelo residual y corresponderían a las muestras más alteradas, versus otro grupo que se circunscribe al campo de las rocas frescas a meteorizadas, conteniendo a las muestras menos alteradas.. Han sido incluidas todas las muestras analizadas.

El gráfico A-CN-K (**Figura 4. 15**) revela los valores del Índice Químico de Alteración (CIA) que se calcula como $CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ según Nesbitt and Young (1982), cuyos resultados se encuentran en la Tabla 10 en Anexos.

Se consideran muestras alteradas aquellas que se ubican en el ápice Al_2O_3 del triángulo A-CN-K que incluye a las muestras M-LUPE 01; M-LUPE 23; M-LUPE 32. También, dentro del campo de suelo residual se incluyen desde mayor a menor alteración las muestras HC-LUPE 11; M-LUPE 19; M-LUPE 04; M-LUPE 03. Al centro del triángulo y casi limitando con el campo de rocas meteorizadas HC-LUPE 15; HC-LUPE 12; M-LUPE 06, caen en el límite inferior del suelo residual en el campo de la illita. Estas se ubican más cerca del patrón de alteración desde granito hacia arcillas. Todas estas muestras serán representadas en adelante solo en un área de muestras alteradas en cada gráfico que utilice elementos mayores.

Las muestras HC-LUPE 02; M-LUPE 15; HC-LUPE 04; HC-LUPE 01 y M-LUPE 08 se encuentran en el nivel superior de roca ligeramente meteorizada o roca fresca, mientras que HC-LUPE 13; M-LUPE 12; M-LUPE 11; M-LUPE 31; M-LUPE 35; M-LUPE 38; M-LUPE 36; M-LUPE 29; M-LUPE 17; M-LUPE 22; M-LUPE-16 tienden a seguir una tendencia marcada por la alteración de roca fresca entre basalto-granodiorita hacia el área de rocas meteorizadas.

A continuación se catalogan las muestras sedimentarias empleando la clasificación de areniscas terrígenas usando $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de Pettijohn et al. (1972) con los límites modificados por Herron (1988) (**Figura 4. 16**). Todas las muestras que no se encuentran alteradas caen dentro del campo de las greywackas. Las muestras alteradas denotan un aumento de SiO_2 y K_2O o bien una disminución de Al_2O_3 y Na_2O .

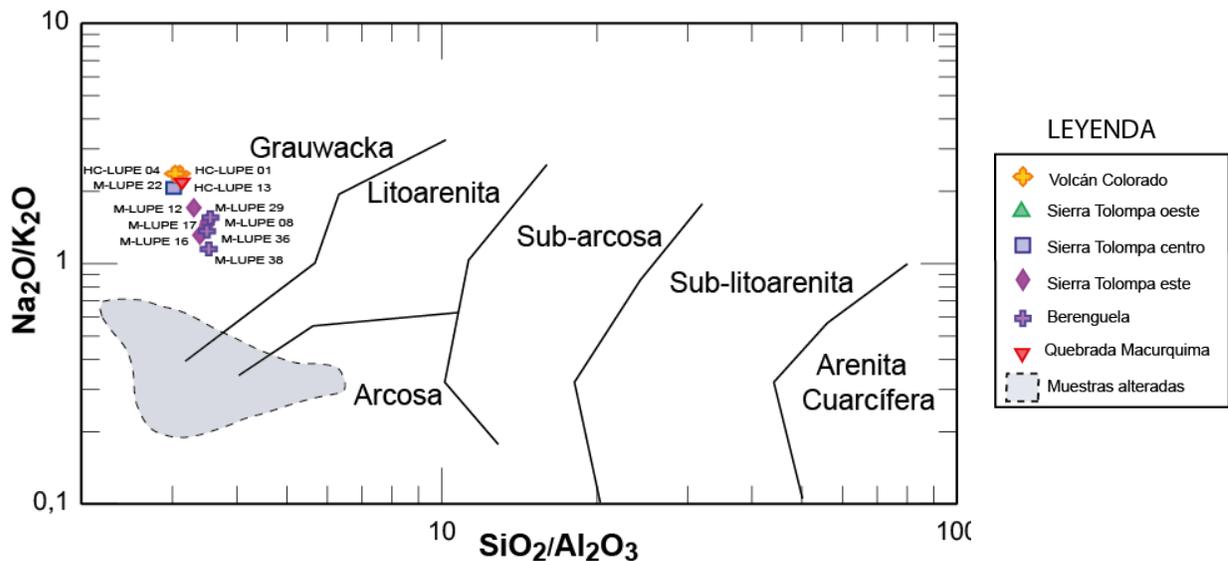


Figura 4. 16: Diagrama $\log \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de Pettijohn et al. (1972) con los límites modificados por Herron (1988). Clasifica a las areniscas según su composición. Solo se incluyen muestras sedimentarias en el gráfico.

Para contrastar la clasificación geoquímica de las rocas sedimentarias se genera el campo Na/Al vs K/Al , donde la concentración wt % se ha convertido a milicaciones. Consistentemente las muestras no alteradas son clasificadas como grauwackas (**Figura 4. 17**). Es posible reconocer además segregación de las muestras de volcán Colorado respecto del resto de las muestras. Las muestras alteradas caen en el campo de las montmorillonitas y caolinita. M-LUPE 23, M-LUPE 32, M-LUPE 01 caen en la posición que comparten la anortita, caolinita y cloritas. M-LUPE 04, M-LUPE 03, M-LUPE 11, M-LUPE 19, M-LUPE 21, HC-LUPE 11 y HC-LUPE 15 quedan circunscritas al campo de las montmorillonitas. M-LUPE 06 y HC-LUPE 12 no pertenecen a ningún campo en particular, pero se encuentran entre las áreas composicionales que abarcan la

montmorillonita y la illita, por lo que se desprende la presencia de ambas arcillas en estas muestras.

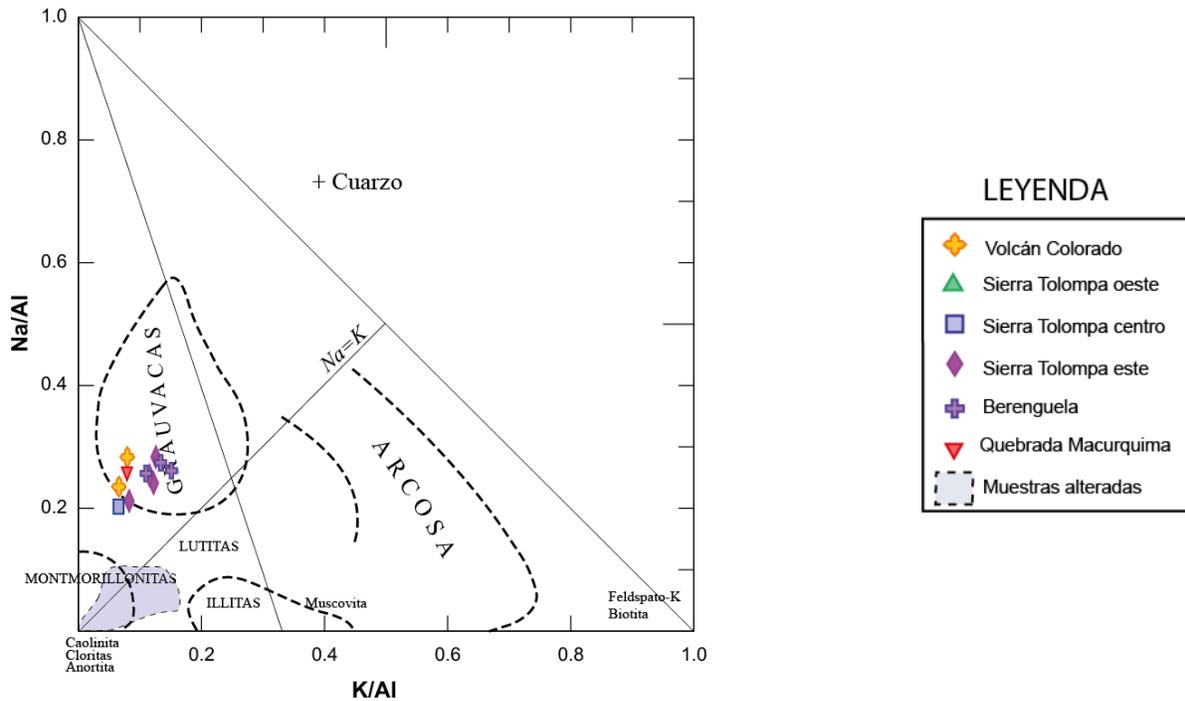


Figura 4. 17: Campo Na/Al vs K/Al para clasificación de rocas sedimentarias. Solo se incluyen muestras sedimentarias en el gráfico.

El gráfico K_2O - MgO - Na_2O (Anexo C: G, **Figura 8. 2**) entrega una clasificación de rocas sedimentarias y presenta la cercanía que tiene esta composición respecto de rocas ígneas intrusivas. En el caso de las muestras analizadas se observa que la mayoría de las muestras son clasificadas como grauwackas y su composición es similar a una diorita M-LUPE 08; M-LUPE 16; M-LUPE; M-LUPE 17; M-LUPE 36; M-LUPE 38; HC-LUPE 01 y HC-LUPE 13. M-LUPE 29 se acerca más a la composición de una granodiorita. M-LUPE 12; M-LUPE 22 y HC-LUPE 04 quedan fuera del campo de las grauwackas y se acercan más al campo de los basaltos. Las muestras alteradas se distribuyen ampliamente, mostrando un aumento relativo de K_2O y MgO , o bien una disminución relativa de Na_2O . Muestras de Berenguela y sierra Tolompa este muestran concentraciones similares y equivalentes de K y Na, mientras que los valores de Mg son más erráticos, con una tendencia a aumentar en Berenguela y a disminuir en sierra Tolompa.

Adicionalmente se ha utilizado el espacio $Al/3-K$ vs $Al/3-Na$ (De La Roche, 1968) en que se han convertido las concentraciones de Al_2O_3 , K_2O y Na_2O a milicaciones. Éste gráfico permite analizar el comportamiento diferencial del K, Na y Al en rocas ígneas y sedimentarias. Las muestras no alteradas presentan concentraciones de $K > Na$ y quedan incluidas en el campo de las rocas ígneas en un campo muy acotado, aunque limitando prácticamente con el campo de las rocas sedimentarias (Anexo C: G, **Figura 8. 3**). Las muestras alteradas por su parte presentan concentraciones de $Na > K$, y en particular la muestra M-LUPE 04 muestra una disminución importante de Al.

Dado que existe una estrecha correlación entre la composición geoquímica de areniscas y el ambiente tectónico de las cuencas sedimentarias, la naturaleza del margen continental y de las cuencas oceánicas puede ser descifrada a partir de la composición de elementos mayores de las

areniscas. Los parámetros que mejor discriminan son Fe_2O_3 % + MgO %, TiO_2 %, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$. En general existe un progresivo descenso en la concentración de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$, TiO_2 , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, y un incremento en $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ desde las areniscas de Arcos de Islas Oceánicas, Arco de Islas Continentales, Margen Continental Activo hasta el campo de Margen Continental Pasivo. (Bathia, 1983).

Para evaluar el ambiente tectónico al cual se circunscriben las muestras sedimentarias se grafican 3 diagramas bivariantes de discriminación que incluyen $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Roser y Korsch 1986); TiO_2 vs $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ y $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ vs $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t}) + \text{MgO}$ (ambos modificados de Bathia, 1983) (Anexo C: G, **Figura 8. 4**, **Figura 8. 5** y **Figura 8. 6**). En todos los casos las muestras son contenidas en el campo de Arco de Islas Oceánicas.

Basándose en el trabajo de Roser y Korsch (1988) es posible plantear funciones discriminantes (**Ecuación 1** y **Ecuación 2**) para distinguir si la proveniencia de los sedimentos es preponderantemente: ígnea máfica, ígnea intermedia, ígnea félsica o sedimentaria cuarzosa. Estas funciones consideran que los mejores valores discriminantes corresponden al $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{tot}) + \text{MgO}$, a partir de lo que lo cual se utilizan las concentraciones de óxidos de Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na y K (**Figura 4. 18**) para diferenciar efectivamente las 4 proveniencias.

Ecuación 1: Función discriminante 1

$$\text{Función discriminante 1} = -1.773 \text{TiO}_2 + 0.607 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.76 \text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} - 1.5 \text{MgO} + 0.616 \text{CaO} + 0.509 \text{Na}_2\text{O} - 1.224 \text{K}_2\text{O} - 9.09$$

Ecuación 2: Función discriminante 2

$$\text{Función discriminante 2} = -0.445 \text{TiO}_2 + 0.07 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.25 \text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} - 1.142 \text{MgO} + 0.438 \text{CaO} + 1.475 \text{Na}_2\text{O} - 1.426 \text{K}_2\text{O} - 6.851$$

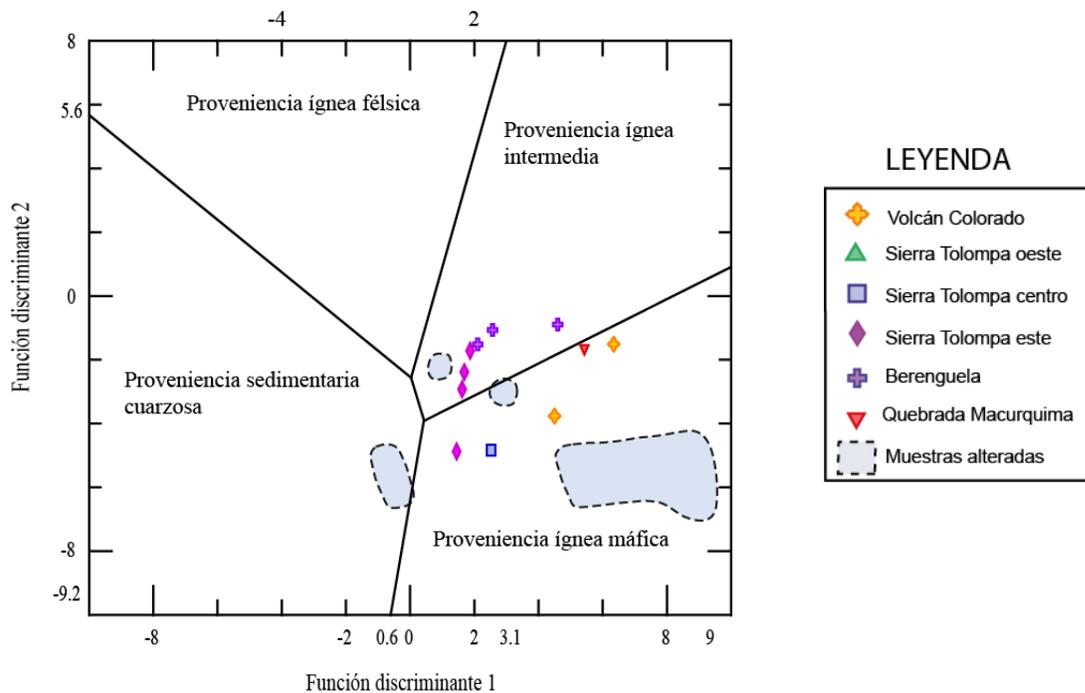


Figura 4. 18: Diagrama de funciones discriminantes para la proveniencia sedimentaria de areniscas-limolitas usando elementos mayores (Roser y Korsh, 1988). Solo se incluyen muestras sedimentarias.

Los análisis de proveniencia basados en funciones discriminantes de elementos mayores (**Figura 4. 18**) indican que las fuentes del material de la Formación Mauque corresponde a una mezcla entre fuentes ígneas intermedias y fuentes ígneas máficas. En particular las muestras HC-LUPE 04, M-LUPE 22 y M-LUPE 12 son incorporadas en el campo de las muestras cuyos clastos son de origen máfico, mientras que HC-LUPE 13 y HC-LUPE 01 se encuentran en el límite entre una proveniencia máfica y una proveniencia intermedia. Para las muestras M-LUPE 16, M-LUPE 17 y M-LUPE 08 (columna sierra Tolompa) son incluidas en las muestras de origen intermedio, así como todas las muestras de la columna de Berenguela: M-LUPE 36, M-LUPE 38 y M-LUPE 29. Las M-LUPE 01 y M-LUPE 04 entre las muestras alteradas, caen en el campo de las muestras con proveniencia cuarzosa, mientras que el resto de ellas tienden a ubicarse en el campo de las rocas máficas a intermedia.

Como una forma de prevenir que las concentraciones de CaO y SiO₂ biogénico perturben los resultados obtenidos con elementos mayores Roser et al. (1988) plantearon sortear este problema usando una función discriminante que utiliza las razones de TiO₂, Fe₂O₃, MgO, NaO y K₂O normalizadas por la concentración Al₂O₃. Este diagrama no es tan efectivo como el que se basa en los óxidos únicamente. Sin embargo, dado que en algunas muestras se ha observado un aumento de SiO₂ debido a la silicificación se ha decidido incluirlo (Anexo C: Geoquímica, **Figura 8. 7**). Las funciones discriminantes están determinadas según **Ecuación 3** y **Ecuación 4**.

Ecuación 3: Función discriminante 1 (razones de Al₂O₃)

$$\text{Función discriminante 1} = 30.638 \text{ TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \text{ Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \text{ MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \text{ Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 35.402 \text{ K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382$$

Ecuación 4: Función discriminante 2 (razones de Al₂O₃)

$$\text{Función discriminante 2} = 56.500 \text{ TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879 \text{ Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875 \text{ MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 5.404 \text{ Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 11.112 \text{ K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89$$

Los resultados basados en concentraciones normalizadas por Al₂O₃ (Anexo C: Geoquímica: **Figura 8. 7**) confieren una mayor representación de fuentes máficas. HC-LUPE 01, HC-LUPE 04, HC-LUPE 13, M-LUPE 12, M-LUPE 17, M-LUPE 22 Y M-LUPE 29 son incluidas en el campo de las rocas de proveniencia ígnea máfica, mientras que las muestras M-LUPE 08, M-LUPE 16, M-LUPE 36 y M-LUPE 38 se circunscriben al campo de las rocas de origen ígneo intermedio. Todas las muestras alteradas, salvo HC-LUPE 12 (fuente ígnea intermedia), son caracterizadas por tener fuentes ígneas máficas.

Para clasificar las rocas ígneas se utiliza el diagrama Na₂O+K₂O vs SiO₂ (**Figura 4. 19**), las muestras M-LUPE 11, y HC-LUPE 11, ambas tobas, se han descartado debido a su alteración. La muestra HC-LUPE 02 que pertenece a una muestra de lava interestratificada en la columna volcán Colorado se clasifica como andesita basáltica. M-LUPE 15 que es un lítico volcánico escoráceo de un aglomerado volcánico de la columna sierra Tolompa este es catalogado como andesita. M-LUPE 35, clasto lítico perteneciente a niveles medios de la columna de Berenguela también es clasificado como andesita, aunque cercano al límite de las dacitas. M-LUPE 31, otro lítico volcánico perteneciente a una brecha de la misma columna es caracterizado como dacita. Todas las muestras son subcalcinas.

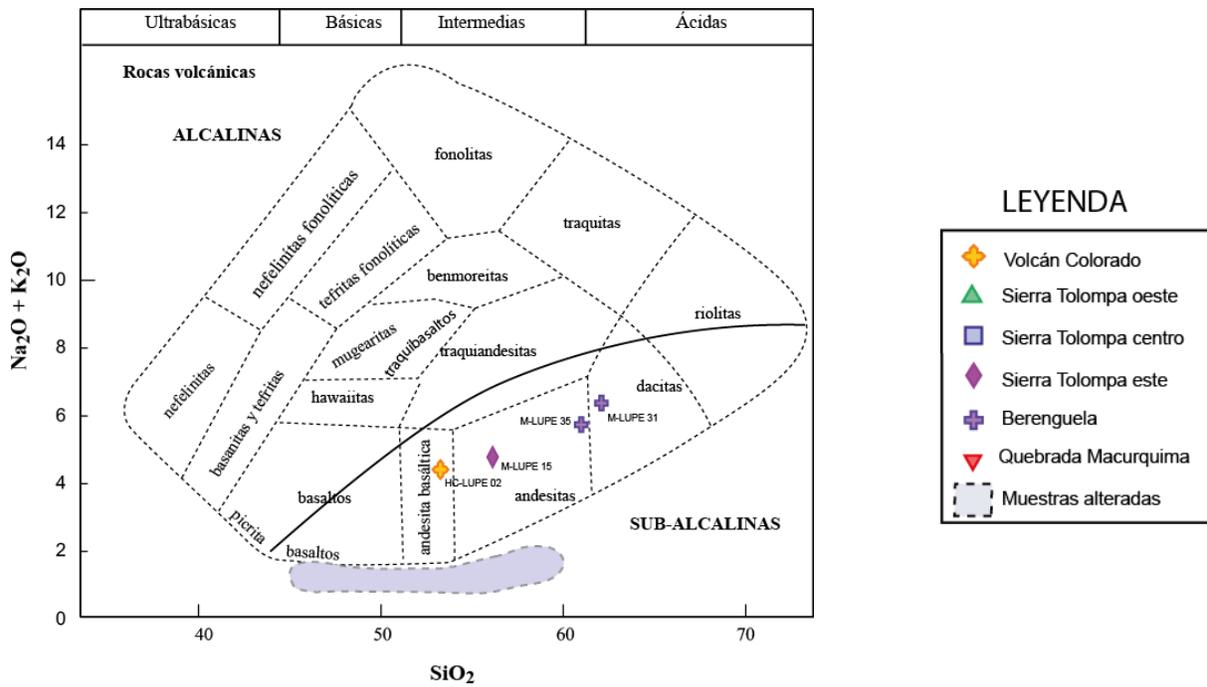


Figura 4. 19: Interpretación de rocas ígneas volcánicas (Cox et al., 1979). Evaluación de K_2O/Na_2O vs SiO_2 . Todas las muestras caen en el campo subalcalino. Solo se incluyen muestras de tobas, lavas y líticos.

Adicionalmente se utiliza el diagrama de Le Maitre et al. (1989) para evaluar el carácter sub-alcalino o alcalino de las rocas volcánicas. A partir de este se obtuvo que todas las muestras corresponden a la serie calcoalcalina, M-LUPE 35 y M-LUPE 31 se incluyen en la serie de alto K, mientras que HC-LUPE 01 y M-LUPE 15 se encuentran justo en el límite entre las de alto K y las de medio K (**Figura 4. 20**).

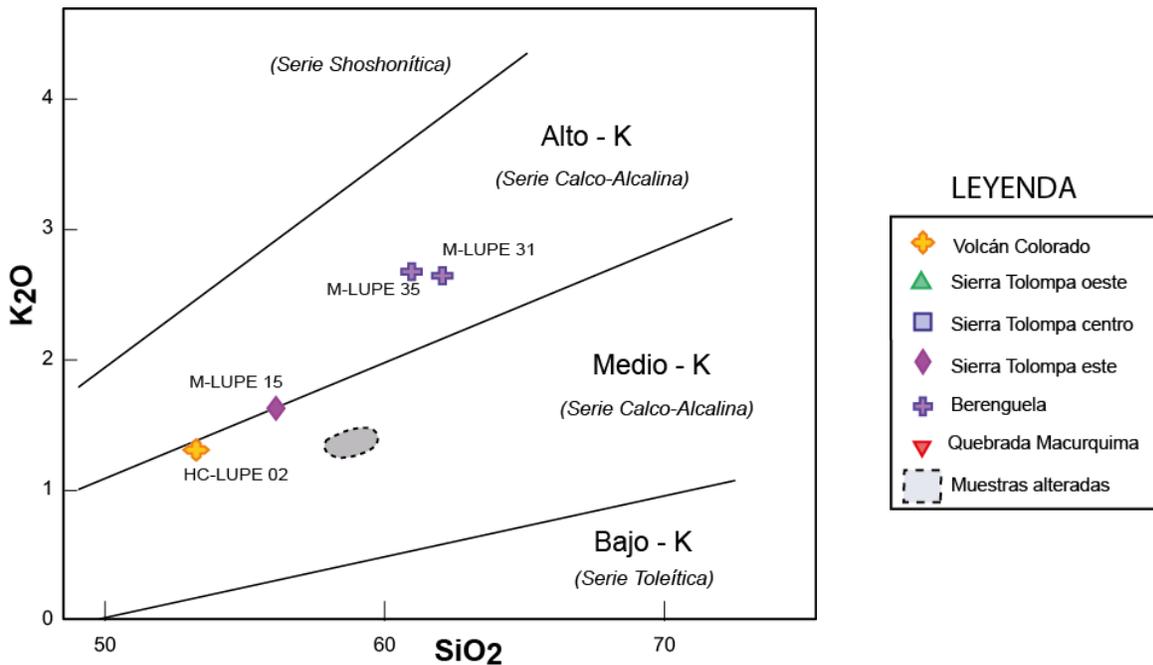


Figura 4. 20: Grafico de clasificación de rocas ígneas (Le Maitre et al., 1989). Expone los contenidos de K_2O vs SiO_2 . Solo se incluyen muestras de tobas, lavas y líticos.

4.4.2 Elementos traza

La distribución y abundancia de elementos menores y elementos traza seleccionados (Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga y Sc) en rocas volcánicas frescas pueden ser usadas para clasificar los productos generados por magmas alcalinos y subalcalinos de manera similar a como se usan los métodos de índices de elementos mayores (Winchester and Floyd, 1977). Estos elementos son inmóviles durante la alteración post consolidación y procesos metamórficos, este proceso de clasificación puede ser aplicado a rocas metavolcánicas, siendo más confiable que los métodos de clasificación de elementos mayores, dado que algunos de estos son móviles (e.g., Ca^{2+} , Na^{2+} , K^{+} , etc.). Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga y Sc permanecen inertes durante procesos de alteración secundaria incluyendo espilitización (albitización de basaltos para formar espilita), alteración submarina o metamorfismo (Frey et al., 1968; Cann, 1970; Kay et al., 1970; Elliot, 1973; Pearce y Cann, 1973; Field y Elliot, 1974; Herrmann et al., 1974; Pearce, 1975; Ferrara et al., 1976). Estos elementos son referidos como elementos inmóviles.

Se ha optado en primer lugar por caracterizar el grado de reciclamiento del material sedimentario que conforma los depósitos, dado que esto puede aumentar las probabilidades de error y variación en la concentración de elementos traza. La selección y reciclamiento puede ser monitoreado observando las relaciones de Th/Sc contra Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Sedimentos de primer orden muestran una correlación positiva típica entre estas razones, a diferencia de los sedimentos reciclados que muestran un incremento substancial en Zr/Sc mucho menor que el de Th/Sc.

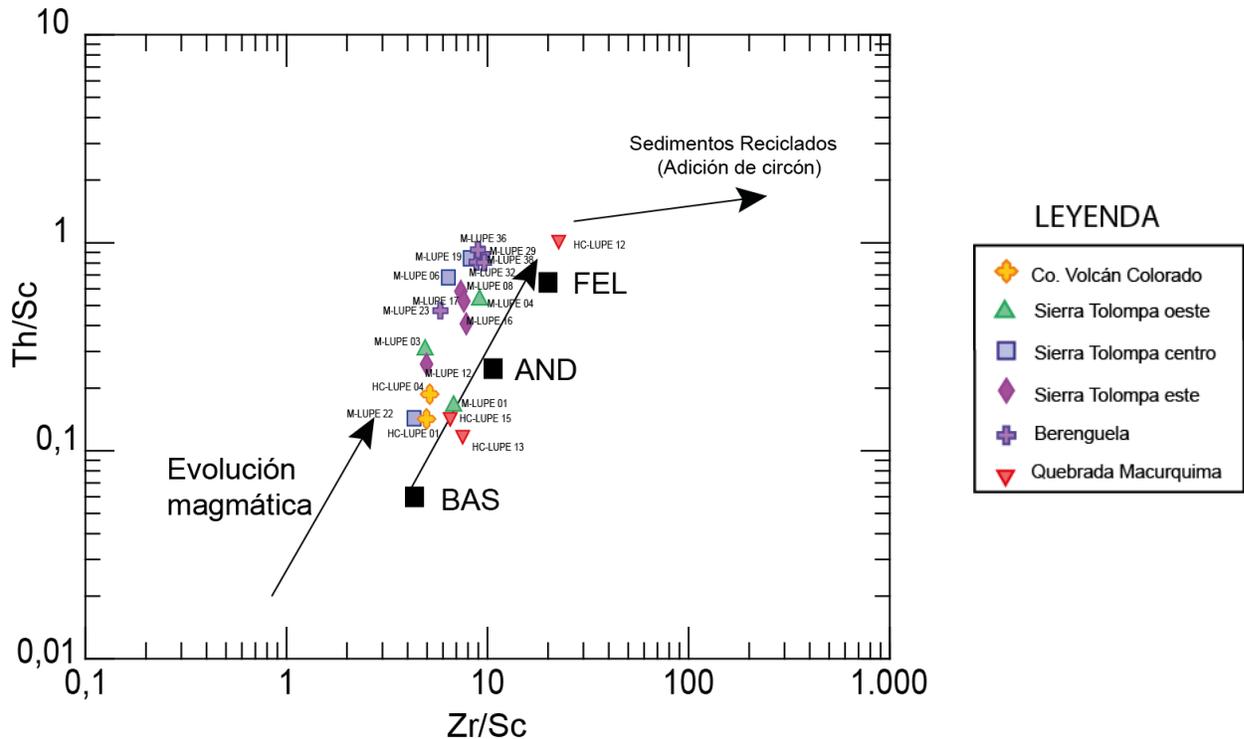


Figura 4. 21: Diagrama de Th/Sc vs Zr/Sc (McLennan et al., 1993). Diagrama para caracterizar sedimentos reciclados. Los campos BAS (basaltos) AND (andesitas) y FEL (feldespático) representan relaciones típicas entre estos elementos para fuentes básicas, intermedias y ácidas. Solo se incluyen muestras sedimentarias.

Basándose en el diagrama de McLennan et al. (1993) (**Figura 4. 21**) se puede corroborar que las muestras de rocas sedimentarias no presentan reciclamiento. M-LUPE 22; HC-LUPE 01; HC-LUPE 04; HC-LUPE 15 presentan relaciones de Th/Sc vs Zr/Sc intermedias entre una andesita y un basalto. Por su parte las rocas de la columna de Sierra Tolompa varían entre las concentraciones de una andesita y una roca ácida. Las rocas de la columna de Berenguela presentan una proporción de Zr/Sc vs Th/Sc más cercana a una roca ácida.

Bathia y Crock (1986) proponen el uso de los diagramas Th-La-Sc y Sc-Th-Zr/10 debido a que su inmovilidad varía las concentraciones en los sedimentos. Utilizando estos elementos (**Figura 4. 22**) se obtuvo que las muestras de la columna volcán Colorado y M-LUPE 22; M-LUPE 12; M-LUPE 01; M-LUPE01 y HC-LUPE 15 son incluidas dentro del campo de Arco de Islas Oceánico para ambos gráficos, mientras que M-LUPE 23 solo es incluida en el campo de Th-La-Sc. El resto de las muestras son incluidas en el campo de Arco de Islas Continentales, se observa que las muestras de la sierra Tolompa suelen estar al margen de los dos campos mencionados.

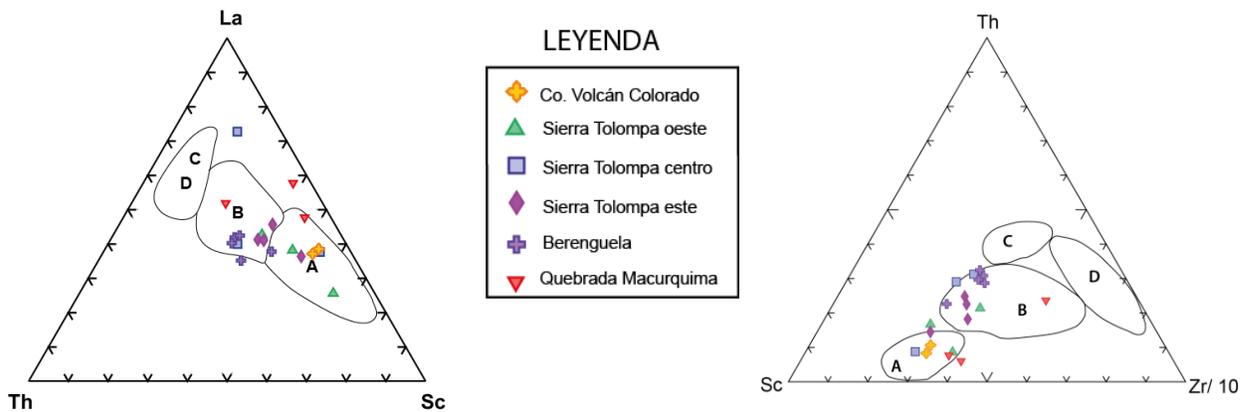


Figura 4. 22: Gráficos de discriminación tectónica para grauwackas (Bathia y Crook, 1986). Los campos indican A: Arco de Islas Oceánicas, B: Arco de Islas Continentales, C: Margen Continental Activo, D: Margen Pasivo. Solo se incluyen muestras sedimentarias en este análisis.

Trazadores de La/Th contra Hf proveen de una herramienta útil para la discriminación entre diferentes composiciones de arcos y fuentes. Una composición félsica dominante de arco tienen una razón baja y uniforme de La/Th (menor que 5) y contenidos de Hf entre 3-7 ppm. Con la progresiva erosión de las rocas del basamento, el Hf se incrementa debido a la liberación de circones (Floyd y Leveridge, 1987). El análisis para proveniencia a partir de La/Th vs Hf (**Figura 4. 23**) indica que las fuentes probablemente corresponden a una mezcla de material félsico/básico, descartando una probable fuente sedimentaria importante. La columna de volcán Colorado exhibe las fuentes más andesíticas. En la sierra Tolompa hay mezcla de material al igual que en quebrada Macurquima. En Berenguela habría fuentes relativamente ácidas. Ninguno de los componentes parece ser reciclado.

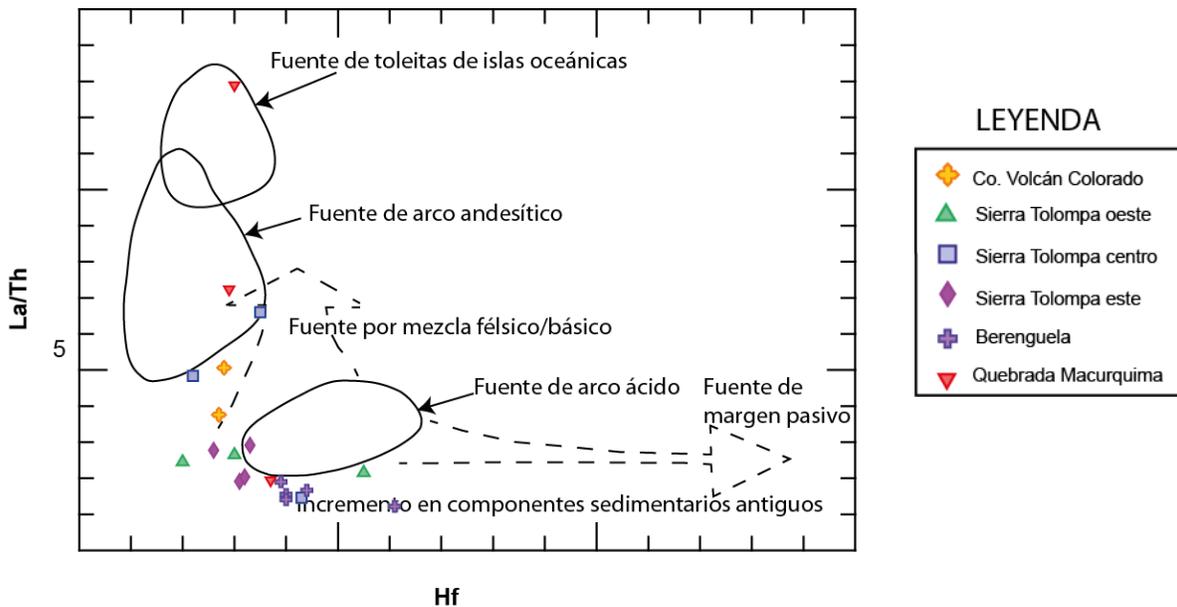


Figura 4. 23: Diagrama de La/Th vs Hf (Floyd y Leveridge, 1987). Distingue entre distintas fuentes de carácter ígneo básico a ígneo ácido. Solo se incluyen muestras sedimentarias.

El diagrama La/Sm vs La/Yb, se utiliza en rocas volcánicas para analizar la mineralogía en función de la presión (Floyd y Leveridge, 1987), lo cual se basa en la segregación que se genera al concentrarse las tierras raras más pesadas (HREE) en minerales como la anfíbola y granate, mientras que las más livianas (LREE, La-Sm) tienden a ser capturadas por los cristales de piroxeno (**Figura 4. 24**). Se observa que las muestras M-LUPE 31 Y M-LUPE 35 presentan las mayores razones de LREE, aún así todas las muestras son relativamente más proclives a presentar minerales de piroxeno y posiblemente anfíbola.

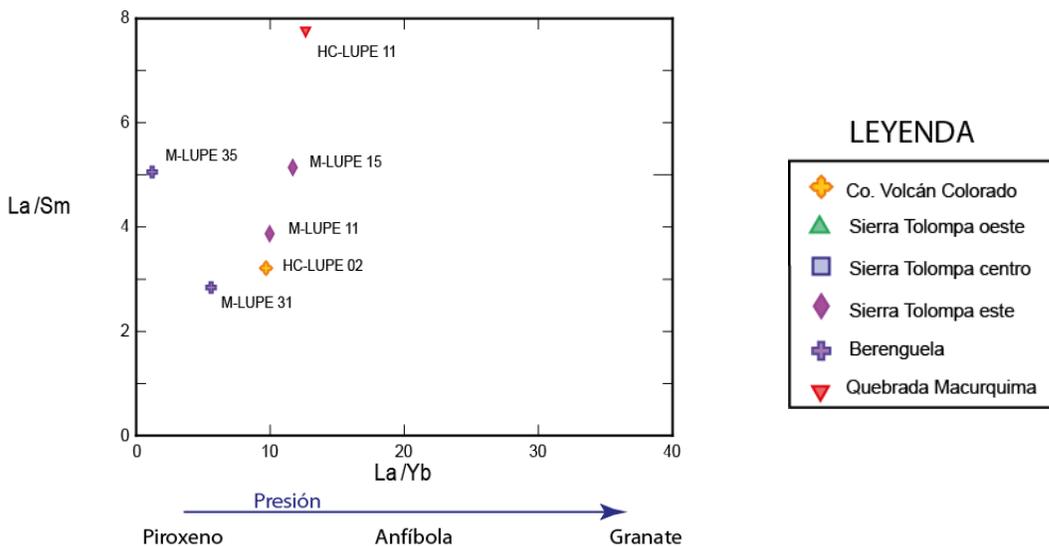


Figura 4. 24: Diagrama de mineralogía en función de la presión y contenido de LREE vs HREE (Floyd y Leveridge, 1987). Solo se incluyen muestras de líticos, tobas y lavas.

En último lugar se graficaron diagramas de REE normalizados a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan, 1989) y a la corteza superior (Taylor y McLennan, 1981) para rocas sedimentarias, y diagramas de REE normalizados al condrito (McDonough y Sun, 1995) en los que se incluyen todas las muestras. Para una mayor claridad del análisis se realizó un diagrama general con todas las muestras sedimentarias de la Formación Mauque para normalización a PAAS y corteza superior) y para el total de muestras en la normalización a condrito. Se incluyeron además diagramas correspondientes a cada columna sedimentaria descrita. (Anexo C: Geoquímica, **Figura 8. 8** a **Figura 8. 29**), con sus respectivas normas y valores (Anexo C: Geoquímica, **Tabla 13**, **Tabla 14** y **Tabla 15**).

Se observa un patrón con valores muy cercanos a 1 en la normalización de REE a PAAS (**Figura 8. 8** a **Figura 8. 14**), con una anomalía positiva de Eu. Se considera que en márgenes continentales activos generalmente se observa un patrón de REE intermedio entre un típico patrón de andesita y PAAS, en algunos casos indistinguibles del PAAS en si mismo (McLennan, 1989). Esto indica que el ambiente tectónico corresponde a un Margen Continental Activo, y además la concentración promedio de REE observadas correspondería a un patrón de andesita, esto implica que probablemente las fuentes tienen una composición andesítica.

El patrón obtenido por las tierras raras (REE) normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995) demuestran generalmente un enriquecimiento x 100 para las tierras raras livianas (LREE) y x 10 para las pesadas (HREE), esta es una característica de las rocas calcoalcalinas.

La muestra M-LUPE 35 presenta valores anómalos en todos los análisis de elementos traza, incluyendo REE, siendo un lítico, y estudiando su disposición en terreno, es probable que se trate de un intrusivo hipoabisal posterior, dado lo cual se ha descartado su uso en los análisis. Las muestras HC-LUPE 13 Y HC-LUPE 15 exhiben concentraciones relativamente más altas que el resto. Al estar ubicadas en la Quebrada Maucurquima, una cuenca más restringida, es posible que se trate de muestras que han tenido una fuente distinta, que pudo haber provenido del E.

4.4.3 Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal de la Formación Mauque ha sido registrada tanto en terreno como a partir del estudio geoquímico.

Un índice útil es el CIA. Los altos valores de CIA, reflejan la remoción de cationes móviles (e.g., Ca^{2+} , Na^+ , K^+) relativa a los constituyentes residuales estables (Al^{3+} , Ti^{4+}) durante la meteorización (Nesbitt y Young, 1982; Fedo et al. 1995 en McLennan et al., 1993). Por el contrario, bajos valores de CIA indican condiciones cercanas a la ausencia de alteración química y consecuentemente pueden reflejar condiciones áridas o frías (Fedo et al., 1995). La mayoría de las muestras analizadas registra valores mayores a 60 de CIA, es decir han sido removidos muchos elementos móviles. Sin embargo, la disminución de estos elementos, se encuentra relacionada a zonas de alteración hidrotermal observadas durante el trabajo de campo, dado lo cual, no reflejan necesariamente un transporte mayor o condiciones climáticas húmedas y/o cálidas en las cuales pudo haber ocurrido el depósito de los sedimentos.

Los tipos de alteración hidrotermal más recurrentes corresponden a: argilización, oxidación y silicificación. El espacio A-CN-K refleja la alteración argílica (**Figura 4. 15**) donde

varias muestras se incluyen en el campo de las esmectitas y caolinitas. Esta información es corroborada a partir del estudio de los cortes transparentes realizados, donde es posible notar la presencia de arcillas en las muestras. La argilización afecta preferentemente a los fenocristales de plagioclasa y a la matriz vítrea o microlítica de las muestras.

La silicificación, afecta principalmente a las facies más gruesas de la Formación Mauque. Las muestras de la columna sierra Tolompa centro y centro Norte son el mejor referente. Presentan hasta un 60 % o 70 % de concentración en SiO_2 , e incluso debido a la lixiviación de minerales y aumento del SiO_2 en la roca algunas muestras como M-LUPE 01 o M-LUPE 02 exhiben una disminución en las concentraciones de HREE dado que el enriquecimiento en sílice puede diluir elementos traza en areniscas (Cullers, 1995; Bock et al., 2000), causando una disminución en los contenidos de REE. Es necesario comparar los contenidos con el patrón bien establecido de PAAS para excluir estos efectos.

La oxidación, afecta ampliamente a los afloramientos de la Formación Mauque, tornando los estratos de un color rojizo. Los estratos de granulometría mayor nuevamente son los más afectados. Corresponden a óxidos de Fe, Ti y Mn, y frecuentemente asociados a limonitas y sílice.

La alteración menos común corresponde a la subpropilítica, ésta fue registrada en el sector de sierra Tolompa oeste, observándose en muestra de mano y en cortes transparentes como una asociación de zeolitas, cuarzo, hematita, y en menor medida, sericita y clorita. En este sector la alteración de la formación parece estar directamente relacionada a la cercanía del centro volcánico emisor de las lavas de sierra Tolompa (volcán Tolompa), dado que los estratos de la cuenca más orientales presentan una mineralogía mejor conservada.

Se ha descrito una asociación particular de alteración que incluye limonitas, arcillas y yeso. Esta alteración puede ser producto de fluidos hidrotermales magmáticos (o mezcla con fluidos provenientes de las cámaras magmáticas en los volcanes cercanos) que incorporaron CaSO_4 o bien el resultado de la removilización de CaSO_4 contenido en evaporitas asociadas a un ambiente lacustre endorreico. Sin embargo, no se detectaron estratos de este tipo en las áreas estudiadas, aunque es posible que permanecieran cubiertos

5 DISCUSIONES

5.1 Petrofacies y ambiente sedimentario

Incorporando toda la información de ambientes posibles a partir de las distintas columnas estratigráficas, se puede observar que la distribución de las facies denota una disminución de energía en los procesos sedimentarios en sentido O-E para la sierra Tolompa. Es posible proponer un ambiente fluvio-aluvial en el oeste, dominado probablemente por abanicos aluviales y ríos trezados. Estos abanicos tendrían una extensión < 8 km de longitud y se pudieron haber desarrollado en un clima semiárido. Hacia el este habría un cambio progresivo hacia facies más finas de ríos trezados con barras de gravilla, ríos meándricos e incluso la generación de lagos y llanuras de inundación, representados por conglomerados con clastos tamaño gravilla, areniscas y limolitas laminadas.

Estas interpretaciones permiten plantear que el ambiente general podría corresponder a un abanico aluvial húmedo, el cual recibe flujos de corrientes perennes o estacionales. La avulsión y migración de los canales dominan este tipo de secuencias. Pueden ser muy extensos con un bajo gradiente, aunque en los Apeninos se han reconocido algunos con longitudes entre 15-20 km, similar a las dimensiones observadas en la zona. A menudo muestran un cambio desde los depósitos proximales a los distales. Estos cambios van desde depósitos aluviales gruesos rápidamente depositados que son desplazados por canales de ríos trezados hasta sedimentos finos de ríos meándricos y planicies de inundación. Se han observado un gran número de estos abanicos en climas semiáridos (e.g. Mack y Leeder, 1978; Friend, 1978).

Adicionalmente la laminación fina se suele asociar a cursos de baja energía, en aquellas zonas donde ocurre un entrampamiento, debido cambios bruscos de pendiente, derivados de la actividad tectónica. Tanto la sierra Tolompa, como el sector norte y Berenguela presentan además evidencia de bioturbación (icnofacies de *Scoyenia* y/o *Mermia*), que puede ocurrir en estos ambientes. Los flujos laminares pueden depositar varios metros de areniscas laminadas, sin embargo, la bioturbación daría cuenta de varios flujos distintos con el desarrollo posterior de un paleosuelo incipiente y el crecimiento de vegetación.

En la zona de sierra Tolompa este, se encuentra bien registrada la disminución progresiva de los granos de cuarzo hacia el techo, junto a un aumento de los componentes volcánicos más básicos. El registro de brechas monomíticas con matriz de limo y clastos de arenisca y limo, junto a la presencia de estructuras de escape de fluidos como pipas y volcanes sedimentarios, pueden asociarse a estratos depositados en alta pendiente, de manera rápida, poco empaquetada y con capas de distinta permeabilidad. Una interpretación posible es que se deban a corrientes de turbidez gatilladas por mayores flujos estacionales (inundaciones) o algún evento tectónico como un terremoto. Sobre estos, la aparición de brechas y gravas con clastos de poméz y escoria bien preservados intercalados entre estratos laminados de areniscas medias y finas hacia el techo, refleja un aumento de energía en los procesos y una componente volcánica cada vez más preponderante. Esto se fundamenta además en las coladas de lavas andesíticas del volcán Tolompa que cubren finalmente toda la sucesión.

En la zona de Berenguela se registra nuevamente la presencia de brechas matriz-soportadas. Se puede proponer un paleoambiente similar pero con facies basales más gruesas, que probablemente correspondan a una zona de piedemonte, por medio de ríos trezados que se

generan en las zonas medias a distales de los abanicos aluviales (Miall, 1996). Los depósitos fluviales más potentes, relacionados a una depositación en planicies de inundación y gatilladas por crecidas estacionales de cauces o por entrapamiento natural (Valenzuela et al., 2014). Esto explicaría las laminaciones de arena media a gravilla y los flujos críticos que las pudieron generar. En Berenguela se observan capas con mayores concentraciones de clastos de pómez, aunque los de escoria son escasos y su granulometría es menor. Esto indica un aporte volcánico por caída de ceniza (tefra), en una zona más alejada de la fuente, respecto de los estratos observados en la sierra Tolompa, o bien podría implicar la removilización y destrucción parcial de estos clastos.

En la quebrada Macurquima se propone un ambiente similar, aunque se incluyen tobas en su base, que pueden corresponder a flujos piroclásticos localizado en un pequeño valle. Estas tobas descansan en discordancia angular sobre la Formación Icanche, lo que indica erosión y/o un hiato en la depositación entre el Eoceno Medio y el Mioceno medio. Sobre las tobas se observan brechas clasto y matriz-soportadas que indican flujos de detritos y un ambiente de alta energía, aunque rápidamente varía hasta areniscas con intercalaciones de tobas de escala centimétrica. Indica mayores aportes de un volcanismo explosivo, y muchos clastos de pómez retrabajada.

A partir del ambiente sedimentario es posible obtener información referente a la cuenca. Los dos modelos generales existentes para abanicos aluviales se diferencian según el tipo de drenaje. Las cuencas endorreicas (**Figura 5. 1**) se caracterizan por la presencia de evaporitas, mientras que las cuencas exorreicas (**Figura 5. 2**) presentan depósitos fluviales preponderantes. En los depósitos de sierra Tolompa se ha descrito localmente una asociación de alteración que incluye limonitas, arcillas y yeso. Esta alteración puede representar la removilización de CaSO_4 contenido en evaporitas, o bien ser el producto de fluidos hidrotermales. Sin embargo, no se detectaron estratos de evaporitas en las áreas estudiadas, aunque es posible que permanecieran cubiertos. La preponderancia de depósitos interpretados como un ambiente fluvial, y la distribución de los estratos en sentido NO-SE indicarían el desarrollo de una cuenca exorreica.

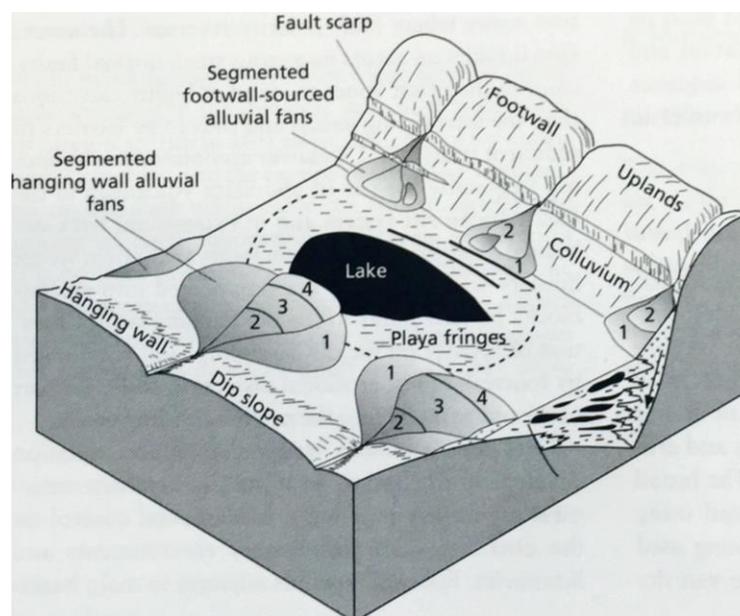


Figura 5. 1: Modelo de cuenca con drenaje interior (endorreica) y desarrollo de lagos y evaporitas. (Leeder y Gawthorpe, 1987). Se observa el engrane de depósitos aluviales con evaporitas, hay material proveniente desde el bloque colgante y la zona adyacente a la falla.

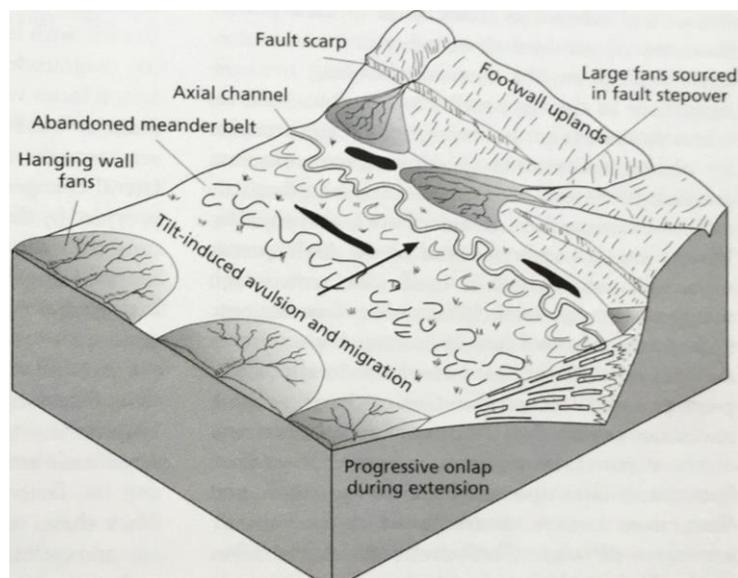


Figura 5. 2: Modelo de cuenca intramontana exorreica que incorpora un drenaje longitudinal de la misma, es un sistema que incorpora ríos meándricos y pequeños lagos, debido a la avulsión de estos. (Leeder y Gawthorpe, 1987).

5.2 Proveniencia

Al cotejar la caracterización petrográfica y geoquímica de las areniscas analizadas, se observa una buena correlación entre los resultados obtenidos mediante cada estudio. Ambos clasifican a casi todas las rocas como grauwackas (areniscas inmaduras), con excepción de la muestra HC-LUPE 13, considerada en ambos casos como arcosa lítica, la cual implicaría un mayor retrabajo del material. A partir de estos datos se puede afirmar que las areniscas son inmaduras tanto composicional como texturalmente. Esto implicaría que han tenido un breve transporte desde sus fuentes. Este planteamiento es coherente con el ambiente sedimentario planteado y las facies sedimentarias descritas. Un ambiente de río trenzado se forma en zonas cercanas a una cordillera (Miall, 1996) y un ambiente aluvial implica un breve transporte debido a la granulometría de sus depósitos.

La posición estratigráfica de la Formación Mauque, subyaciendo y engranando con estratos de lavas andesíticas de los volcanes del Mioceno, así como el importante aporte volcánico registrado en sus estratos como intercalaciones de tobas, depósitos de caída, depósitos de lahares y capas con abundante material escoráceo y pómez retrabajados indicarían fuentes importantes y cercanas de material volcánico, lo cual restringe el campo de búsqueda a unidades geológicas cercanas del Mioceno.

Mediante el análisis petrográfico realizado a las rocas, se ha descartado una participación significativa de fuentes de material de origen sedimentario, debido a que la mayor parte de los granos líticos observados corresponden a líticos volcánicos. Sin embargo no se puede descartar la presencia de granos minerales producto de la erosión de rocas sedimentarias. Adicionalmente la geoquímica de elementos mayores (**Figura 4. 18**) y de elementos traza (**Figura 4. 21**) indicarían un aporte preponderantemente volcánico.

Respecto de los elementos mayores, se ha identificado una tendencia a presentar composiciones más básicas hacia el NO y más ácidas hacia el SE del área de estudio. Las rocas varían desde una concentración de elementos mayores similares a una andesita basáltica en

volcán Colorado, una andesita en Sierra Tolompa, y andesitas a dacitas en Berenguela y Macurquima (**Figura 4. 18**). Esto puede responder a dos situaciones. La primera opción, es plantear una fuente principal con origen en el NO, y flujos que se movilizan el material hacia el SE. Al tener una mayor distancia desde la roca fuente, se podría explicar el aumento en las concentraciones de cuarzo, y feldespatos (observados en Berenguela), debido a que son más resistentes a la meteorización que los minerales máficos. Sin embargo, es poco consistente dado que las distancias son relativamente cortas (no mayores a 20 km de diferencia respecto a los afloramientos de volcán Colorado) y, dado que se supone un ambiente semiárido, no existen las condiciones climáticas para una meteorización tan intensa o rápida de los componentes máficos. Otra explicación supone que, debido a la alteración presente, han variado mucho las concentraciones de elementos mayores y por tanto no reflejan los componentes de la roca original (**Figura 4. 15**).

El estudio de los patrones obtenidos para las tierras raras (Rare Earth Elements o REE) normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995), demuestra un enriquecimiento x 100 para las tierras raras livianas (LREE) y x 10 para las pesadas (HREE), lo cual es una característica de las rocas calcoalcalinas y permite dirigir la búsqueda de fuentes de material hacia rocas que tengan tal impronta geoquímica. Sin embargo, la mayor parte de las rocas que afloran en el área de estudio presentan esta signatura geoquímica, debido a lo cual no es un buen indicador de búsqueda. Al analizar la concentración de REE para cada formación objetivo a partir de la base de datos de la Carta Camiña (Valenzuela et al., (2014)), se encontraron pequeñas diferencias en la concentración de LREE Y HREE. Los grupos de muestras de distintas formaciones difieren en su variabilidad geoquímica, pero dado el amplio espectro que alcanzan algunas formaciones (Formación Cerro Empexa, volcanes del Mioceno tardío, etc.), el análisis de REE no es concluyente para el estudio de fuentes del material sedimentario. Sin embargo, si permite sostener la existencia de distintas fuentes según los sectores estudiados. Las muestras recogidas en Berenguela presentan una mayor variabilidad respecto de las muestras obtenidas en sierra Tolompa y cerro Colorado, que muestran patrones prácticamente indistinguibles entre si, dado lo cual es posible sugerir fuentes similares para ambos sectores, y la participación de fuentes de material distintas que explicarían la mayor variabilidad en Berenguela.

Las signaturas geoquímicas de elementos traza (**Figura 4. 21** y **Figura 4. 18**) de la sucesión estratigráfica del volcán Colorado se encontraron granos con texturas microfaneríticas bien preservadas durante el análisis petrográfico. Composicionalmente las rocas de este sector están restringidas al campo de las andesitas y andesitas basálticas. El análisis de su conteo modal de sus muestras registra una alta concentración de plagioclasas y líticos de textura microfanerítica. Se propone como fuente el volcán Mamuta o el volcán Colorado. Si bien, el volcán Mamuta cuenta con todas las características petrográficas e incluso de color (dado que algunas areniscas presentan una tonalidad azul, característica en algunas coladas del volcán Mamuta), la geoquímica de REE revela que tiene una mayor variabilidad geoquímica que las rocas de la sucesión, la cual posee valores muy acotados y constantes en sus REE, similares a los de volcán Colorado. Sin embargo, el espesor estudiado en este sector es muy pequeño y no es lo suficientemente representativo, por tanto no se descarta que haya recibido aportes de material de ambos volcanes.

Las andesitas de piroxeno del volcán Tolompa coinciden con la petrografía de los depósitos estudiados en la paleocuenca de sierra Tolompa. También se observaron clastos similares a las andesitas de clinopiroxeno del volcán Mulluri y del volcán Mamuta. La

variabilidad geoquímica de REE es relativamente restringida, debido a lo cual se postula que las fuentes más representativas de material debieron provenir de volcanes del Mioceno superior y en menor medida de volcanes del Mioceno medio.

Los clastos rojizos, encontrados en todos los sectores estudiados, provendrían de tobas vítreas con textura amigdaloidal, fuertemente soldada, de color pardo grisáceo de la Ignimbrita Guailleane y algunas capas superiores de la Ignimbrita Nama y la Formación Oxaya (Valenzuela et al., 2014). Esto se reafirma dado el bajo contenido de cuarzo y otras semejanzas petrográficas tales como la alteración en la observación microscópica, donde se describen fragmentos líticos alterados a esmectitas de manera selectiva respecto a los otros componentes de la roca. (Valenzuela et al., 2014). En la sierra Tolompa este tipo de clastos tiende a disminuir su número hacia el techo.

En Berenguela se han obtenido dataciones en zircones (Anexo D: D). Los granos analizados registraron edades entre el Mioceno superior y el Eoceno medio (ca. 40 Ma; ca. 25 Ma- ca. 12 Ma). Tomando en consideración que las muestras de esta zona presentan una composición promedio andesítico-dacítica, se puede proponer las formaciones Icanche y Puchuldiza como posibles fuentes del material sedimentario, adicionalmente a los volcanes del Mioceno tardío. Esto también podría indicar una relación más directa entre los depósitos de Berenguela y su posible extensión hasta los afloramientos de la quebrada Macurquima, donde se ha reconocido la Formación Mauque en contacto con las formaciones Utayane y Puchuldiza. Las andesitas de anfíbola del volcán Socora son similares a las observadas en las capas superiores de Berenguela. Además presentan composiciones afines de elementos mayores, debido a esto, se sugiere que también deben ser consideradas como fuentes de material. La mayor variabilidad geoquímica de REE es consistente con la tesis de varias fuentes para este sector.

5.3 Configuración estructural y ambiente tectónico

Respecto del ambiente tectónico general, las muestras de la Formación Mauque se circunscriben a los campos de Arco de Islas Oceánicas (Anexo C: G, **Figura 8. 4**, **Figura 8. 5** y **Figura 8. 6**). Sin embargo, debido a la alteración presente y a que estos gráficos usan concentraciones de Fe y Ti, (ambos elementos mayores relativamente inmóviles vs el Mg) es probable que no reflejen fielmente el ambiente tectónico. Adicionalmente, dado que se presume un transporte limitado y existe una alta concentración de minerales pesados, es posible que estos puedan alterar los resultados lo cual se corrobora al analizar una pobre correlación entre el TiO_2 y el Al_2O_3 , la cual sugiere que el Ti está contenido en fragmentos de minerales máficos y óxidos como ilmenita, rutilo y esfeno (Bathia, 1983). Todos estos argumentos descartan un posible ambiente de Arco de Islas Oceánicas, aunque probablemente reflejen fuentes de material de carácter basáltico o andesítico.

La tesis de una cuenca de intra-arco, es sustentada tanto por el análisis petrográfico, que da cuenta de rocas ricas en fragmentos líticos y plagioclasa, así como todos los análisis geoquímicos que apuntan a fuentes volcánicas no recicladas. Este argumento también se sostiene en la interdigitación de lavas andesíticas del Mioceno medio- Mioceno tardío con estratos sedimentarios de la formación.

La posición estratigráfica de la Formación Mauque, subyaciendo y engranando con estratos de lavas andesíticas de los volcanes del Mioceno, así como el importante aporte volcánico que se registra en sus estratos en forma de intercalaciones de: tobas, depósitos de caída,

depósitos de lahares y capas con abundante material escoráceo y poméz retrabajados; indicarían un continuo suministro de este material debido a la cercanía a las fuentes. Asimismo, la ausencia de perfiles de suelos bien desarrollados y acumulaciones importantes de materia orgánica podrían significar flujos constantes de material, que no permitieron acumulaciones significativas de materia orgánica.

Si se utilizan elementos trazas más sensibles y menos susceptibles de ser removidos (e.g. Zr, Sc, Ti), se observa que las concentraciones de Eu/Eu* y Th/Sc son similares a las registradas en arcos volcánicos indiferenciados (**Tabla 5**), sin embargo, las razones de Th/U son más disímiles, (Anexo C: Geoquímica, **Tabla 10**). Donde el U registra reciclamiento en condiciones oxidantes usualmente resulta en el fraccionamiento de Th y U porque el U⁴⁺ es fácilmente oxidado a U⁶⁺ durante la meteorización (McLennan y Taylor, 1980). Esta especie altamente soluble puede ser removida del sistema, donde el Th permanece relativamente insoluble (McLennan y Taylor, 1980). Como consecuencia, la relación de Th/U se incrementa debido a sucesivos ciclos de meteorización y redepositación, siendo un buen indicador para este proceso. En el caso de la Formación Mauque, se han descrito estratos con intensos procesos de alteración, en particular, de silicificación, oxidación y argilización, por tanto es posible suponer que tales variaciones en las razones de Th/U se deben a estos procesos secundarios.

Se considera que en Márgenes Continentales Activos generalmente se observa un patrón de REE (normalizado a PAAS) intermedio entre un típico patrón de andesita y el PAAS (patrón para las lutitas australianas post-arqueanas), en algunos casos indistinguibles del PAAS en si mismo (McLennan, 1989). Las rocas de la Formación Mauque muestran un patrón similar al de un Margen Continental Activo (Anexo C: Geoquímica, **Figura 8. 8** a **Figura 8. 14**). Si manifestando una abundancia intermedia de REE y concentración variable de LREE. No obstante, las muestras de la formación no suelen mostrar las anomalías variables de Eu en el rango de 0,6-1,0 (McLennan, 1989), sino que por el contrario tienden a registrar anomalías positivas de Eu en sus patrones de REE normalizadas a PAAS. Esto podría generarse debido al alto porcentaje de granos de plagioclasa presentes en las muestras estudiadas, que concentran el Eu y aumentan su representación general en la muestra.

Tabla 5: Tipos de proveniencia característica de sedimentos (Asiedu et al., 2000). La razón Th/U en las rocas de la corteza superficial varía típicamente entre 3.5 y 4 (Mc Lennan et al., 1993). Una razón Th/U mayor que 4 podría indicar intensa meteorización en el área fuente (derivación de rocas sedimentarias más antiguas).

Tipo de proveniencia	Eu/Eu*	Th/Sc	Th/U	Otros
Corteza continental superior antigua	0.6-1.1	~1.0	>3.8	Mayor evolución en los elementos que la constituyen (e.g., alto Si/Al, CIA); gran abundancia de LILE; composiciones uniformes
Rocas sedimentarias recicladas	0.6-1.1	~1.0	>3.8	Evidencia de concentración de minerales pesados a partir de los elementos traza (e.g., Zr, Hf en circón)
Arco joven diferenciado	0.5-0.9	~1.0 a < 0.01	<3.0	Mayor evolución en los elementos que la constituyen (e.g., alto Si/Al, CIA); gran abundancia de LILE; composiciones variables
Arco joven indiferenciado	~1.0	~1.0 a < 0.01	<3.0	Composición de elementos mayores poco madura (e.g., bajo Si/Al, CIA); baja abundancia de LILE; composiciones variables

Para analizar la geometría y configuración estructural que controla las cuencas se analizan las columnas estratigráficas del sector sierra Tolompa, en las cuales se puede reconocer parcialmente su geometría. Se observa un acuñaamiento de los estratos de E a O (**Figura 5. 3**) desde alrededor de 30-40 m hasta ca.170 m. Este dato establece un argumento fuerte para fundamentar un control estructural, debido a que la variación de espesor de los estratos se relaciona a su cercanía con la Falla Tolompa, donde se ubicaría un posible depocentro de la cuenca.

Se propone un depocentro de cuenca en el sector de sierra Tolompa. Este depocentro limita además con una estructura que pudo haber actuado como borde de cuenca, la Falla Tolompa. Hacia el este, en la zona de Berenguela, también se observa una geometría similar, estratos potentes de ca. 160 m afectados por una estructura (Falla Berenguela) que pudo haber actuado como borde de cuenca. En la quebrada de Macurquima es posible reconocer una falla inversa, con estratos de crecimiento sintectónicos, probablemente invertidos, en que se observa un pliegue de alto ángulo (50°- 60°). La geometría de dicha estructura podría corresponder a un pliegue tipo arpon. En ésta área los estratos de crecimiento aumentan rápidamente hacia el NO involucrando a estratos de areniscas laminadas y brechas matriz soportadas de manera más notoria.

Un ambiente tectónico de subcuencas es apoyado, en parte, por las diferencias que se encuentran en la geoquímica de elementos mayores y elementos traza para la sierra Tolompa, Berenguela y volcán Colorado. Estas variaciones pueden implicar fuentes distintas, y por tanto espacios distanciados o subdivididos de acumulación.

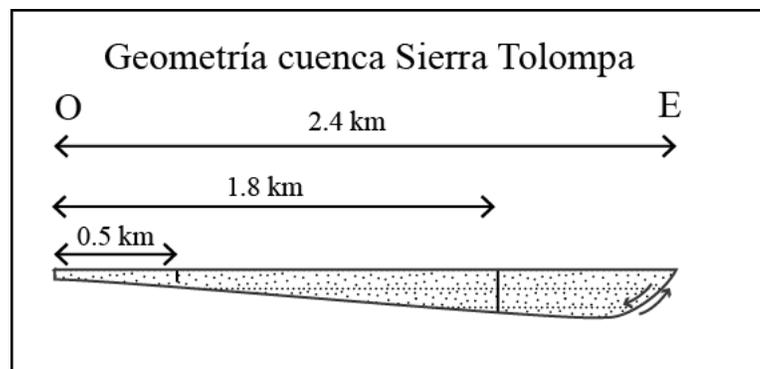


Figura 5. 3: Esquema de acuñaamiento de los estratos en los afloramientos del sector sierra Tolompa. Representa el cambio de espesores registrados en las columnas estratigráficas. Se ha tomado como referencia la discordancia del techo de la Formación Mauque con las coladas andesíticas del volcán sierra Tolompa. Las columnas estratigráficas tienen una potencia aproximada de ca. 40, 50 y 170 m de O a E.

Utilizando los datos obtenidos en la carta Camiña (Valenzuela et al., 2014) se han propuesto distintas configuraciones de subcuencas intramontanas controladas estructuralmente (**Figura 5. 4**) para la zona.

La primera configuración (**Figura 5. 4A**) propone fallas normales invertidas para cada zona. Si bien solo se ha encontrado potencial evidencia de inversión en el sector de Macurquima, correspondiente a un posible pliegue arpon, la geometría de los estratos de Berenguela y sierra Tolompa coincide bastante bien con un modelo de este tipo. Utilizando este modelo, se puede reconstruir la geometría de los estratos estudiados (**Figura 5. 3**) para esas zonas, además de

coincidir con las vergencias de las fallas descritas según el mapa geológico de la Carta Camiña (Valenzuela et al., 2014).

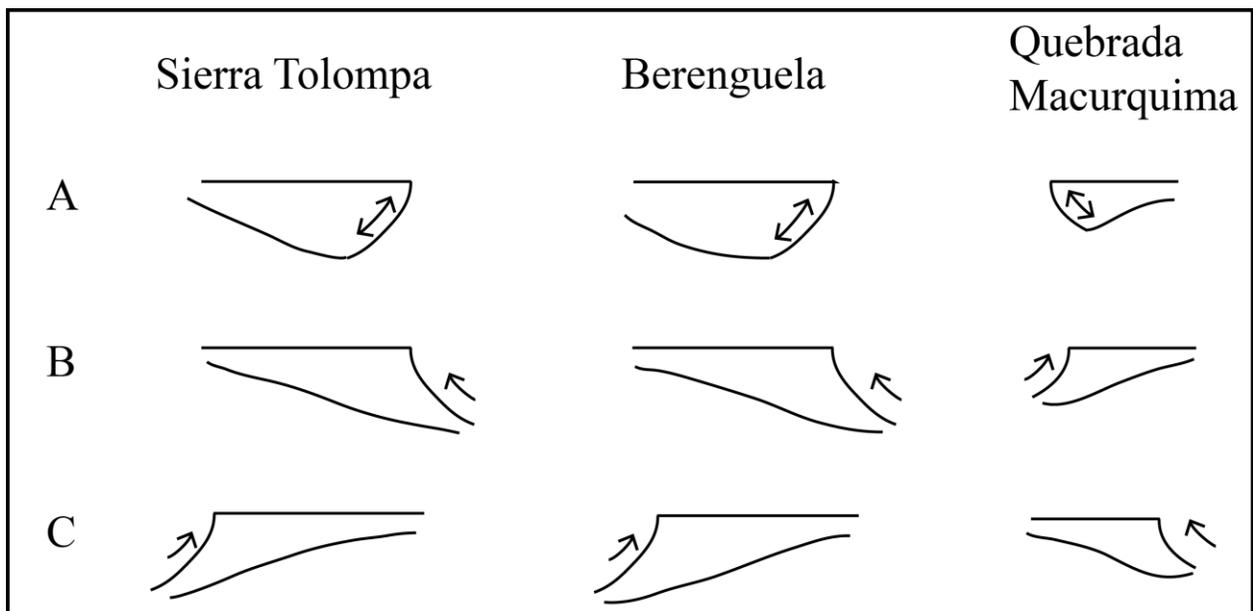


Figura 5. 4: Distintas configuraciones estructurales para las cuencas sedimentarias propuestas en los sectores de sierra Tolompa, Berenguela y quebrada Macurquima. La serie A muestra fallas normales invertidas; la serie B corresponde a fallas inversas ajustadas a la geometría de los estratos y la serie C representa a los depósitos que generan las fallas inversas según la geometría de los estratos estudiados.

Otro argumento que favorece la tesis de fallas normales, corresponde al desarrollo de ambientes lacustres, los cuales suelen estar asociados a fallas normales (Leeder, 1999).

El desarrollo de un ambiente volcánico se suele asociar a un ambiente extensional local con movimientos menores de rumbo, donde los volcanes en sí mismos están típicamente localizados en grábenes, lo que algunos autores llaman depresión volcánica (e.g. Leeder, 1999). Sin embargo, en los Andes centrales se reconocen excepciones, en que se desarrolla volcanismo en ambientes compresivos (e.g. Leeder, 1999; Busby e Ingersoll, 1999).

Adicionalmente, se deben tomar en cuenta la traza en planta de las fallas que conforman las cuencas. Mientras que los clásicos valles de rift son angostos y elongados, siendo definidos por trazas de fallas discontinuas relativamente rectas, en contraste, las cuencas de regímenes compresionales tienden a ser anchas muy anchas y acortadas. Si se evalúan con cuidado los afloramientos de la Formación Mauque, se observa que la razón de su longitud versus ancho es muy superior, conformando una cuenca elongada con estructuras NO-SE que delimitan los estratos en bordes muy rectos.

En una segunda representación (**Figura 5. 4B**) se considera que las fallas han mantenido su naturaleza inversa desde el Mioceno medio, dado el régimen compresivo señalado por distintos autores. Sin embargo, para lograr la geometría de los estratos de crecimiento hacia el este, es necesario cambiar la vergencia de las fallas Tolompa y Berenguela (**Figura 5. 5** y **Figura 5. 6**). Esta configuración puede representar la geometría de los estratos, pero implicaría un aporte sedimentario importante desde el este para el sector de sierra Tolompa, lo cual no se corresponde con los análisis de conteo modal o geoquímicos realizados.

Un tercer ordenamiento de las estructuras corresponde al presentado en la (Figura 5. 4C) en que se asumen fallas inversas con la vergencia actual descrita (Valenzuela et al., 2014), sin embargo, no se reconoce esta geometría con estratos de crecimiento hacia el oeste. Se descarta este escenario.

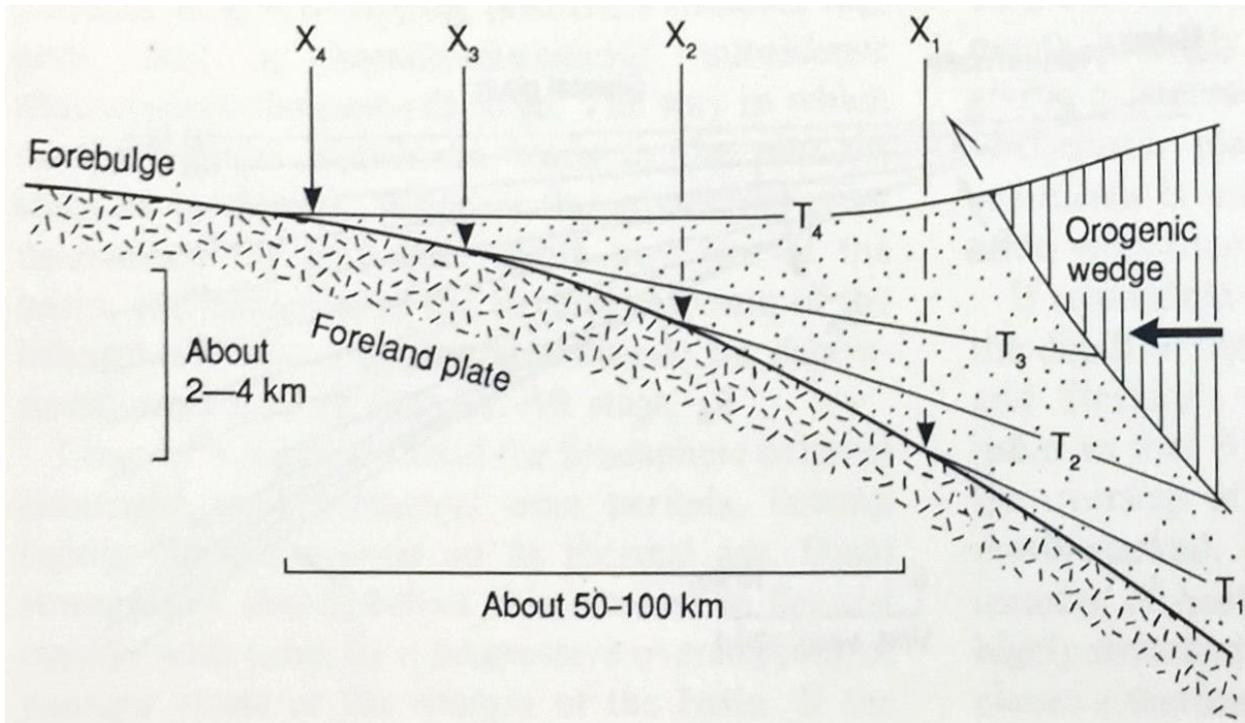


Figura 5. 5: Modelo para una cuenca de antepaís, en régimen compresivo. Se observa la vergencia de la falla en sentido contrario a los estratos de crecimientos de la cuenca. Si se aplica una escala similar a la de las cuencas estudiadas, se obtendría una cuenca de entre 5-10 km de ancho y 200-400 m de profundidad (Allen y Allen, 1993).

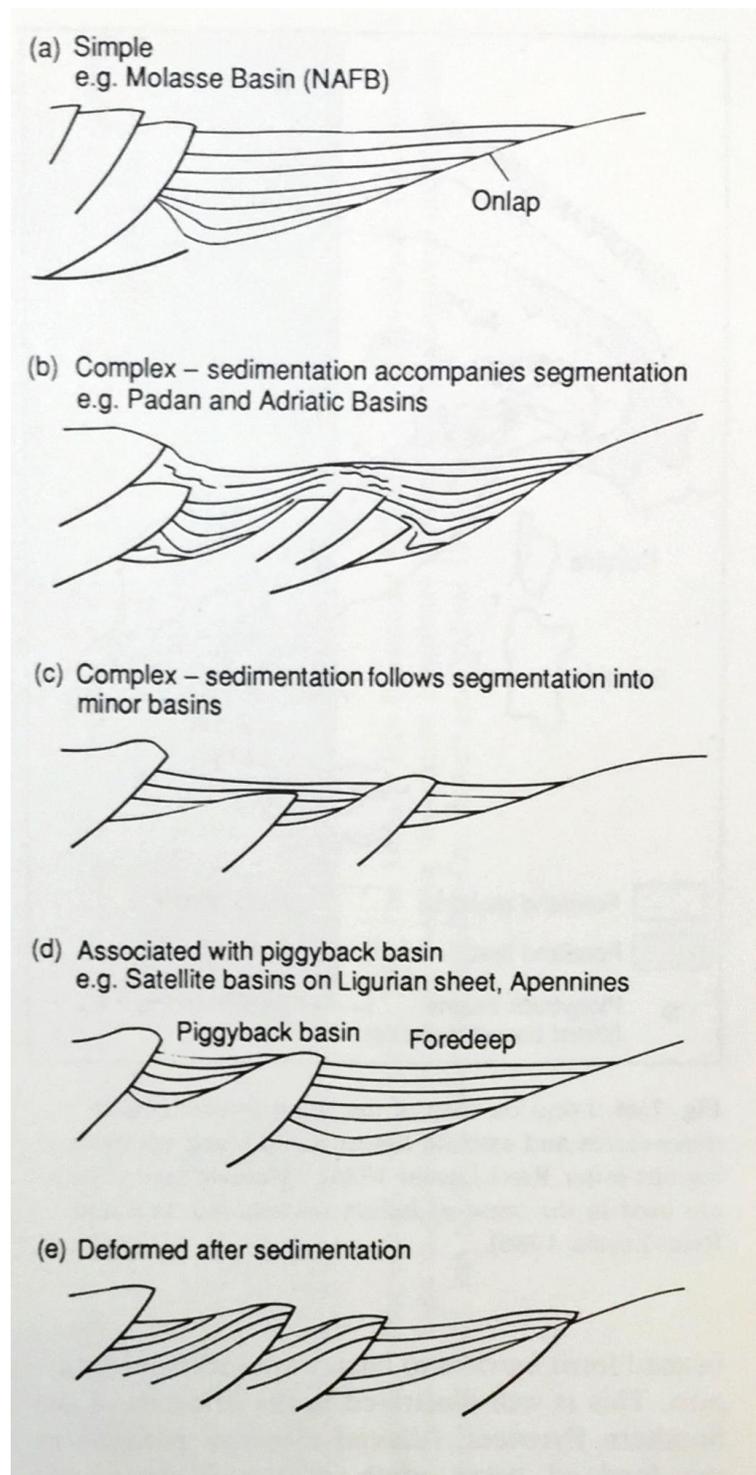


Figura 5. 6: Distintas configuraciones para cuencas de antepaís sugeridas en los Apeninos. Se observa que muchas de ellas aparecen subdivididas tomando una distribución similar a la que podría corresponder a los depósitos de la Formación Mauque en la sierra Tolompa y Berenguela. NAFB: North Apennine Foreland (Molasse) (Allen y Allen, 1993).

A partir de los datos obtenidos del mapa geológico de la zona (Valenzuela et al., 2014), y del estudio de distintos depósitos de la Formación Mauque (incluidos aquellos de escala no mapeable), se ha propuesto un sistema de subcuencas intramontanas que acumularían los depósitos de la formación, y cuyo control sería estructural. Uno de los bordes de cuenca estaría

dato por una extensión de la Falla Tolompa que conformaría una sola estructura junto a la Falla Umayani. Otra de las subcuencas podría estar limitada por la Falla Berenguela, cuya extensión hacia el NE permanecería cubierta por los depósitos de los volcanes del Mioceno tardío (**Figura 5. 7**).

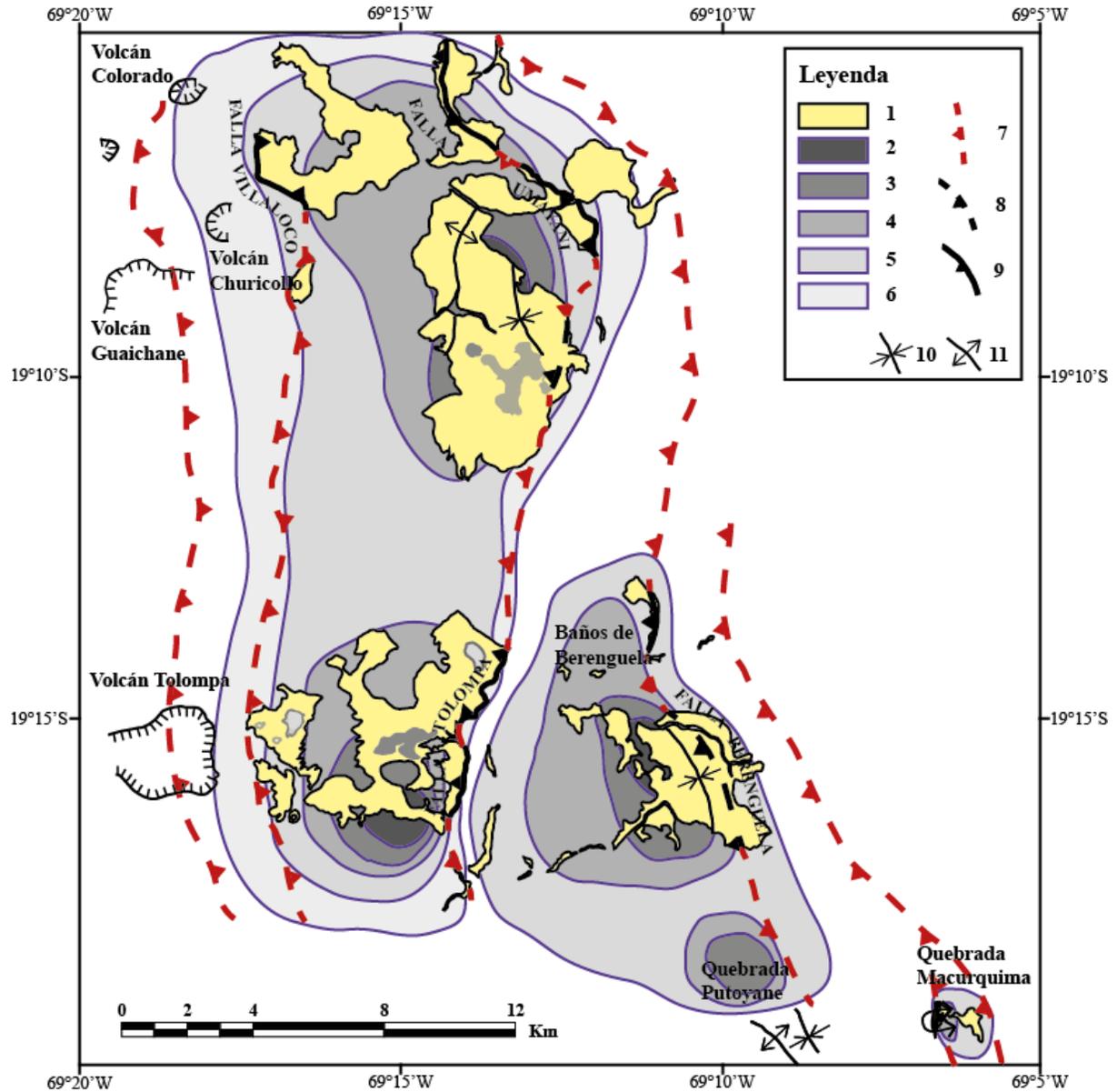


Figura 5. 7: Mapa esquemático de la configuración estructural de las sub-cuencas propuestas para los depósitos de la Formación Mauque durante el Mioceno. Leyenda: (1) afloramientos de la Formación Mauque; (2), (3), (4), (5) y (6) indican la potencia estimada para cada sector que corresponde a: >150 m, 100 m, 50 m, 30 m y 10 m respectivamente; (7) falla inversa inferida en este trabajo; (8)* falla inversa inferida; (9)* falla inversa; (10)* sinclinal y (11)* anticlinal. Los afloramientos y estructuras (*) se han recogido a partir del mapa geológico de la Carta Camiña (Valenzuela et al., 2014). Se ha propuesto que las fallas inversas corresponden a fallas normales invertidas.

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Edad y correlaciones

Se han encontrado nuevas correlaciones entre la Formación Mauque y la unidad correspondiente a los Volcanes del Mioceno Medio-Mioceno tardío en la zona de estudio. A partir de las evidencias de lavas interdigitadas del volcán Colorado con estratos de la formación es posible acotar la edad de la Formación Mauque al menos superiormente equiparándola (e.g., $11,3 \pm 0,50$ Ma del volcán Colorado). Estos datos permiten asignar una edad máxima de ca. 14 Ma y una edad mínima de ca. 11 Ma para la Formación Mauque en el área de estudio, acotándola al Mioceno tardío (Langheniano-Tortoniano inferior). Han sido descritos contactos inéditos en el sector de Macurquima, donde la Formación Mauque descansa en discordancia angular sobre la Formación Utayane, y se encuentra limitada superiormente por la Ignimbrita Putoyane.

6.2 Ambiente e implicancias

Se propone el desarrollo de un ambiente de cuencas de intra-arco, estas corresponderían a subcuencas intramontanas que acumularon depósitos sintectónicos con al menos 3 depocentros: sierra Tolompa este, Berenguela y una pequeña cuenca hacia el SE (Quebrada Macurquima). La generación de estructuras extensionales permitió generar el espacio. Estas estructuras principales que corresponden a la Falla Berenguela y Falla Tolompa siguen una orientación NE-SO y formarían parte de un set regional, conectándose hacia el norte con la Falla Villaloco y Umayani, y hacia el sureste con la Falla Quitariri.

Los depósitos de la formación Mauque evidenciarían procesos de extensión tectónica al interior del bloque delimitado por el SFVO y SFVE durante el Mioceno medio-Mioceno tardío, que no han sido registrados con anterioridad. El análisis de proveniencia realizado indica que el material sedimentario provendría desde el NO para la sierra Tolompa, tras lo cual se deduce que hubo simultáneamente un alzamiento mayor en el NO del bloque estructural conformado por el SFVO y SFVE.

El ambiente sedimentario tendría una configuración con un engranaje de depósitos aluviales, fluviales y lacustres (**Figura 5. 2**), considerando un drenaje longitudinal de dirección debido a que no hay evidencias certeras de la generación de evaporitas. Estos valles habrían sido alargados y angostos, con una orientación N-S a NO-SE, con un escaso desarrollo de biota y altas tasas de sedimentación.

Recomendaciones

Levantar información estratigráfica en sectores adyacentes a las fallas Tolompa y Berenguela, con el objetivo de estudiar el cambio de facies presente y la gradación de los estratos. De esa manera se podrá evaluar fehacientemente la naturaleza de las fallas (inversas o normales) que generaron las subcuencas rellenas por la Formación Mauque.

7 BIBLIOGRAFÍA

- Allen, P. Allen, J. (1993). *Basin Analysis: Principles and applications*. Oxford: Blackwell scientific publications.
- Argandoña, R. (1984). *Geología del Cuadrángulo Cerro Socora y características generales del área geotermal de Puchuldiza*. Tesis (Memoria de título). Santiago: Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Asiedu, D.K., Suzuki, S., Nogami, K. y Shibata, T. (2000). Geochemistry of Lower Cretaceous sediments, Inner Zone of South-west Japan. Constraints on provenance and tectonic environment. *Geochemical Journal*, (34), 155-173.
- Basu A., Young S., Suttner L., James W., y Mack G. (1975). Reevaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 873-872.
- Basu, A. (1976). Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 694-709.
- Bathia, M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *The Journal of Geology*, 91, 611-627.
- Busby, C. e Ingersoll, R. (Eds.). (1995). *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford: Blackwell Science.
- Charrier R., Chávez Á., Elgueta S., Hérail G., Flynn John, Croft D., Wyss A., Riquelme R. y García M. (2005). Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the

- development of the Chucal anticlinal and the Chucal Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 35-54.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. y Fan, J.-X. (2015). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.
- Cortés, J. (2011). *Evolución depositacional y tectónica neógena del Altiplano chileno entre los 19°22'S y 19°42' S*. Tesis (Memoria de título). Santiago: Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Dickinson, W. (1970). Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 695-707.
- Dickinson, W. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *Provenance of Arenites*, 333-361.
- Dickinson, W. y Suczek, C. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2164-2168.
- García, M. (1996). *Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile)*. Tesis (Memoria de Título). Santiago: Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- García, M. y Hérail, G. (2005). Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile, *Geomorphology*, 65, 279-300.
- Floyd, P.A., y Leveridge, B.E. (1987). Tectonic environment of the Devonian Gramscatho Basin, South Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of Geological Society* /144/, 531-542.

- Herrera, S. (2013). *Configuración y evolución estructural post-oligocena de la precordillera de Camiña, Región de Tarapacá, Chile (19°14'-19°32'S/ 69°13'-69°38')*. Tesis (Memoria de título). Santiago: Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J. y Pickle, J. (1984) The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54/1/, 103-116.
- Isacks, B. L. (1988). Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211-3231.
- James N. y Dalrymple, R. (Eds.). (2010). *Facies Models IV: Series Geotext*. Québec: Geological Association of Canadá
- Lahsen, A. (1973). *Evaluación de los resultados de la exploración del campo geotérmico de Puchuldiza, I región Tarapacá. CORFO - Comité para el Aprovechamiento de la Energía Geotérmica*. Santiago: Informe Inédito.
- Leeder M. (1999). *Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics*. Londres: Blackwell Science Ltd.
- Le Maitre, R.W. (1976). The Chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, 17, 589-637.
- Miall, A.D., (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Londres: Springer.
- Muñoz, N. y Charrier, R. (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 171-181.

- Muñoz N. y Sepúlveda P. (2012). Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19°15'S). *Revista Geológica de Chile*, 19, 241-247.
- Pinto, L., Hérial G. y Charrier R. (2004). Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella (19°15'S, norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31, 19-44.
- Rollinson, H.R., (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation interpretation*. Harlow: Longman Scientific and Technical.
- Valenzuela, I., Herrera, S., Pinto, L., y del Real, I. (2015.). Carta Camiña, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. Servicio nacional de geología y minería, Carta geológica de Chile. *Serie Geología Básica*, mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Weltje, G.J., (2006). Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the “Dickinson model”. En: Buccianti, A., Mateu-Figueras, G. y Pawlowsky-Gahn, V. (Eds.), *Compositional Data Analysis in the Geosciences: From Theory to Practice*, Geological Society of London (79-99). Londres: Special Publications.
- Winchester J.A. y Floyd P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

8 ANEXOS

8.1 Anexo A: Datos generales

Tabla 6: Resumen de cada muestra, su posición geográfica (en coordenadas UTM G64), mes de terreno en el cual se recolectó (septiembre u octubre 2013) y análisis realizados.

Terreno	Localidad/Columna	Punto	Muestra	Coordenada E	Coordenada S	Altura	Litología	Corte delgado	Conteo Modal	Geoquímica
Sept.	Sierra Tolompa centro	209	M-LUPE 01	473608	7868566	3944	Arenisca	X		X
Sept.	Sierra Tolompa centro	210	M-LUPE 02	471705	7867528	3797	Conglomerado			
Sept.	Sierra Tolompa centro	211	M-LUPE 03	473631	7867519	3953	Arenisca	X		X
Sept.	Sierra Tolompa centro	212	M-LUPE 04	473630	7867519	3950	Arenisca	X		X
Sept.	Sierra Tolompa oeste	214	M-LUPE 05	473183	7868557	3943	Andesita			
Sept.	Sierra Tolompa oeste	215	M-LUPE 06	473045	7868447	3924	Brecha	X		X
Sept.	Sierra Tolompa este	226	M-LUPE 08	474815	7868501	3829	Arenisca	X	X	X
Sept.	Sierra Tolompa este	227	M-LUPE 09	474792	7868498	3826	Arenisca	X	X	
Sept.	Sierra Tolompa este	229	M-LUPE 10	474724	7868485	3846	Arenisca conglomerádica			
Sept.	Sierra Tolompa este	230	M-LUPE 11	474715	7868481	3852	Toba de ceniza	X		X
Sept.	Sierra Tolompa este	231	M-LUPE 12	474723	7868472	3852	Arenisca	X	X	X
Sept.	Sierra Tolompa este	234	M-LUPE 13	474697	7868451	3848	Arenisca			
Sept.	Sierra Tolompa este	237	M-LUPE 14	474550	7868329	3930	Arenisca	X	X	
Sept.	Sierra Tolompa este	239	M-LUPE 15	475064	7868432	3825	Lítico andesítico	X		X
Sept.	Sierra Tolompa este	242	M-LUPE 16	474700	7868448	3862	Arenisca	X	X	X
Sept.	Sierra Tolompa este	243	M-LUPE 17	474663	7868421	3883	Arenisca	X	X	X
Sept.	Sierra Tolompa centro norte	246	M-LUPE 18	474851	7868865	3814	Arenisca	X		
Sept.	Sierra Tolompa oeste	248	M-LUPE 19	473064	7868394	3908	Arenisca	X		X
Sept.	Sierra Tolompa oeste	250	M-LUPE 20	473087	7868359	3885	Arenisca			
Sept.	Sierra Tolompa oeste	251	M-LUPE 21	473094	7968349	3991	Arenisca	X		
Sept.	Sierra Tolompa oeste	253	M-LUPE 22	473118	7868267	3879	Arenisca	X	X	X
Sept.	Berenguela	257	M-LUPE 23	480654	7871201	3749	Arenisca	X		X
Sept.	Berenguela	261	M-LUPE 24	480752	7871203	3758	Arenisca			
Sept.	Berenguela	268	M-LUPE 25	480622	7871062	3760	Arenisca			
Sept.	Berenguela	270	M-LUPE 26	480686	7871051	3770	Arenisca			
Sept.	Berenguela	270	M-LUPE 27	480686	7871051	3770	Arenisca	X		
Sept.	Berenguela	271	M-LUPE 28	480632	7871031	3768	Arenisca			
Sept.	Berenguela	273	M-LUPE 29	480651	7870947	3765	Lítico volcánico	X	X	X
Sept.	Berenguela	277	M-LUPE 30	480644	7870906	3782	Arenisca			
Sept.	Berenguela	280	M-LUPE 31	480679	7870703	3786	Lítico volcánico	X		X
Sept.	Berenguela	281	M-LUPE 32	480684	7870664	3797	Arenisca	X		X
Sept.	Berenguela	284	M-LUPE 33	480704	7870614	3815	Arenisca			
Sept.	Berenguela	285	M-LUPE 34	480699	7870603	3816	Brecha			
Sept.	Berenguela	287	M-LUPE 35	480717	7870544	3837	Arenisca	X		X
Sept.	Berenguela	287	M-LUPE 36	480717	7870544	3837	Arenisca	X	X	X
Sept.	Berenguela	289	M-LUPE 37	480409	7870790	3820	Arenisca			
Sept.	Berenguela	291	M-LUPE 38	480665	7870464	3850	Arenisca	X	X	X
Sept.	Berenguela oeste	292	M-LUPE 39	480841	7870346	3869	Arenisca			
Sept.	Berenguela oeste	293	M-LUPE 40	480813	7870381	3859	Arenisca			
Sept.	Berenguela oeste	296	M-LUPE 41	480797	7870437	3852	Arenisca	X		
Sept.	Berenguela oeste	297	M-LUPE 42	480777	7870501	3836	Arenisca			
Sept.	Control Alteración	301	M-LUPE 43	479216	7872611	3724	Alteración hidrotermal			
Sept.	Control Alteración	301	M-LUPE 44	479216	7872611	3724	Alteración hidrotermal			
Sept.	Control Alteración	301	M-LUPE 45	479216	7872611	3724	Andesita			
Oct.	C° Volcán Colorado	3104	HC-LUPE 01	469820	7889893	3896	Arenisca	X	X	X
Oct.	C° Volcán Colorado	3106	HC-LUPE 02	469817	7889887	3898	Andesita basáltica	X		X
Oct.	C° Volcán Colorado	3111	HC-LUPE 03	469820	7889881	3899	Arenisca			
Oct.	C° Volcán Colorado	3118	HC-LUPE 04	469820	7889875	3901	Arenisca	X	X	X
Oct.	C° Volcán Colorado	3124	HC-LUPE 05	469831	7889878	3897	Arenisca	X		
Oct.	C° Volcán Colorado	3128	HC-LUPE 06	469838	7889881	3894	Arenisca			
Oct.	C° Volcán Colorado	3132	HC-LUPE 07	469829	7889866	3900	Arenisca			
Oct.	C° Volcán Colorado	3141	HC-LUPE 08	469843	7889860	3898	Arenisca	X	X	
Oct.	C° Volcán Colorado	3145	HC-LUPE 09	469849	7889857	3896	Andesita basáltica			
Oct.	Qda. Macurquima	3302	HC-LUPE 10	489829	7862809	3884	Conglomerado			
Oct.	Qda. Macurquima	3308	HC-LUPE 11	489811	7862821	3887	Toba de ceniza	X		X
Oct.	Qda. Macurquima	3309	HC-LUPE 12	489814	7862824	3888	Arenisca	X		X
Oct.	Qda. Macurquima	3334	HC-LUPE 13	489779	7862848	3894	Arenisca	X	X	X
Oct.	Qda. Macurquima	3338	HC-LUPE 14	489779	7862889	3904	Toba de lapilli			
Oct.	Qda. Macurquima	3343	HC-LUPE 15	489773	7862898	3906	Arenisca	X		X
Oct.	Qda. Macurquima	3346	HC-LUPE 16	489793	7862910	3909	Brecha			

Tabla 7 : Interpretación de facies y estructuras sedimentarias. Información obtenida de Miall (1996).

Facies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Conglomerado/brecha tamaño grava masivo matriz-soportadas.	Gradación débil	Flujos plásticos de detritos (fuerza alta, viscosos)
Conglomerado/brecha tamaño gravas matriz soportados	Gradación inversa a normal	Flujos de detritos pseudoplásticos (fuerza baja, viscosos)
Conglomerado/brecha tamaño grava clasto-soportados	Gradación inversa	Flujo de detritos rico en clastos (fuerza alta), o flujo de detritos pseudoplástico (baja fuerza)
Conglomerado/brecha tamaño grava clasto-soportados	Masivo	Flujo de detritos pseudoplástico (carga de lecho inercial, flujo turbulento)
Conglomerado/brecha tamaño gravilla estratificada	A través estratificación cruzada en artesa.	Canales menores rellenos
Conglomerado/brecha gravilla estratificada	Estratificación cruzada planar	Lechoformas transversales, crecimiento deltaico a partir de barras remanentes
Arenisca, muy fina a gruesa, puede ser conglomerado/brecha tamaño gravilla	Laminación horizontal o lineación de flujo	Flujos planares (flujos críticos)
Arenisca muy fina a gruesa, puede ser conglomerado/brecha tamaño gravilla	Estratificación cruzada de bajo ángulo (<15°)	Depósitos de erosión y relleno, antidunas
Arenisca fina a gruesa	Masiva o laminación tenue	Depósitos de flujos de sedimentos por gravedad.
Limolita, fangolita	Masivo	Retro-ciénaga (en llanura de inundación, de pobre drenaje por levees) o depósitos de canales abandonados

8.2 Anexo B: Petrografía

Tabla 8: Resumen de conteo modal. Las categorías y subcategorías de líticos se definieron a partir de lo observado en el análisis petrográfico previo. Dentro del campo de otros minerales se agrupan epidota y olivino. El campo de minerales opacos incluye óxidos de Ti y de Fe. El tipo de cemento se indica con un número del 1 al 5, según preponderancia.

Categorías	Subcategorías	M-LUPE 08	M-LUPE 09	M-LUPE 12	M-LUPE 14	M-LUPE 16	M-LUPE-17	M-LUPE 22	M-LUPE 29	M-LUPE 36	M-LUPE 38	HC-LUPE 01	HC-LUPE 04	HC-LUPE 08	HC-LUPE 13	
Cuarzo	Monocristalino	Onduloso	11	6	4	11	1	1	-	-	3	3	1	1	1	
		Recto	11	2	3	2	1	-	1	2	3	2	1	5	3	2
	Policristalino	3 granos	1	-	-	2	-	-	1	-	-	-	-	-	1	-
		4 granos	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		> 5 granos	4	2	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1	-	2
Feldespato	Ortoclasa	17	21	13	10	7	9	4	6	9	7	5	6	7	6	
	Microclina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Plagioclasa	53	64	85	93	69	111	80	73	104	88	79	77	93	145	
Líticos	volcánico microlítico plagioclasa	41	28	25	68	74	78	39	114	30	25	31	13	18	15	
	vitrofirico matriz roja	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	26	27	
	volcánico vitrofirico	54	39	88	36	16	2	70	-	11	34	29	42	16	55	
	porfídico matriz verde	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	23	14	-	-	
	porfídico matriz roja	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	19	-	-	-	
	volcánico porfídico plagioclasa	36	31	7	21	32	22	4	2	56	10	-	-	23	23	
	volcánico porfídico piroxeno	49	55	10	31	45	44	2	28	12	69	-	-	-	-	
	volcánico porfídico anfíbola	1	2	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	
	clastos oxidados con amígdalas	2	5	6	-	-	-	5	15	-	-	-	80	87	13	
	vitrofirica con txt axiolítica?	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Textura microfanerítica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	68	34	19	1	
	Textura vítrea	2	10	41	4	-	-	1	10	-	-	-	2	-	-	
	Metamórfico	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Sedimentario	-	-	-	-	-	-	-	2	1	-	-	1	1	-	
Líticos alterados	18	30	18	22	55	28	93	48	74	56	37	24	5	10		
Minerales accesorios	Minerales pesados	piroxeno	30	17	12	17	9	19	-	11	15	9	5	13	9	-
		anfíbola	2	1	5	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
		opacos	1	3	-	10	2	4	-	5	2	9	14	5	-	-
	Otros minerales	11	-	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Mica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Cemento	Óxidos de hierro	-	2	-	2	3	3	3	-	-	3	2	2	3	-	
	Calcáreo	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Argílico	2	3	-	3	1	3	2	2	3	2	3	-	1	-	
	Zeolitas	-	-	-	-	1	2	-	-	1	-	-	-	-	-	
	Silíceo	1	1	1	1	2	1	1	1	2	1	1	1	2	-	
Pseudomatriz		24	34	10	24	11	46	25	43	45	38	36	42	32	-	
Porosidad		20	21	11	-	10	12	24	39	14	-	23	-	-	-	
Subtotal	Cuarzo	27	10	7	15	2	2	2	2	3	5	4	7	5	-	
	Feldespato	70	85	98	103	76	120	84	79	113	95	84	83	100	151	
	Lítico	203	205	195	182	222	178	214	219	184	200	212	210	195	144	
Total		300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	

Descripción petrográfica de muestras. Incluye una descripción de contactos entre granos, texturas y litología observada en los cortes delgados de roca estudiados. El resumen numérico se encuentra disponible en la **Tabla 8** en Resultados.

8.2.1 Columna volcán Colorado

HC-LUPE 01: Muestra de arenisca de grano medio con laminación de 1 mm. Tiene un cemento pedicular de micas y sílice. Exhibe frecuentemente óxidos de Fe con textura coloidal alrededor de los granos. Presenta clastos de tonalita con textura microfanerítica, que incluye plagioclasas y piroxenos maclados. Se clasifican granos líticos según textura microlítica, microfanerítica porfídica, vitrofírica y de alteración. Se observa escasa epidota, la cual se reconoce por su manto arlequín. Se realiza conteo modal.

HC-LUPE 02: Muestra de andesita basáltica, con textura escorácea, se observan cristales de plagioclasa intercrecidos con textura poiquilítica, contienen cristales más pequeños de piroxeno y circones. La matriz es oscura y presenta una textura microlítica de plagioclasa a vítrea.

HC-LUPE 04 y HC-LUPE 05: Areniscas, el cemento preponderante corresponde a SiO_2 junto a óxidos de Fe. Posee un porcentaje significativo de pseudomatriz y algunos granos de minerales pesados (ver **Tabla 8**). La muestra se encuentra alterada. Contiene abundantes granos de clinopiroxeno (c.i. de 2° orden, máximo morado-celeste) y de epidota manchados por oxidación (alto relieve, manto arlequín). Presenta amígdalas rellenas con micas y zeolitas de hábito acicular radial. Se caracterizan líticos con textura vítrea, vitrofírica, vesiculada, porfídica, microfanerítica, microlítica de plagioclasa y líticos alterados no reconocibles.

HC-LUPE 08: Matriz tamaño arena gruesa de una brecha matriz-soportada. Su cemento de micas posee un aspecto coloidal a pedicular. Incluye numerosos fenocristales de 2-3mm y líticos con textura microfanerítica (tonalitas de piroxeno de grano fino). La argilización es recurrente en los líticos. Incluye ortopiroxenos oxidados de color amarillo con manchones anaranjados y fracturas con óxidos anaranjados que tienden a orientarse según los planos de clivaje. Se reconocen líticos con textura microlítica, microfanerítica, porfídica, vitrofírica, amígdaloidales oxidados, y alterados no reconocibles. Cemento compuesto por una mezcla de micas, sílice y óxidos de Fe. Presenta una pseudomatriz que incorpora todos los componentes anteriormente nombrados con un diámetro menor a 0.064 mm.

8.2.2 Columna sierra Tolompa Oeste

M-LUPE 06: Arenisca de grano medio. Conformada por líticos subangulosos a subredondeados. Se observan clastos volcánicos porfídicos de plagioclasa con una matriz de color oscuro y clastos rojizos vitrofíricos con cristales de plagioclasa. También hay granos de plagioclasa y cuarzo monocristalino ondulado (en menor medida policristalino). Se observan muy escasamente líticos metamórficos de micas foliadas. La muestra está alterada por procesos de silicificación intensa y oxidación. Los poros y fracturas han sido rellenos por cuarzo policristalino. Se observan microvetillas y un reemplazo selectivo de plagioclasas por cuarzo

microcristalino. La matriz ha sido parcialmente reemplazada por cuarzo y cristales de hematita anhedrales de un color rojo escarlata intenso y extinción anómala. Se presentan arcillas reemplazando minerales tabulares (probablemente plagioclasas y/o feldespato potásico). Se descarta realizar un conteo modal a esta muestra.

M-LUPE 18: Arenisca. Muestra obliterada, presenta silicificación y oxidación intensa. Se observa que sílice y óxidos de Fe han reemplazado y cubierto los espacios intersticiales de los granos alterados y silicificados. Se registran microvetillas de cuarzo criptocristalino y hematita. Se descarta realizar el conteo modal debido a la alteración.

M-LUPE 19: Arenisca. Muestra similar a la M-LUPE 18, pero con una intensidad menor de la alteración. Es posible reconocer parcialmente granos conformados por cristales de plagioclasa, feldespato potásico y granos de líticos volcánicos. También se distinguen clastos de cuarzo policristalino (micro a criptocristalino). Se descarta realizar análisis de conteo modal.

M-LUPE 21: Arenisca media. Presenta silicificación y oxidación aunque se reconocen granos de cuarzo, plagioclasa y líticos volcánicos. Muestra un cemento preponderantemente silíceo, y en menor medida, conformado por zeolitas con textura acicular radial. Se reconocen también cristales de moscovita con hábito fibroso. Dado que la muestra no cumple con las condiciones necesarias, no se realiza un conteo modal.

M-LUPE 22: Arenisca media. Todos los granos presentan algún grado de alteración. El componente más alterado corresponde a la matriz vítrea que presentan algunos granos. En menor medida se encuentran fenocristales de plagioclasa argilizados. Algunos de estos fenocristales presentan zonación. Una película de micas (moscovita (?)) más zeolitas y sílice en menor medida envuelve los granos, cementándolos. La muestra presenta cristales de clorita, probablemente resultado de la alteración. Muchos clastos se observan fracturados debido a la circulación de fluidos. A partir de dichas fracturas crecen micas y zeolitas que rellenan amígdalas. Dado que es la muestra menos alterada del área, y que se necesita representatividad para el trabajo se procedió a realizar el conteo modal y se clasifican líticos con texturas microlítica, porfídica, vitrofírica, vítrea, alterada y metamórfica (sedimentario (?)) de moscovita. La muestra se cataloga como litarenita feldespática.

M-LUPE 23: Su textura original está obliterada. Presenta una silicificación intensa, no se reconocen granos de líticos volcánicos. Se prescinde de la muestra para el análisis de conteo modal.

M-LUPE 27: Arenisca de grano medio, con clastos angulos a subangulosos, esfericidad baja a media. Presenta una oxidación pervasiva que se refleja como bordes alterados de granos, cúmulos de cristales opacos oxidados y manchones de óxidos en algunas áreas del corte. Se observan cristales de color azul marino pálido a verdosos, subredondeados con colores de interferencia de 2° orden anómalos, no identificados, que podrían corresponder a piroxenos alterados. Una argilización secundaria elimina posibles silicatos claros. Escasos cristales de plagioclasa y feldespato sobreviven como fenocristales. Hay microvetillas rellenas por cuarzo microcristalino y piroxenos alterados de color verde petróleo con colores de interferencia que varían entre el 1er orden y el 2° orden. Se decide que la muestra no cumple las condiciones necesarias para el análisis de conteo modal.

8.2.3 Columna sierra Tolompa Central

M-LUPE 01: Arenisca de grano medio con silicificación pervasiva. Se observan muchas microvetillas y fracturas rellenas con cuarzo microcristalino (chert) que ha ocupado el espacio de poros entre los clastos. Los granos tienen bordes rectos poco nítidos dentro de masas fundamentales reemplazados por arcillas, cuarzo y albita que podrían corresponder a fenocristales al interior de líticos volcánicos. Adicionalmente se observan microcristales de micas con hábito fibroso en contacto con el cuarzo. Se advierte la presencia de minerales opacos, algunos muy redondeados. Granos minerales de color rojo escarlata intenso a nicoles paralelos y cruzados, probablemente corresponden a hematita. Se observan “manchones” alrededor de estos. Prácticamente no se reconoce la textura original. Granos de color café oscuro y relieve alto podrían corresponder a titanita. Se descarta realizar el conteo modal en esta muestra.

M-LUPE 03: Arenisca de grano medio. Se observa una asociación de cuarzo-sericita. Muestra sedimentaria con cemento pedicular silíceo y de óxidos de hierro que ocurren intercalados en cada nivel sedimentario milimétrico. Los óxidos de hierro ocurren como manchones o bien en contacto con los límites de cada grano. Incluye cristales de hematita que presentan un color rojizo o bien opaco a nicoles cruzados, ocurren como agregados cristalinos anhedrales. Los cristales más oscuros o manchones son abundantes en la matriz de los clastos mientras que los de color rojo escarlata se observan en los poros. Los líticos son de naturaleza volcánica. Tienen fenocristales de plagioclasa y la mayoría conserva atisbos de su textura original. Son angulosos a subangulosos, con una baja esfericidad. Presentan muchas vesículas que en ocasiones están revestidas por una película de cuarzo microcristalino, en contacto con estos se distinguen ocasionalmente micas en la matriz. Se descarta realizar el conteo modal en esta muestra.

M-LUPE 04: Arenisca gruesa a media. Presenta silicificación y oxidación intensas. La primera se observa como películas entre los granos mientras que la oxidación se presenta como cristales granulados al interior de los clastos, relleno de espacios y como manchones oscuros. Se reconocen arcillas con hábito fibroso en la matriz. Son preponderantes los líticos volcánicos con texturas vitrofírica oscura y porfídica de cristales de plagioclasa con abundantes inclusiones. Es común observar al menos 2 series de tamaño de plagioclasa. También se distinguen clastos con una matriz vítrea de color rosa, que podrían corresponder a clastos de tobas vítreas. La alteración varía dependiendo de la naturaleza de los clastos. Se descarta la muestra para realizar un conteo modal.

8.2.4 Columna sierra Tolompa Este

M-LUPE 08: Arenisca media. Presenta cemento silíceo pedicular escaso. Se observan líticos oscuros con textura microlítica, equigranular, porfídica, vitrofírica, y traquílica con distintos grados de oxidación. El mineral más común es la plagioclasa. También presenta clastos con cristales aglomerados de plagioclasa con textura pilotaxítica. Contiene abundantes granos de clinopiroxeno (diópsido según extinción y hábito) y escasos cristales de epidota. Incluye el ortopiroxeno espodumena según (20° extinción) n>bálsamo, hábito tabular y color de interferencia de 2° orden. Los piroxenos sufren diferentes grados de oxidación. Entre los granos

alterados se cuentan líticos argilizados y oxidados. Cumple con las condiciones para realizar conteo modal, se incluyó en el campo de las litarenitas feldespáticas.

M-LUPE 09: Arenisca media. El mayor rasgo es la bioturbación presente, se observan estructuras de sección transversal en forma de semicircunferencia que se angosta hacia arriba, delimitadas por material tamaño limo y de color oscuro (probablemente mezclado con materia orgánica). Se observan plagioclasas reemplazadas por arcillas y otras con zonación en los cristales de mayor tamaño. La litología es similar a la muestra M-LUPE 08, pero muestra una alteración mayor. Presenta líticos volcánicos con textura microlítica, vitrofírica, porfídica de plagioclasa y opacos, porfídica de plagioclasa y clastos alterados no reconocibles. Se observan líticos con amígdalas rellenas de sílice. Se distinguen cristales de biotita, muscovita, cuarzo y plagioclasa. El cemento es principalmente silíceo.

M-LUPE 11: Toba. Presenta silicificación y argiliación intensa. Registra fracturas y fragmentos de poméz insertos en una matriz de cuarzo microcristalino y arcillas. Se observan cristales de biotita y biotita alterada a clorita, con algunas inclusiones de ópacos. Los cristales están fragmentados. Exhibe plagioclasas con texturas macladas y de reabsorción.

M-LUPE 12: Arenisca de grano grueso. Presenta acumulaciones de minerales pesados, entre ellos: clinopiroxenos, anfíbola, ortopiroxeno y olivino. Algunos cristales de plagioclasa se encuentran completamente argilizados (con texturas de reabsorción y de descomposición con presencia de sericita), albitizados (textura pertítica), o con texturas de descomposición (bordes alterados). Contiene líticos de textura vitrofírica con cristales de anfíbola (de textura poikilítica con minerales opacos). Muestra abundantes granos de vidrio volcánico alterado (textura esferulítica) de color marrón anaranjado. Además se observan clastos oxidados con textura amigdaloidal (rellenas de sílice) y otros que presentan textura microlítica de plagioclasa, textura vitrofírica con cavidades (pómex con cristales de cuarzo-feldespato), textura porfídica de plagioclasa, clastos vítreos, y líticos alterados. El cemento que los recubre corresponde a una pseudomatriz pelicular de micas y zeolitas. Se practicó un conteo modal a la muestra, se clasificó como litarenita feldespática.

M-LUPE 15: Clasto lítico volcánico escoráceo. Presenta textura microlítica de plagioclasas con algunos fenocristales del mismo. Entre los minerales máficos exhibe clinopiroxeno (diópsido) y escasos cristales de olivino que son afectados por una leve oxidación.

M-LUPE 16: Arenisca media con laminación. Presenta un rango de granulometría entre tamaño arena media y arena fina. La alteración aumenta en este nivel con una alta presencia de micas que soldan los granos relleno casi completamente el espacio de poros. Se observan pequeñas estructuras circulares que podrían corresponder a calciesferas. La mayoría de los granos presenta algún grado de argilización. El cemento lo conforman micas y zeolitas de hábito fibroso y radial. Se observa una oxidación posterior a la cementación. Las texturas presentes en los líticos son: microlítica, vitrofírica, porfídica, y vítrea-axiolítica con presencia de palagonita, incluye clastos vítreos y clastos alterados con textura de reemplazo y descomposición que no hace posible reconocer su litología previa. Se analizó la muestra mediante conteo modal y fue clasificada como litarenita feldespática.

M-LUPE 17: Presenta un cemento compuesto en su mayoría por zeolitas de hábito acicular radial a fibroso. Está alterada por procesos de oxidación selectiva de minerales máficos, particularmente piroxenos y anfíbola. Los granos de cristales se encuentran fragmentados y con bordes angulosos. Se observan clastos con texturas microfanerítica, porfídica y glomeroporfídica

de plagioclasas (poikiliticas). Las plagioclasas frecuentemente se exhiben macladas con inclusiones de hematitas que a su vez forman aglomeraciones al interior de los cristales. Además coexisten en la muestra: líticos que presentan textura microlítica de plagioclasa, vitrofírica, porfídica de piroxenos, vítrea y granos alterados (litología no reconocible). Presenta una pseudomatriz conformada por cristales de plagioclasa tamaño limo o menor, sílice, zeolitas, micas, líticos y fragmentos de vidrio. Se realizó un conteo modal sobre la muestra que fue incluida dentro del grupo de las litoarenitas.

M-LUPE 14: Arenisca de grano medio. Exhibe un cemento silíceo. Los clastos se encuentran normalmente recubiertos por una película de micas. Los minerales máficos presentan una oxidación selectiva. Los tipos de clastos los constituyen: clastos oxidados con textura amigdaloidal; líticos volcánicos con textura microlítica de plagioclasa más fenocristales de plagioclasa y ortopiroxenos que denotan un mayor grado de alteración. Además contiene líticos volcánicos vitrofíricos a glomeroporfídicos con fenocristales de plagioclasa y una masa fundamental vítrea oxidada. También exhibe líticos porfídicos de plagioclasa y piroxeno, clastos alterados no reconocibles, granos vítreos de color gris a marrón oscuro y líticos con textura esferulítica. Se observan clastos microfaneríticos cuya composición corresponde a plagioclasa, ortopiroxeno, y clinopiroxeno (diópsido) junto a cristales de color rojo escarlata (rutilo o hematita) que se encuentran como inclusiones en cristales mayores, estos suelen formar aglomeraciones. Se realizó un análisis de conteo modal a la muestra, quedando clasificada como litoarenita.

8.2.5 Columna Berenguela

M-LUPE 29: Arenisca de grano medio. Presenta una pseudomatriz conformada por granos tamaño limo, sílice, micas y minerales opacos. El cemento corresponde principalmente a sílice. Posee una alta porosidad. Los piroxenos son los más numerosos entre los minerales pesados presentes. Se observan clastos alterados debido a una asociación de arcillas, sílice y óxidos. La muestra se somete al análisis del conteo modal, y los granos líticos se clasificaron según textura microlítica, porfídica, microfanerítica, vitrofírica oxidada, vitrofírico, vítreos, y clastos alterados. La muestra corresponde a una litoarenita feldespática.

M-LUPE 31: Corresponde a una muestra de lítico volcánico. Contiene fenocristales de anfíbola, biotita y plagioclasas. Las plagioclasas presentan zonación y los fenocristales mayores revelan una textura intrafasiculada. Los piroxenos al interior de las plagioclasas se encuentran argilizados y oxidados selectivamente. También se observa escaso cuarzo y feldespato potásico.

M-LUPE 32: Arenisca de grano medio. Pseudomatriz conformada por granos tamaño limo, cemento de sílice, micas de alteración y opacos. El cemento corresponde principalmente a sílice. Posee una alta porosidad. Presenta piroxenos y anfíbolos. Se observan clastos alterados debido a una asociación de arcillas, sílice y óxidos, pero disminuye en la intensidad respecto de la muestra M-LUPE 31. La muestra se somete al análisis del conteo modal.

M-LUPE 35: Muestra de clasto volcánico. Contiene fenocristales de plagioclasa, clorita y anfíbola. Presenta una textura seriada de plagioclasas zonadas. Estas presentan texturas de reabsorción y embahiamiento, siendo alteradas por clorita y arcillas. Puede corresponder a una roca ígnea hipoabisal.

M-LUPE 36: Arenisca de grano medio a grueso. Se observan líticos sedimentarios polimícticos oxidados y argilizados subangulosos a subredondeados. El cemento es micáceo, de tipo pedicular. Se observan clastos argilizados con una oxidación selectiva sobrepuesta de los minerales opacos. Se clasifican los líticos con textura microlítica, porfídica, vitrofírica, de alteración y fragmentos de plagioclasa con textura poiquilótica. La pseudomatriz está constituida por una cementación incipiente de zeolitas, micas y sílice, más fragmentos de cristales y líticos menores a tamaño arena. Se considera indicada para realizar el conteo modal, cuya caracterización fue de una litoarenita feldespática.

M-LUPE 38: Contiene películas delgadas de cemento silíceo y de óxidos de Fe. Se observan líticos con textura microfanerítica (correspondientes a tonalitas de piroxeno de grano fino) que contienen cristales de plagioclasa con textura seriada, algunos de los cuales presentan texturas de reabsorción (plagioclasa-albita-feldespato potásico), y fenocristales de clinopiroxeno (diópsido). Los fenocristales de mayor tamaño de plagioclasa contienen inclusiones de hematita, esfeno y circones. Se caracterizaron además líticos con textura microlítica, porfídica, vitrofírica, microfanerítica, de alteración. Presenta granos de minerales pesados (piroxeno, hematita) y una pseudomatriz compuesta por micas, sílice, óxidos de Fe y líticos con tamaño menor a 0,0064 mm. Se utiliza para el análisis de conteo modal cuyo resultado la clasificó en el campo de las litoarenitas feldespáticas.

8.2.6 Columna quebrada Macurquima

HC-LUPE 11: Toba de lapilli vítrea. Muestra alterada pervasivamente debido a una silicificación intensa, con presencia de cuarzo poli y criptocristalino reemplazando líticos y matriz vítrea. Los clastos se encuentran argilizados.

HC-LUPE 12: Arenisca media. Corresponde a fragmento de toba retrabajados. Alto porcentaje de granos de cuarzo. Cristales de biotita son los minerales máficos más abundantes, se encuentran argilizados y silicificados. La matriz presenta una intensa silicificación. Algunos líticos volcánicos mantienen parte de sus texturas originales. Se descarta usar la muestra para análisis de proveniencia.

HC-LUPE 13: Arenisca de grano medio con laminación de 2 mm. Presenta niveles con alta concentración de pómez mayor a 3 mm, y un alto porcentaje relativo de pseudomatriz (fragmentos menores a 0,0064 mm que representa una mezcla de material lítico, cristales y cemento). Cemento compuesto mayormente de micas y en menor medida zeolitas, óxidos de Fe y sílice. Se observan líticos con textura microlítica, porfídica, vitrofírica y de alterados (no reconocibles). Si bien se incluyó en un principio dentro de las muestras utilizadas para llevar a cabo el conteo modal, durante la realización de este, se descarto debido al alto porcentaje de pseudomatriz, que sobrepasaba el 20 %.

HC-LUPE 15: Arenisca de grano medio. Muestra oxidada, el cemento es de sílice y óxidos de Fe. A pesar de ello los clastos de cuarzo y feldespato potásico siguen siendo escasos. Se reconocen la mayoría de las texturas iniciales de los granos líticos y de cristales. Se realiza el análisis de conteo modal en la muestra y se clasifica como arcosa lítica.

8.3 Anexo C: Geoquímica

Tabla 9: Datos de geoquímica de elementos mayores para la Formación Mauque.

MUESTRAS	SiO2 [%]	Al2O3 [%]	Fe2O3(T) [%]	MnO [%]	MgO [%]	CaO [%]	Na2O [%]	K2O [%]	TiO2 [%]	P2O5 [%]	LOI [%]	Total [%]
M-LUPE 01	70.44	16.13	0.25	0.003	0.05	0.1	0.04	0.12	0.863	0.11	10.45	98.57
M-LUPE 03	54.89	19.79	7.76	0.013	0.76	0.36	0.2	0.84	0.929	0.33	13.74	99.6
M-LUPE 04	70.8	11.7	5.76	0.008	0.3	0.29	0.17	0.53	1.121	0.19	8.33	99.2
M-LUPE 06	53.69	17.99	7.47	0.015	0.38	0.31	0.54	2.51	0.816	0.37	15.6	99.69
M-LUPE 08	57.51	16.36	6.62	0.109	3.66	5.99	2.82	1.9	0.758	0.22	5.02	101
M-LUPE 11	46.01	13.19	6.2	0.105	5.18	4.01	0.74	0.48	0.62	0.17	21.67	98.37
M-LUPE 12	53.8	16.29	7.09	0.124	4.64	6.26	2.1	1.24	0.685	0.16	6.25	98.62
M-LUPE 15	56.13	16.82	6.92	0.105	3.81	7.01	3.15	1.63	0.724	0.21	1.83	98.35
M-LUPE 16	56.05	16.52	6.69	0.155	2.92	3.99	2.42	1.86	0.785	0.15	7.78	99.32
M-LUPE 17	54.58	15.57	7.06	0.11	3.27	4.77	2.4	1.66	0.77	0.18	7.99	98.35
M-LUPE 19	54.62	19.09	7.84	0.023	0.5	0.42	0.43	1.22	0.971	0.24	12.95	98.3
M-LUPE 22	49.72	16.47	7.32	0.175	3.87	5.43	2.03	0.99	0.759	0.22	11.84	98.83
M-LUPE 23	54.59	23.91	7.29	0.02	0.28	0.22	0.07	0.11	0.87	0.1	12.42	99.88
M-LUPE 29	57.95	16.29	7.41	0.04	1.64	4.68	2.54	1.65	0.881	0.18	7.3	100.6
M-LUPE 31	62.09	17.65	4.91	0.061	1.52	4.05	3.73	2.65	0.617	0.21	2.81	100.3
M-LUPE 32	48.37	27.94	8.89	0.016	0.27	0.24	0.07	0.05	1.079	0.09	13.79	100.8
M-LUPE 35	60.99	16.61	4.91	0.056	2.31	4.01	3.06	2.68	0.679	0.13	4.65	100.1
M-LUPE 36	57.16	16.32	7.01	0.066	2.83	4.43	2.72	2.01	0.83	0.17	6.35	99.89
M-LUPE 38	57.97	16.43	7.7	0.077	2.65	4.7	2.61	2.29	0.93	0.22	5.09	100.7
HC-LUPE 01	53.29	17.18	9.18	0.106	2.77	6.67	2.96	1.26	1.076	0.34	4.98	99.82
HC-LUPE 02	53.27	17.09	8.35	0.1	2.44	9.03	3.1	1.31	1.041	0.33	3.89	99.95
HC-LUPE 04	51.46	16.93	8.61	0.117	4.28	7.94	2.42	1.03	0.967	0.35	4.54	98.64
HC-LUPE 11	59.12	19.45	2.39	0.053	0.78	0.69	0.42	1.37	0.384	0.04	14.5	99.2
HC-LUPE 12	62.23	18.38	3.5	0.047	0.73	0.59	1.04	2.14	0.533	0.06	10.35	99.6
HC-LUPE 13	53.76	17.16	7.73	0.084	2.53	6.07	2.71	1.25	0.902	0.25	6.12	98.57
HC-LUPE 15	48.12	19.16	11.18	0.041	0.46	1.36	1.07	1.09	0.866	0.19	15.81	99.34

Tabla 10: Resumen de índices de alteración

MUESTRA	CIA	LOI [%]	Th/Sc	Th/U
M-LUPE 01	0.98	10.45	0.16	6.00
M-LUPE 03	0.93	13.74	0.30	4.67
M-LUPE 04	0.92	8.33	0.53	3.74
M-LUPE 06	0.84	15.6	0.68	5.61
M-LUPE 08	0.60	5.02	0.58	3.67
M-LUPE 11	0.72	21.67	0.27	3.00
M-LUPE 12	0.63	6.25	0.26	3.47
M-LUPE 15	0.59	1.83	0.30	3.28
M-LUPE 16	0.67	7.78	0.41	2.76
M-LUPE 17	0.64	7.99	0.52	3.76
M-LUPE 19	0.90	12.95	0.84	7.33
M-LUPE 22	0.66	11.84	0.14	3.75
M-LUPE 23	0.98	12.42	0.47	2.70
M-LUPE 29	0.65	7.3	0.88	3.47
M-LUPE 31	0.63	2.81	0.67	2.73
M-LUPE 32	0.99	13.79	0.80	4.25
M-LUPE 35	0.63	4.65	1.28	1.18
M-LUPE 36	0.64	6.35	0.92	2.34
M-LUPE 38	0.63	5.09	0.80	2.36
HC-LUPE 01	0.61	4.98	0.14	4.25
HC-LUPE 02	0.56	3.89	0.12	4.00
HC-LUPE 04	0.60	4.54	0.19	4.56
HC-LUPE 11	0.89	14.5	1.04	3.71
HC-LUPE 12	0.83	10.35	1.03	3.13
HC-LUPE 13	0.63	6.12	0.12	2.71
HC-LUPE 15	0.84	15.81	0.14	1.73

Tabla 11: Concentraciones de elementos traza en [ppm] para la Formación Mauque, sin incluir REE.

MUESTRAS [ppm]	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
M-LUPE 01	11	0.5	120	265	156	1	75	40	17	10	5	15	7	0.5	2.5	2	3	1	0.25	0.1	0.5	0.25	0.25	9	0.05	5	0.2	1.8	0.3
M-LUPE 03	23	2	196	945	854	8	113	40	28	10	40	15	17	1	12	25	5	2	0.8	0.1	3	0.8	2	0.5	0.5	14	0.2	7	1.5
M-LUPE 04	24	1	232	384	424	14	220	40	7	10	30	15	134	2	12	27	8	4	1.2	0.1	5	2.4	2.4	14	0.9	18	0.2	12.7	3.4
M-LUPE 06	19	0.5	159	1245	1170	7	122	40	12	10	30	30	16	0.5	58	49	7	3	0.25	0.1	1	5.6	3.8	5	1	14	0.2	12.9	2.3
M-LUPE 08	17	2	153	569	552	14	126	40	23	30	50	90	17	1	8	84	5	1	0.9	0.1	1	1	4.8	27	0.6	12	0.2	9.9	2.7
M-LUPE 11	20	6	136	123	294	19	83	30	44	160	60	120	14	0.5	2.5	30	3	1	0.25	0.1	0.5	0.25	3.6	8	0.05	8	0.2	5.4	1.8
M-LUPE 12	20	3	166	441	503	12	100	50	23	60	50	110	17	1	7	45	4	1	0.6	0.1	1	0.7	4.3	0.5	0.2	10	0.2	5.2	1.5
M-LUPE 15	20	3	171	572	571	15	110	40	21	40	50	90	18	1	5	47	4	1	0.7	0.1	1	0.6	2.8	0.5	0.2	11	0.2	5.9	1.8
M-LUPE 16	17	2	138	706	481	17	134	50	75	60	60	120	19	0.5	8	76	7	1	0.25	0.1	1	0.25	5.7	22	0.8	13	0.2	6.9	2.5
M-LUPE 17	18	2	164	594	499	15	138	40	34	40	110	100	17	0.5	13	62	7	1	0.25	0.1	1	0.25	5.1	44	0.7	14	0.2	9.4	2.5
M-LUPE 19	21	0.5	163	613	586	12	173	40	7	10	30	50	20	1	52	47	8	3	1	0.1	2	2.7	3.9	3	1.3	19	0.2	17.6	2.4
M-LUPE 22	21	1	145	540	498	13	91	60	27	20	40	90	17	1	5	36	4	1	0.6	0.1	1	0.8	2.3	8	0.3	8	0.2	3	0.8
M-LUPE 23	27	0.5	147	207	222	7	158	40	6	10	40	40	20	1	92	5	6	2	0.9	0.1	2	1.4	2.7	2	0.2	15	0.2	12.7	4.7
M-LUPE 29	17	2	136	602	529	13	161	40	29	20	50	90	18	0.5	9	94	6	1	0.9	0.1	1	1.1	10.4	32	1.8	14	0.2	14.9	4.3
M-LUPE 31	9	2	101	981	618	65	147	10	12	10	90	90	19	1	7	109	5	1	0.8	0.1	1	0.8	9.1	1	5.5	17	0.2	6	2.2
M-LUPE 32	27	0.5	196	125	140	4	239	50	6	10	30	50	23	2	95	3	9	3	1.2	0.1	2	1.5	1.6	3	0.4	21	0.2	21.7	5.1
M-LUPE 35	12	4	119	1351	551	577	169	30	16	30	110	150	18	1	13	102	6	3	1	0.1	1	1.1	10.8	2	3.9	17	0.2	15.3	13
M-LUPE 36	18	3	138	690	545	15	162	40	82	50	60	270	18	0.5	8	67	6	2	0.9	0.1	2	1	6.3	26	2.7	18	0.2	16.6	7.1
M-LUPE 38	18	3	172	795	529	16	174	50	28	50	70	250	19	1	10	106	7	3	1	0.1	2	1.3	8	2	4.4	12	0.2	14.4	6.1
HC-LUPE 01	24	1	244	725	609	15	120	60	38	10	80	70	19	1	2.5	28	5	1	0.6	0.1	1	0.25	1.6	84	0.5	7	0.2	3.4	0.8
HC-LUPE 02	24	1	220	659	628	16	107	70	39	30	80	60	18	0.5	2.5	30	5	1	0.25	0.1	0.5	0.25	1.1	163	0.05	5	0.2	2.8	0.7
HC-LUPE 04	22	1	203	474	574	14	114	90	35	30	60	90	18	1	2.5	24	4	1	0.5	0.1	1	0.6	1.8	62	0.2	7	0.2	4.1	0.9
HC-LUPE 11	5	1	57	298	67	6	158	10	6	10	20	60	16	1	9	94	6	1	0.8	0.1	1	0.8	35.2	2	0.4	12	0.2	5.2	1.4
HC-LUPE 12	7	1	73	476	122	13	159	10	25	10	20	70	19	2	14	139	7	1	0.8	0.1	2	1.3	72.5	32	0.6	23	0.2	7.2	2.3
HC-LUPE 13	16	2	173	519	649	40	121	50	30	10	50	220	20	1	6	37	4	1	0.6	0.1	1	0.25	7.2	0.5	0.4	8	0.2	1.9	0.7
HC-LUPE 15	18	4	244	448	215	34	118	70	11	10	110	150	17	2	163	50	5	10	0.6	0.1	1	0.9	15.1	9	0.3	9	0.2	2.6	1.5

Tabla 12: Concentraciones de REE [ppm] para la Formación Mauque.

MUESTRAS	La [ppm]	Ce [ppm]	Pr [ppm]	Nd [ppm]	Sm [ppm]	Eu [ppm]	Gd [ppm]	Tb [ppm]	Dy [ppm]	Ho [ppm]	Er [ppm]	Tm [ppm]	Yb [ppm]	Lu [ppm]	Hf [ppm]	Ta [ppm]
M-LUPE 01	4.4	10	1.35	6.7	1.6	0.46	1.1	0.05	0.4	0.05	0.1	0.025	0.1	0.02	2	0.2
M-LUPE 03	18.5	37.6	5.15	25	6	1.63	4.7	0.6	2.4	0.4	1.2	0.17	1	0.14	3	0.4
M-LUPE 04	27.3	58.3	7.55	29.3	5.3	0.83	4	0.5	2.9	0.5	1.7	0.25	1.7	0.28	5.5	0.7
M-LUPE 06	85.1	185	20.5	68	9.5	1.98	4.2	0.4	2	0.3	0.9	0.13	0.8	0.1	3.5	0.6
M-LUPE 08	18.9	37.1	4.66	17.9	3.4	0.89	3.3	0.5	2.7	0.5	1.6	0.25	1.5	0.22	3.1	0.5
M-LUPE 11	15.9	34.6	4.63	19.4	4.1	1	4.2	0.6	3.4	0.6	1.8	0.27	1.6	0.22	2.4	0.3
M-LUPE 12	14.4	28.2	3.62	14.4	2.8	0.82	2.8	0.4	2.5	0.5	1.4	0.21	1.3	0.17	2.6	0.3
M-LUPE 15	17.5	32.9	4.32	17.3	3.4	0.94	3.4	0.5	2.8	0.6	1.6	0.23	1.5	0.22	2.7	0.4
M-LUPE 16	20.1	37.7	5.16	20.2	3.8	1.03	3.6	0.5	3.1	0.6	1.7	0.24	1.4	0.21	3.3	0.4
M-LUPE 17	19.1	37.7	4.69	17.7	3.6	0.85	3.2	0.5	2.7	0.5	1.6	0.22	1.4	0.2	3.2	0.5
M-LUPE 19	25.7	50.4	6.39	26.2	5.9	1.57	5.2	0.6	2.8	0.5	1.5	0.23	1.5	0.21	4.3	0.7
M-LUPE 22	14.5	28.5	3.79	15.7	3.1	0.95	3.1	0.5	2.6	0.5	1.5	0.21	1.4	0.19	2.2	0.3
M-LUPE 23	24.1	46	5.67	22.9	4.3	1.12	3.9	0.4	2.1	0.4	1	0.15	1	0.14	3.9	0.6
M-LUPE 29	23	43.5	5.34	19.7	3.5	0.92	3.1	0.5	2.7	0.5	1.5	0.21	1.4	0.21	4	0.6
M-LUPE 31	32.2	70.8	10.6	47.7	11.3	3.47	14.5	2.2	12.7	2.4	6.7	0.93	5.8	0.84	3.6	0.4
M-LUPE 32	26.4	53.6	6.43	21.9	2.8	0.43	1.8	0.2	1	0.2	0.6	0.08	0.5	0.07	6.1	0.9
M-LUPE 35	41.5	65.1	8.01	32.6	8.2	2.96	25.9	6.1	50.5	14.1	45.9	6.11	36.1	5.55	4.7	0.3
M-LUPE 36	23.3	44.7	5.45	20.5	3.6	0.96	3.6	0.5	2.6	0.5	1.6	0.22	1.3	0.2	4	0.6
M-LUPE 38	23.9	46.8	5.89	22.7	4.4	0.98	3.7	0.5	3.1	0.6	1.7	0.25	1.5	0.23	4.4	0.7
HC-LUPE 01	17.2	35	4.95	24.7	5.7	1.62	5.5	0.7	3.7	0.7	1.8	0.24	1.5	0.23	2.8	0.4
HC-LUPE 02	14.5	32.7	4.63	21.6	4.5	1.24	4	0.6	3.1	0.6	1.7	0.23	1.5	0.22	2.8	0.4
HC-LUPE 04	15.4	30.6	4.05	16.4	3.4	1.09	3.5	0.5	3	0.6	1.7	0.24	1.5	0.21	2.7	0.3
HC-LUPE 11	10.1	18.4	2.23	7.8	1.3	0.24	1.3	0.2	1.2	0.2	0.8	0.13	0.8	0.13	3.7	0.6
HC-LUPE 12	15.3	26.1	3	11	1.9	0.46	2.1	0.4	2.3	0.5	1.6	0.25	1.6	0.24	3.7	0.7
HC-LUPE 13	24.5	46.6	6.48	28.8	6.2	2.12	8	1.1	6.5	1.3	3.8	0.53	3.2	0.48	3	0.3
HC-LUPE 15	18.8	38.5	5.35	25.2	7	2.73	8.7	1.4	8.4	1.6	4.2	0.62	4	0.58	2.9	0.3

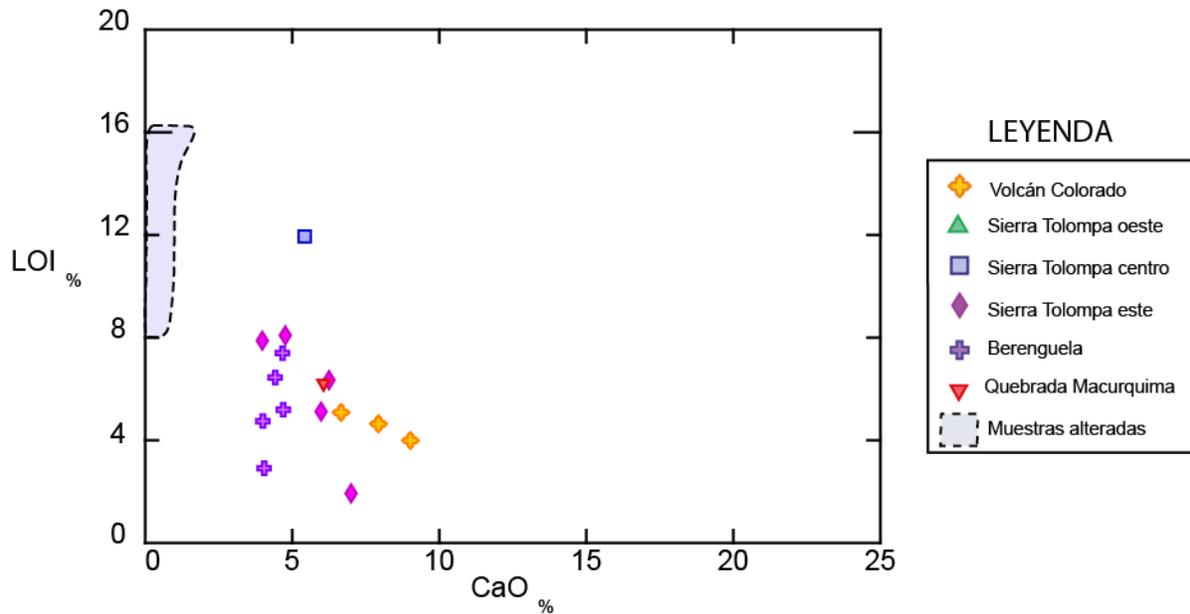


Figura 8. 1: Gráfico LOI vs CaO. Las muestras en negrita corresponden a las descartadas a partir del gráfico A-CN-K, que coinciden con aquellas que presentan un alto LOI. Estas muestras no serán consideradas en los análisis para elementos mayores. La tendencia de disminuir el LOI al aumentar las concentraciones de CaO indica que este se encuentra presente en la fracción mineral no alterada.

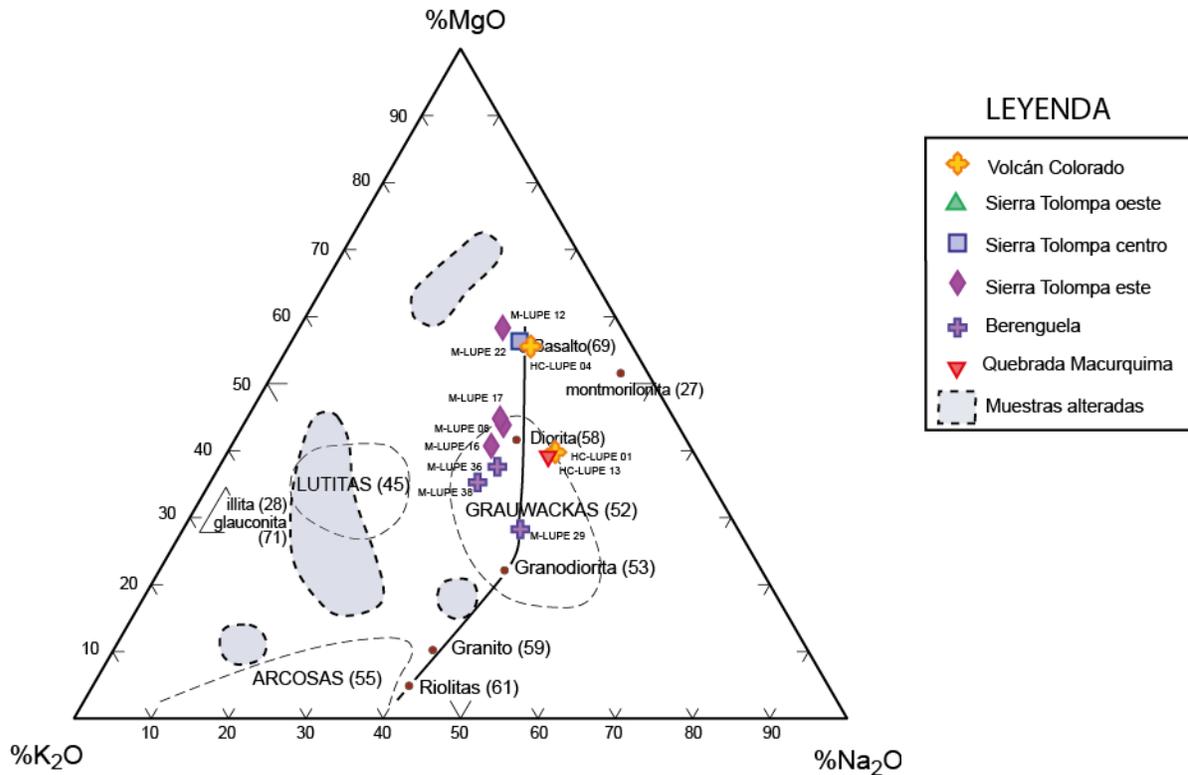


Figura 8. 2: Gráfico de clasificación de rocas sedimentarias K₂O-MgO-Na₂O.

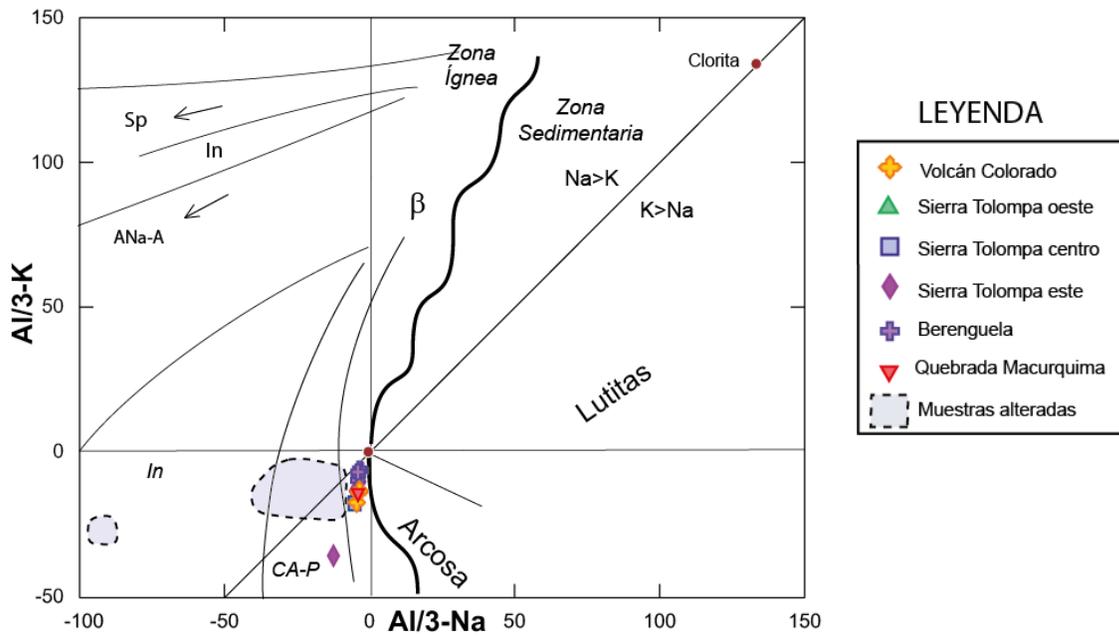


Figura 8. 3: Diagrama para medir el comportamiento diferencial de Na y K. Al³⁺-K vs Al³⁺-Na en milicaciones (De La Roche, H., 1968).

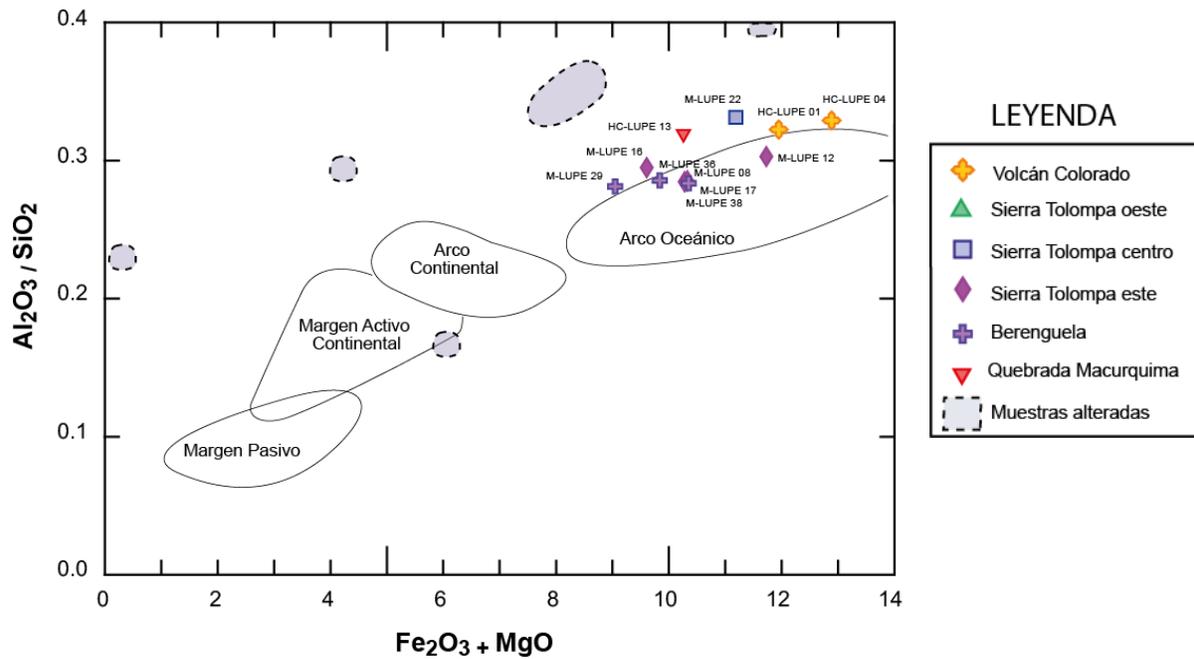


Figura 8. 4: Diagrama de discriminación para areniscas basado en diagrama bivalente de Al₂O₃/SiO₂ vs Fe₂O₃ + MgO (modificado de Bathia, 1983).

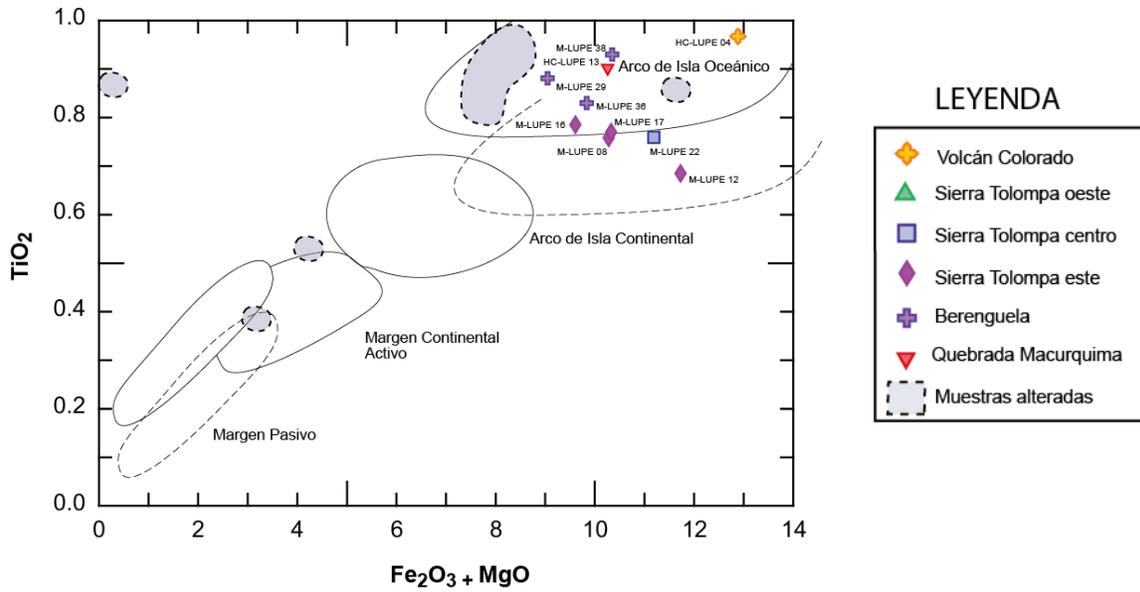


Figura 8. 5: Diagrama de discriminación para areniscas basados en diagrama bivalente de TiO_2 vs $Fe_2O_3 + MgO$ (modificado de Bathia, 1983).

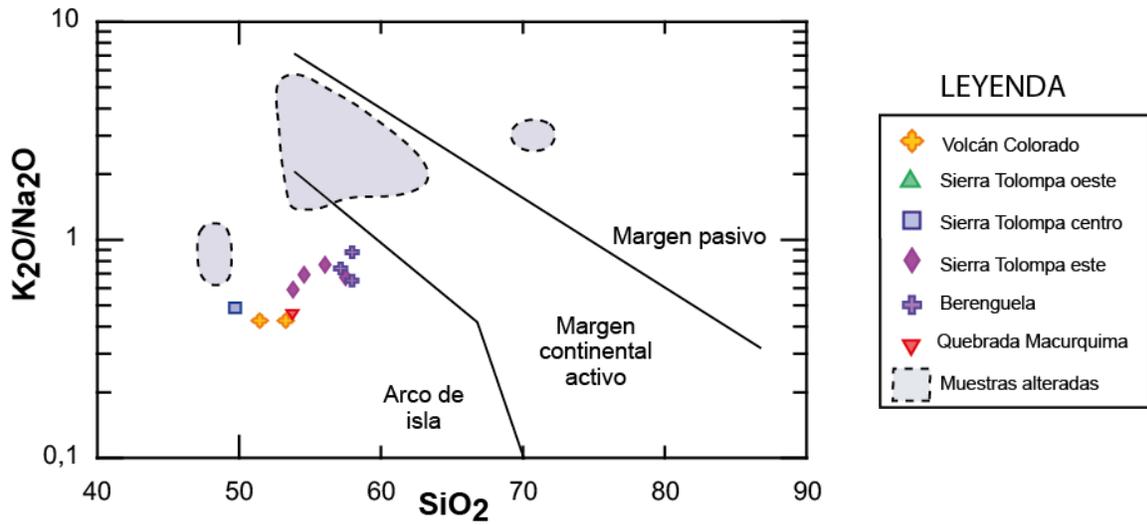


Figura 8. 6: Diagrama de discriminación de Roser y Korsch (1986) para areniscas y limolitas. K_2O/Na_2O vs SiO_2 .

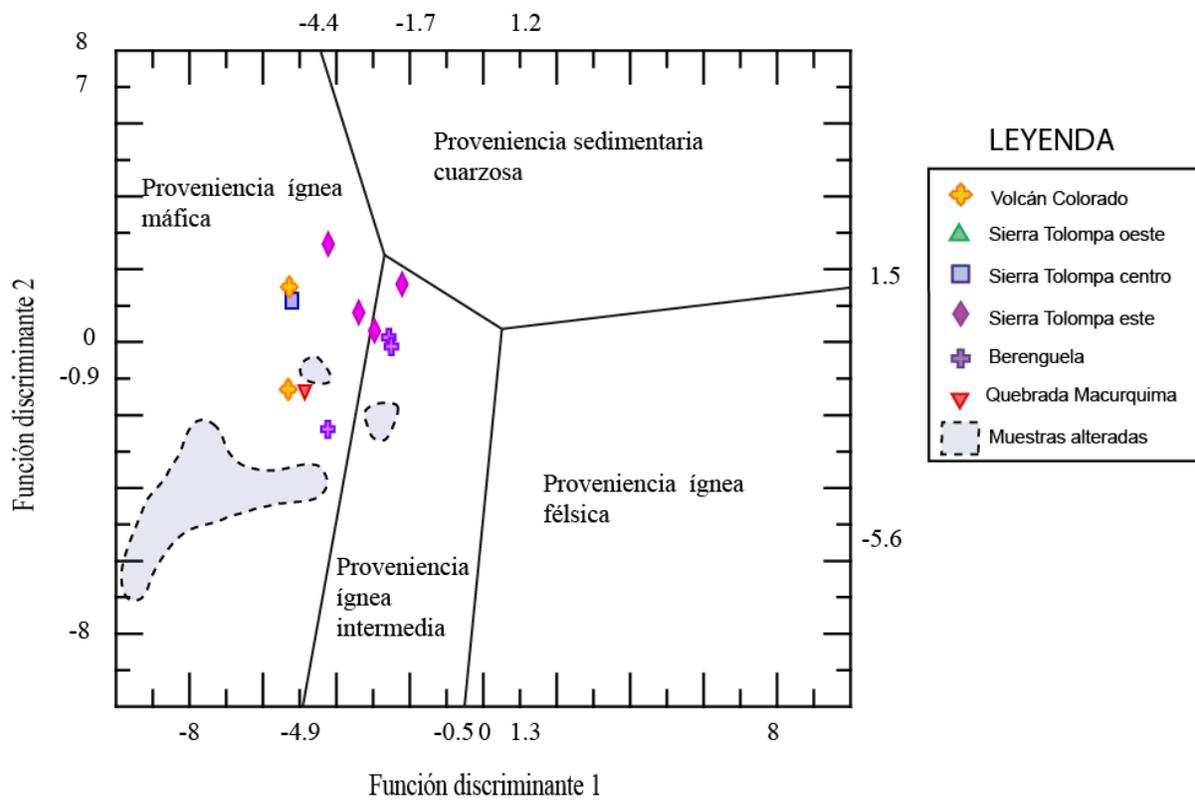


Figura 8. 7: Diagrama de funciones discriminantes para la signatura de proveniencia de areniscas y limolitas usando elementos mayores normalizados según la concentración de Al_2O_3 (Roser y Korsch, 1988).

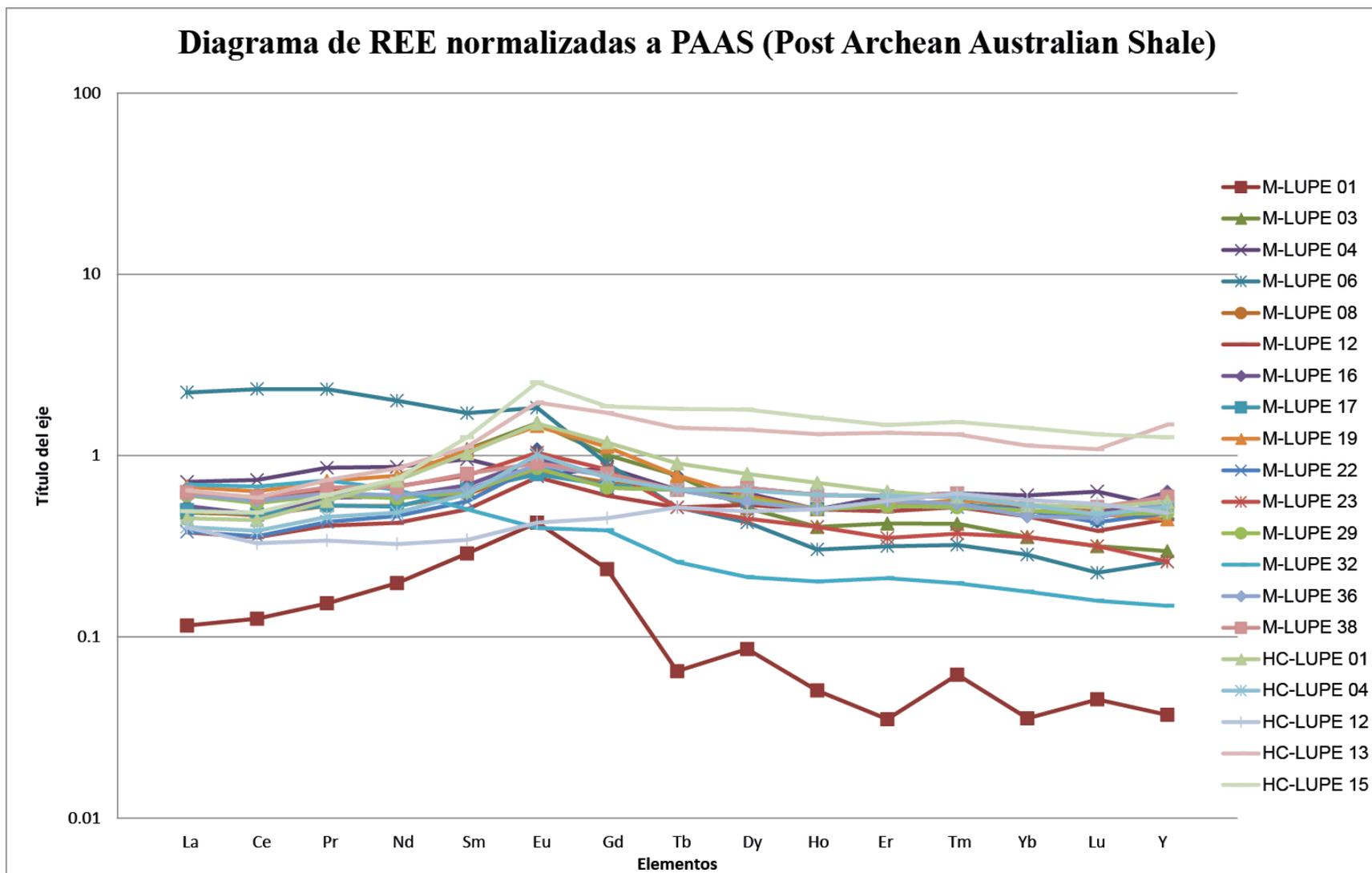


Figura 8. 8: Diagrama de REE normalizados a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan, (1989) para rocas sedimentarias de la Formación Mauque.

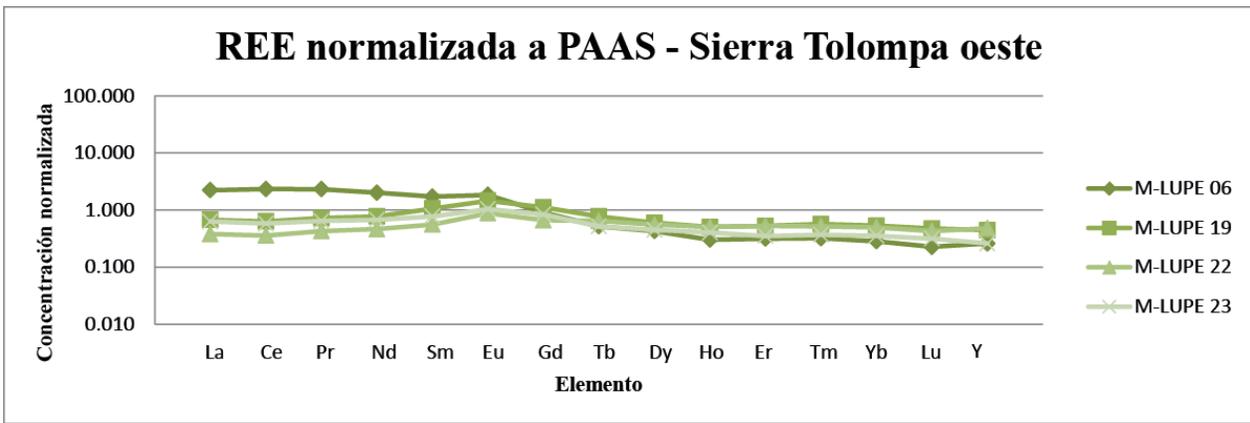


Figura 8. 9: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna Sierra Tolompa oeste

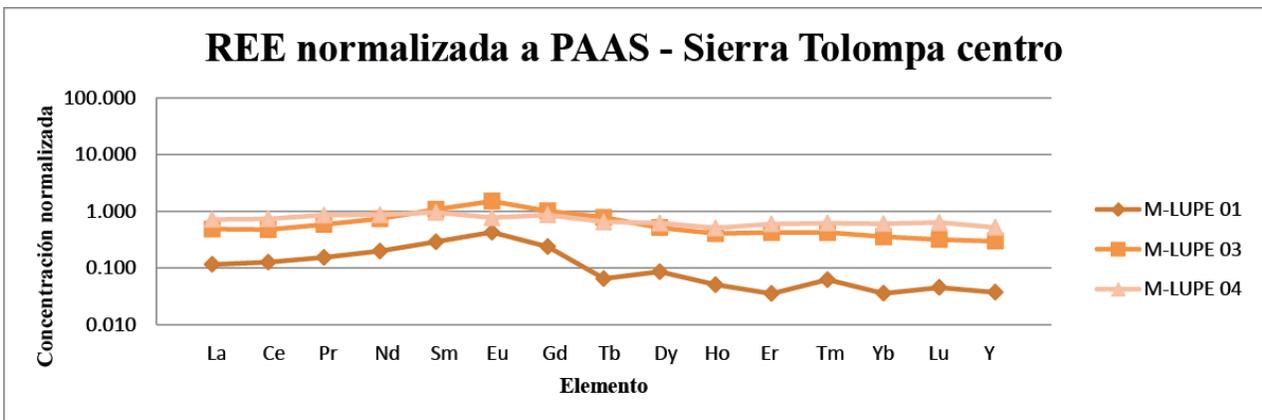


Figura 8. 10: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna sierra Tolompa centro.

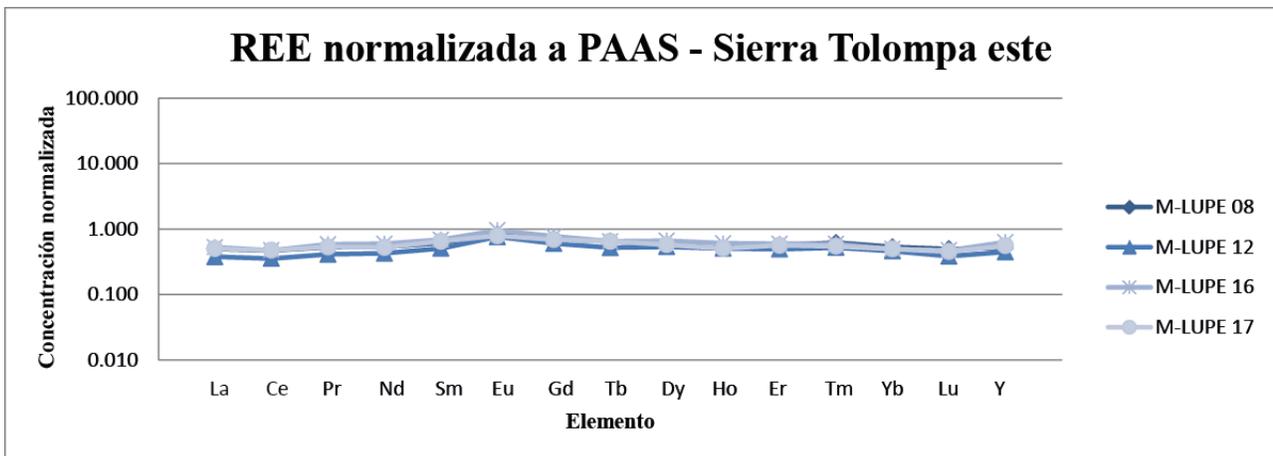


Figura 8. 11: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna Sierra Tolompa este.

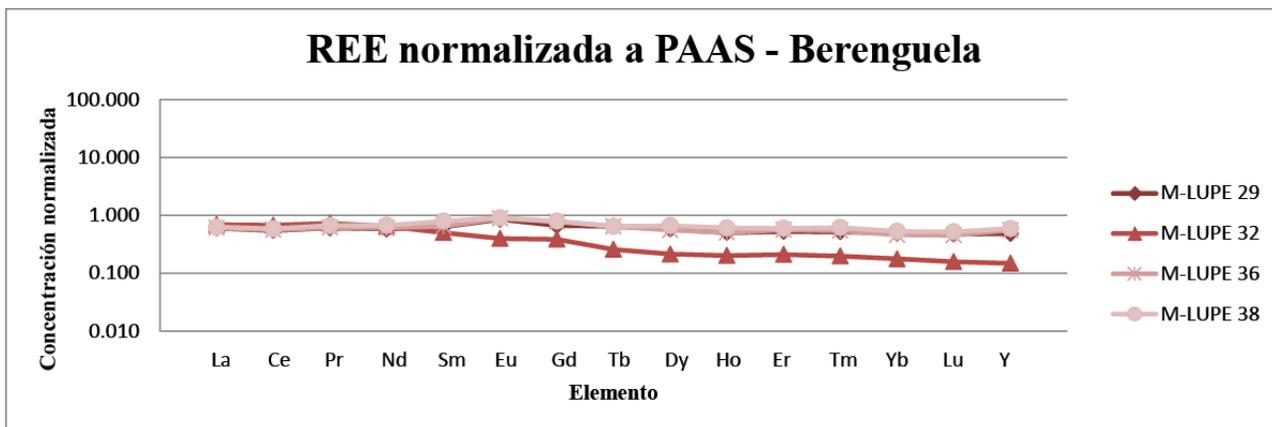


Figura 8. 12: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna Berenguela.

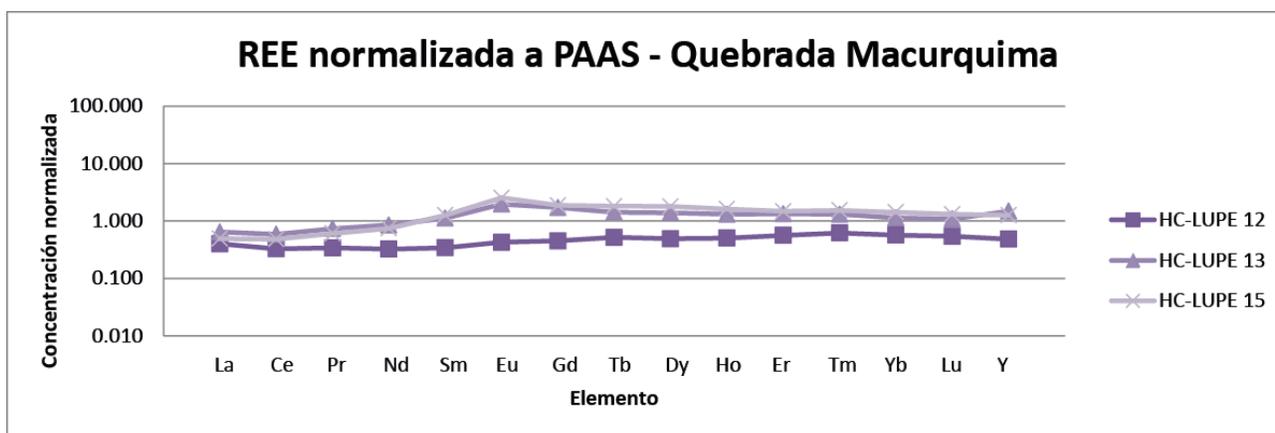


Figura 8. 13: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna Quebrada Macurquima.

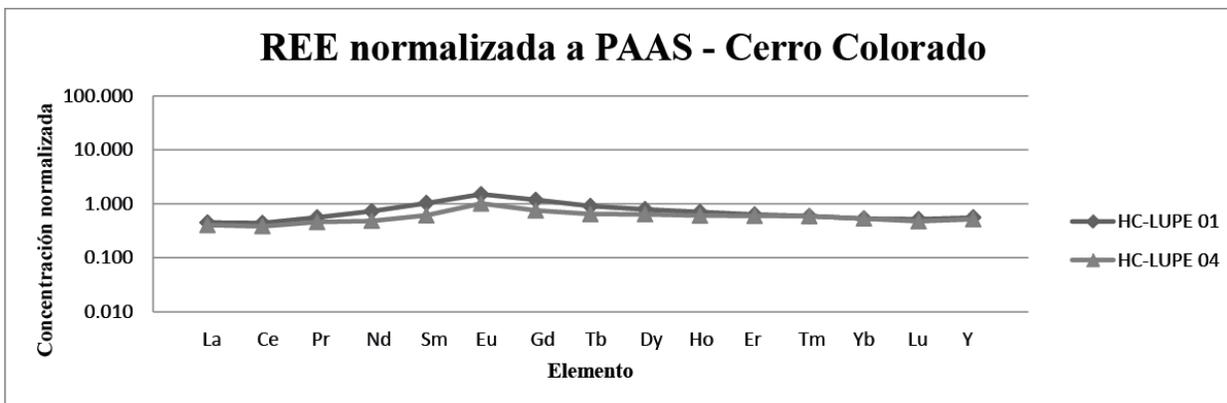


Figura 8. 14: Diagrama de REE normalizado a PAAS (Post Archean Australian Shale, McLennan 1989). Solo se incluyen rocas sedimentarias de la columna Volcán Colorado.

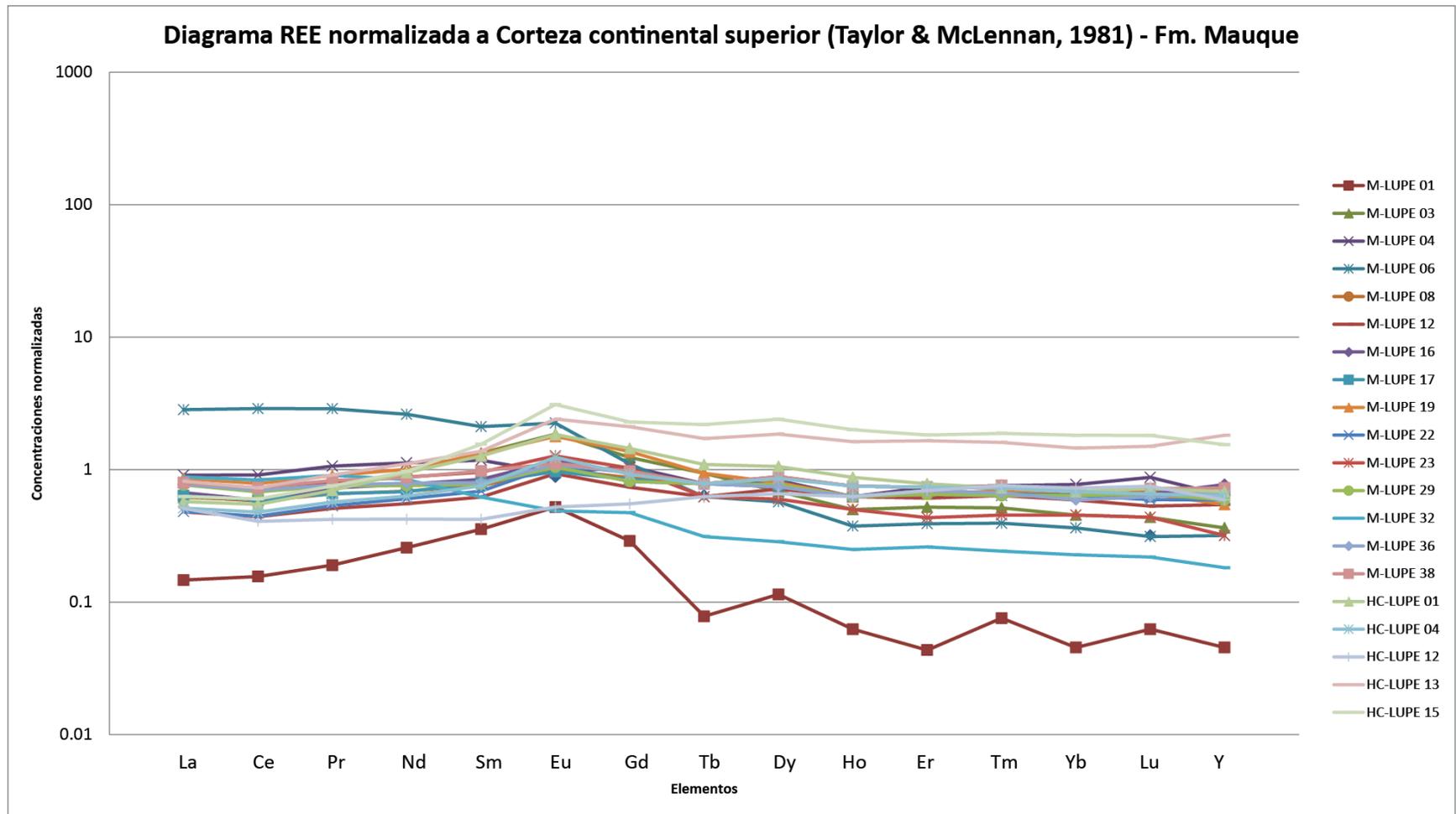


Figura 8. 15: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la Formación Mauque. Solo se incluyen las rocas sedimentarias

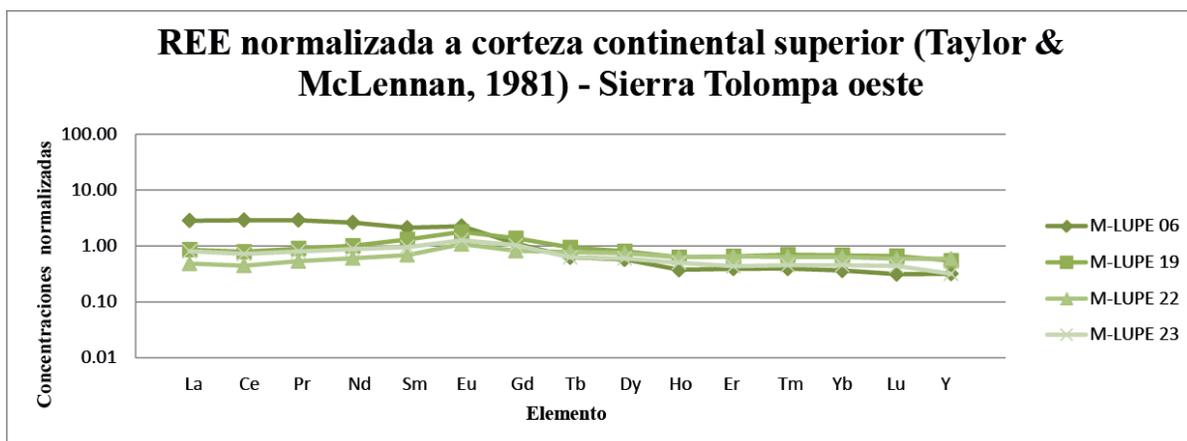


Figura 8. 16: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Sierra Tolompa oeste. Se incluyen solo rocas sedimentarias.

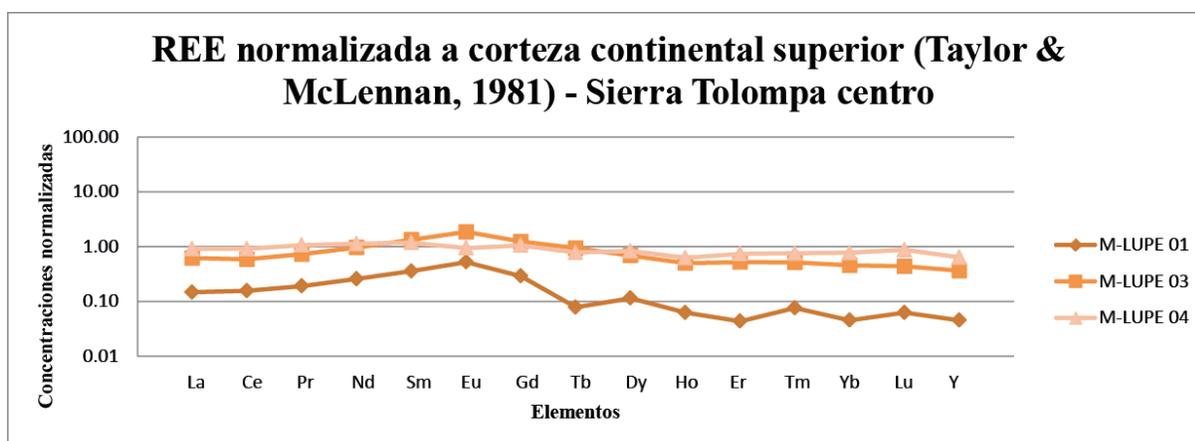


Figura 8. 17: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Sierra Tolompa centro. Se incluyen solo rocas sedimentarias.

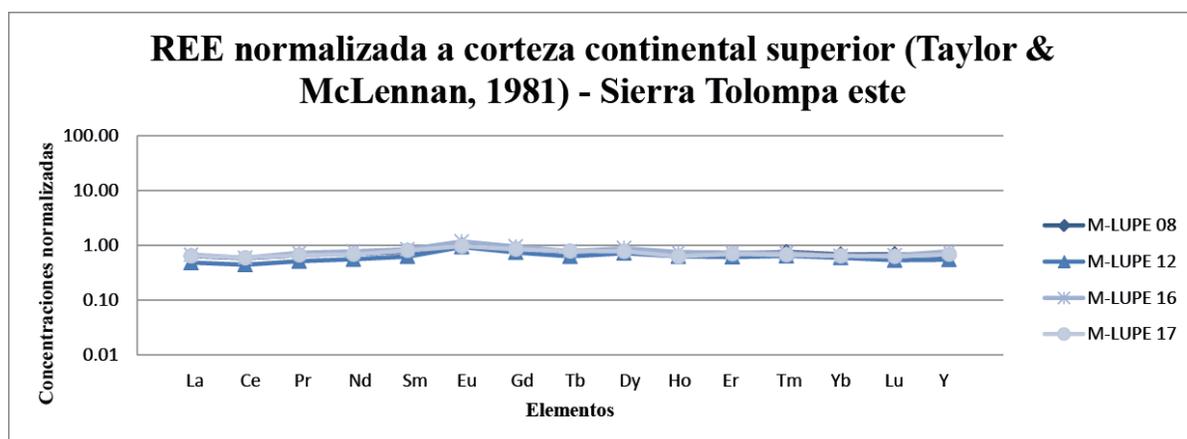


Figura 8. 18: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Sierra Tolompa este. Se incluyen sólo rocas sedimentarias.

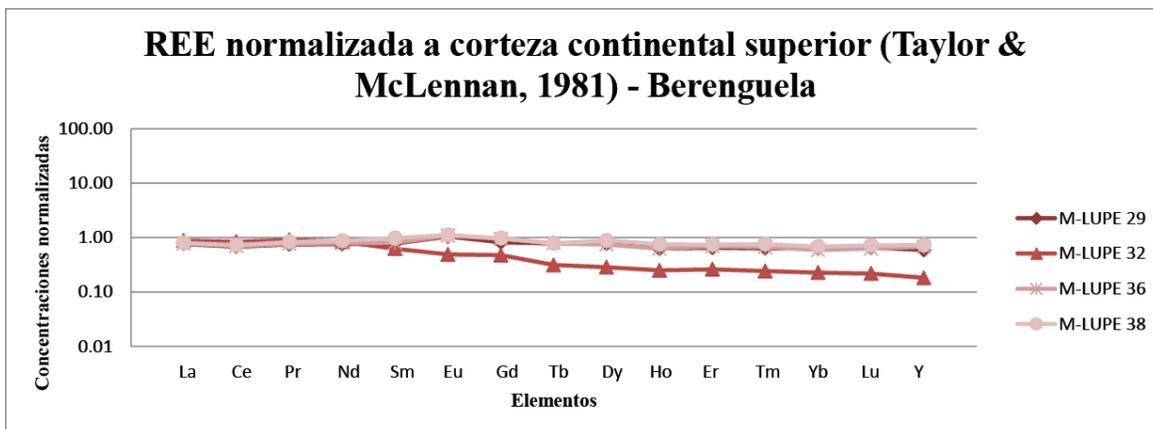


Figura 8. 19: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Berenguela. Se incluyen sólo rocas sedimentarias.

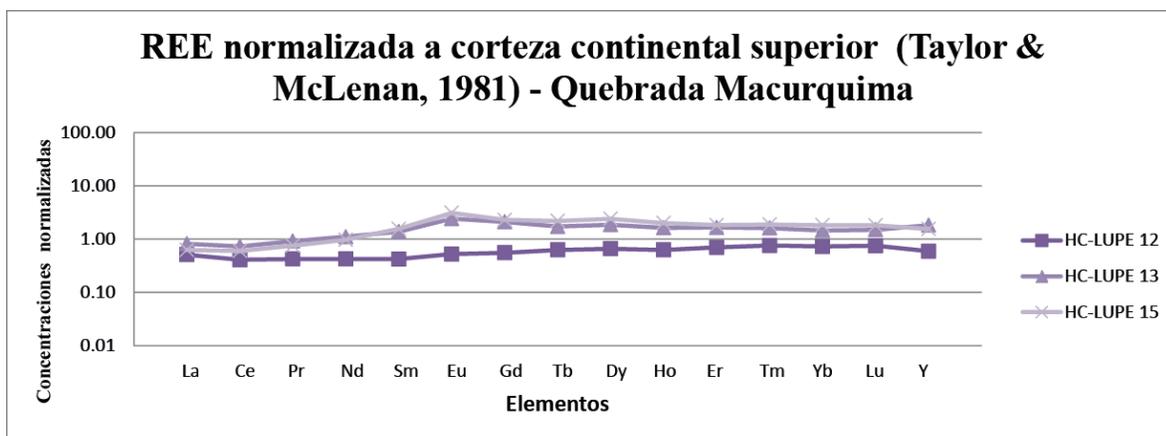


Figura 8. 20: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Quebrada Macurquima. Se incluyen sólo rocas sedimentarias.

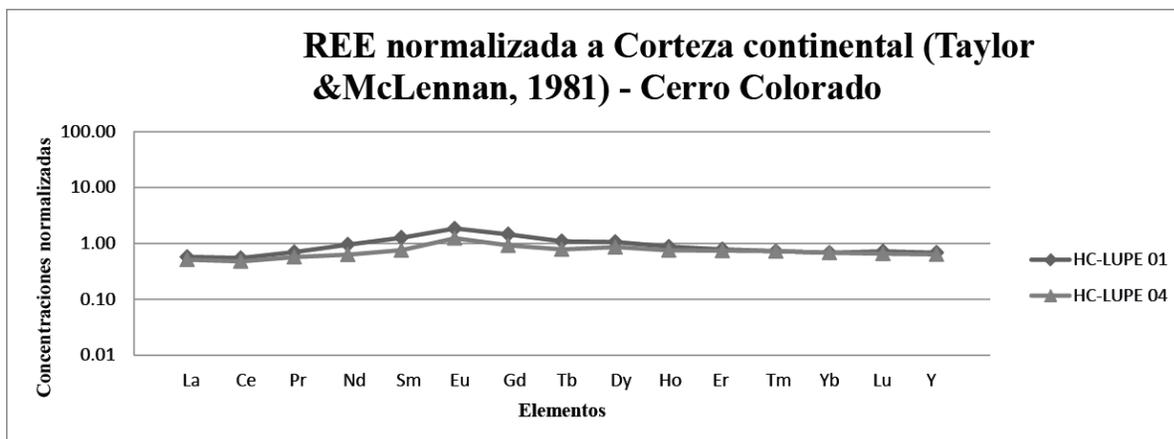


Figura 8. 21: Diagrama REE normalizado a la Corteza Superior (Taylor y McLennan, 1981) para la columna estratigráfica Volcán Colorado. Se incluyen sólo rocas sedimentarias.

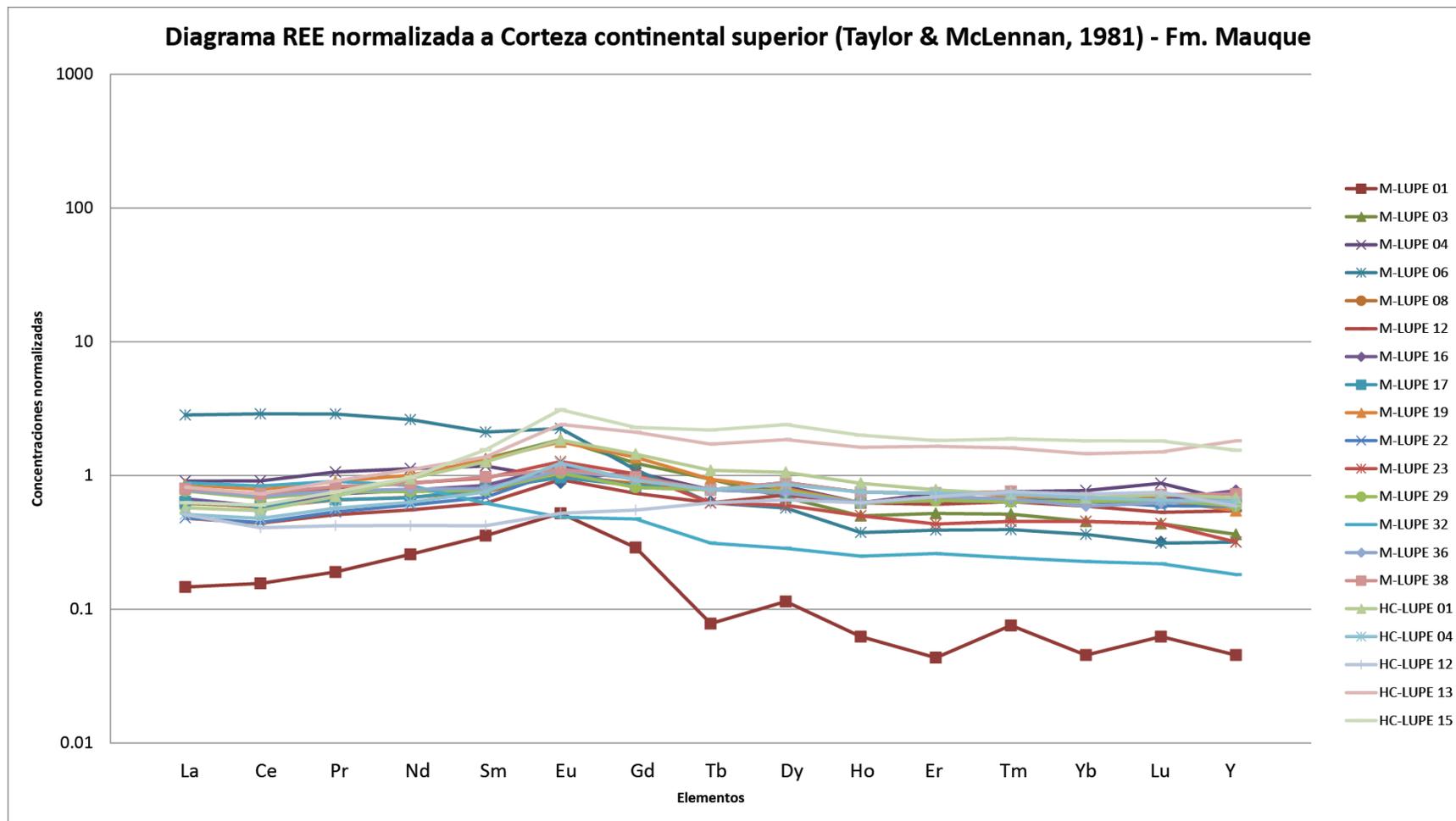


Figura 8. 22: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la Formación Mauque. Se toman en consideración todas las muestras con análisis geoquímicos que se presentan en la Tabla 6.

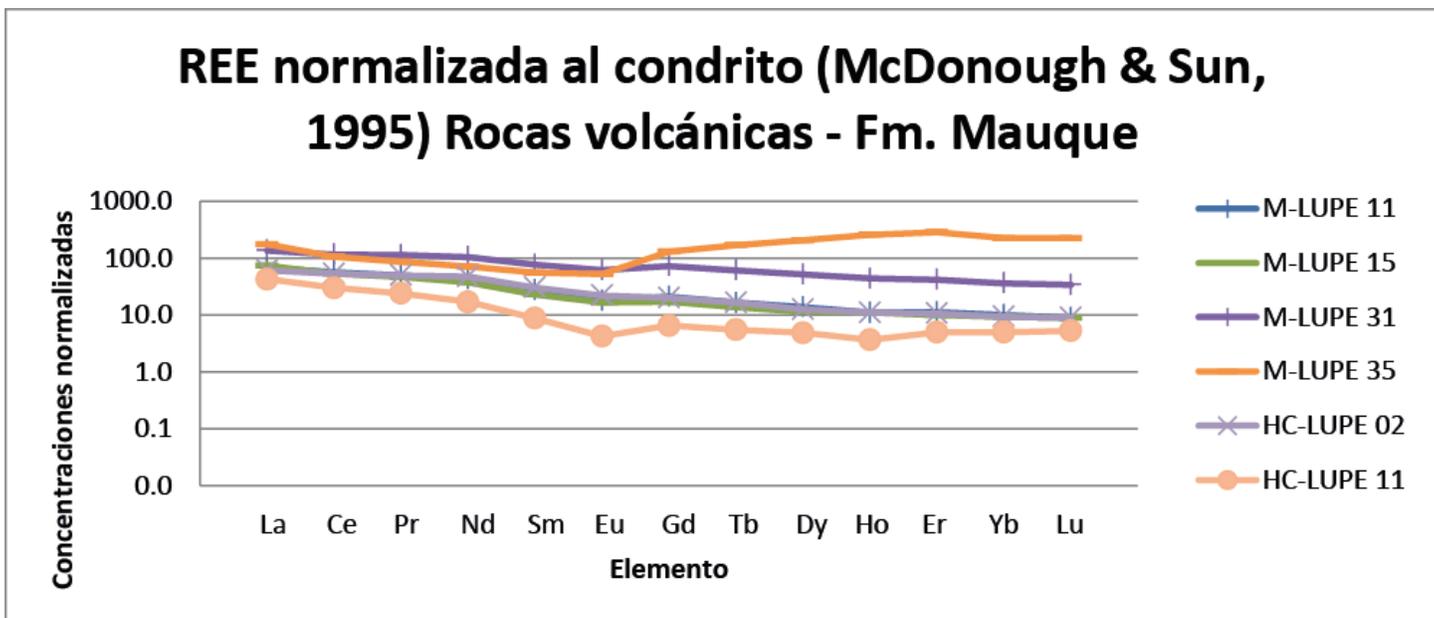


Figura 8. 23: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) para la Formación Mauque. Solo se toman en consideración rocas volcánicas extrusivas.

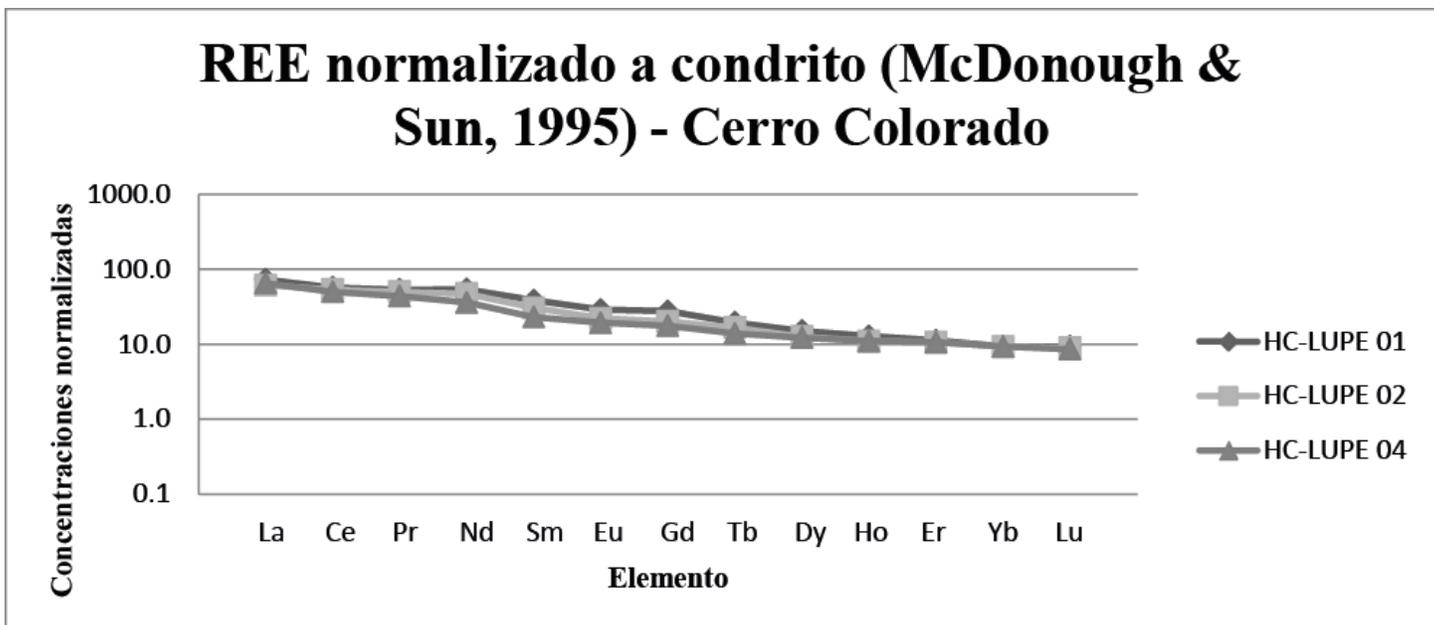


Figura 8. 24: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Volcán Colorado.

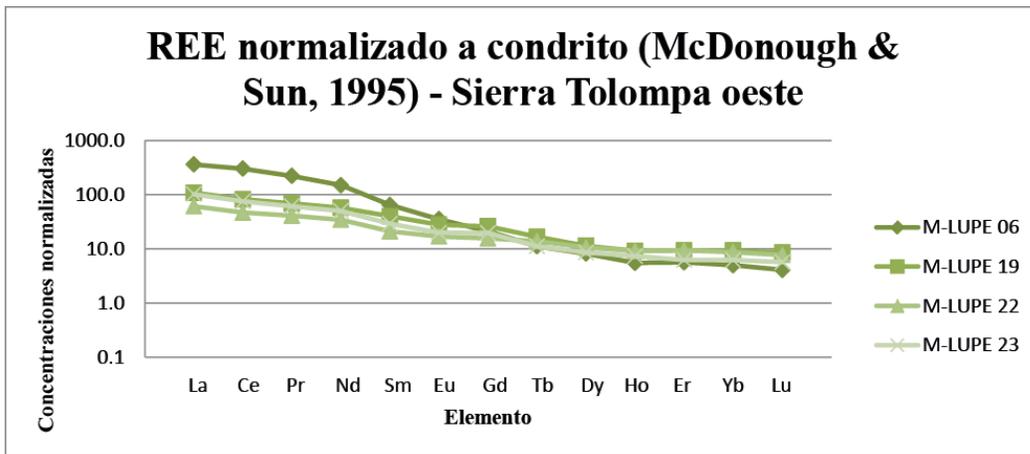


Figura 8. 25: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Sierra Tolompa oeste.

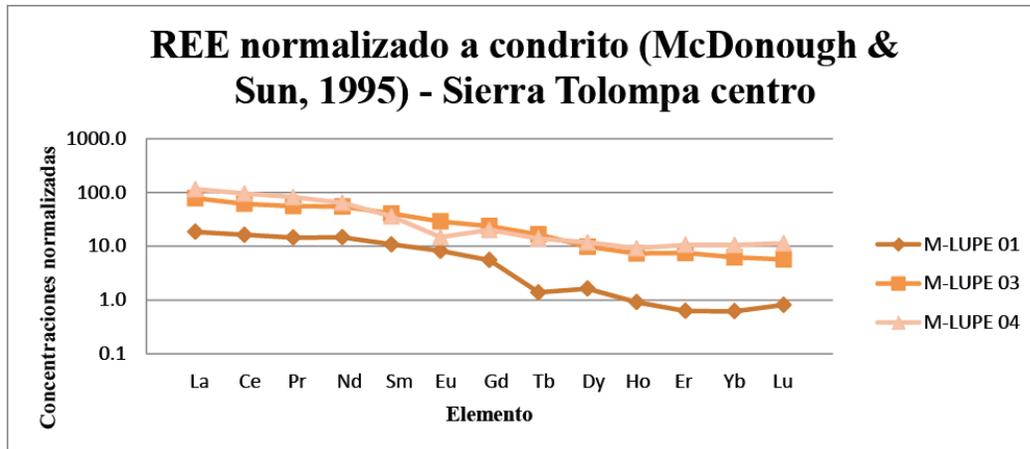


Figura 8. 26: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Sierra Tolompa centro.

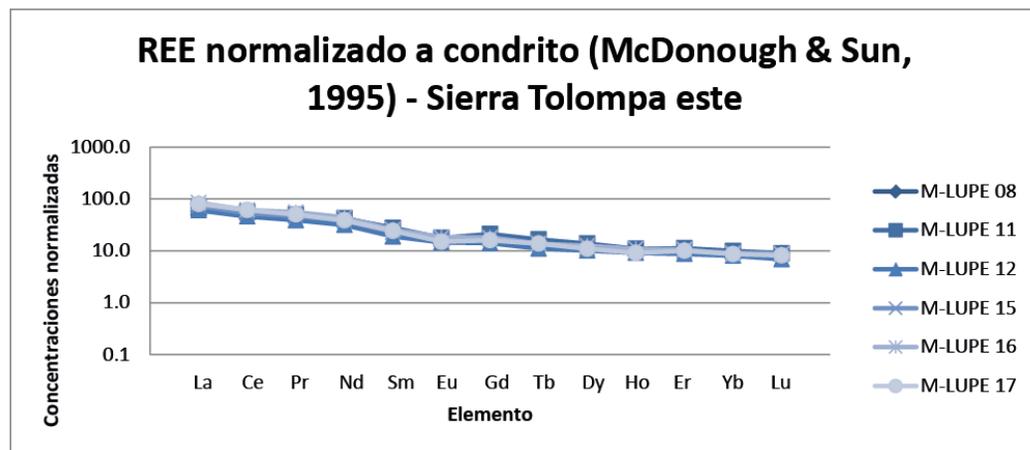


Figura 8. 27: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Sierra Tolompa este.

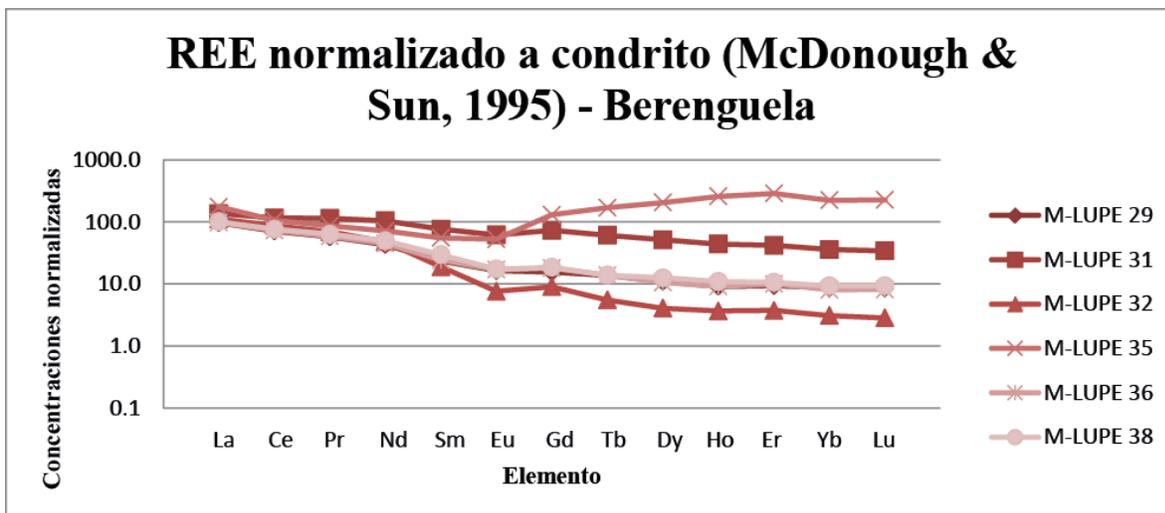


Figura 8. 28: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Berenguela.

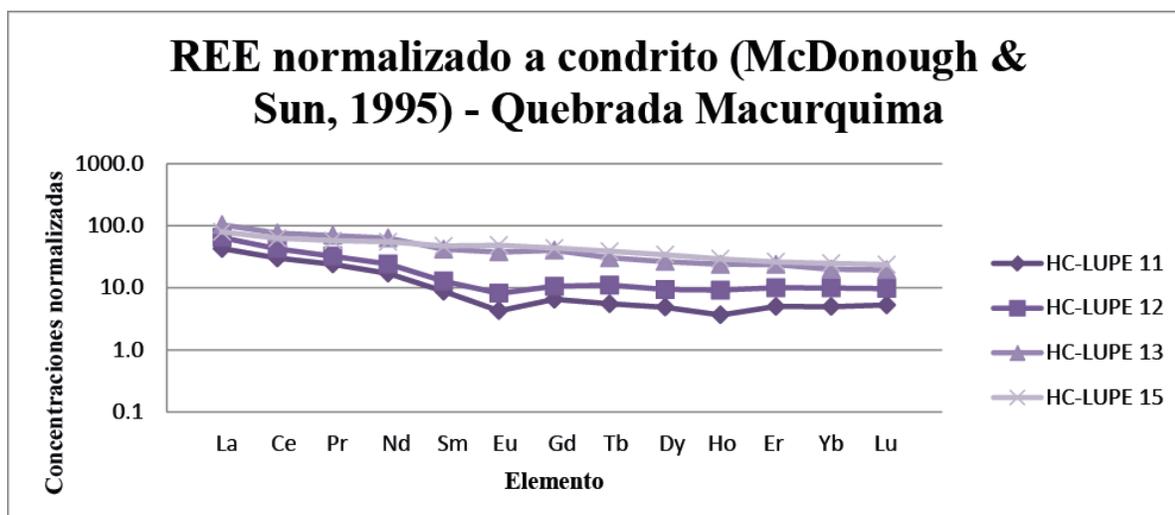


Figura 8. 29: Diagrama de REE normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) de la columna estratigráfica Quebrada Macurquima.

Tabla 13: Concentración de REE normalizadas según PAAS (Past Archean Australian Shale, McLennan 1989).

MUESTRA	La [ppm]	Ce [ppm]	Pr [ppm]	Nd [ppm]	Sm [ppm]	Eu [ppm]	Gd [ppm]	Tb [ppm]	Dy [ppm]	Ho [ppm]	Er [ppm]	Tm [ppm]	Yb [ppm]	Lu [ppm]	Y[ppm]
NORMA	38.2	79.6	8.83	33.9	5.55	1.08	4.66	0.774	4.68	0.991	2.85	0.405	2.82	0.433	27
M-LUPE 01	0.115	0.126	0.153	0.198	0.288	0.426	0.236	0.065	0.085	0.050	0.035	0.062	0.035	0.045	0.037
M-LUPE 03	0.484	0.472	0.583	0.737	1.081	1.509	1.009	0.775	0.513	0.404	0.421	0.420	0.355	0.316	0.296
M-LUPE 04	0.715	0.732	0.855	0.864	0.955	0.769	0.858	0.646	0.620	0.505	0.596	0.617	0.603	0.632	0.519
M-LUPE 06	2.228	2.324	2.322	2.006	1.712	1.833	0.901	0.517	0.427	0.303	0.316	0.321	0.284	0.226	0.259
M-LUPE 08	0.495	0.466	0.528	0.528	0.613	0.824	0.708	0.646	0.577	0.505	0.561	0.617	0.532	0.497	0.519
M-LUPE 11	0.416	0.435	0.524	0.572	0.739	0.926	0.901	0.775	0.726	0.605	0.632	0.667	0.567	0.497	0.704
M-LUPE 12	0.377	0.354	0.410	0.425	0.505	0.759	0.601	0.517	0.534	0.505	0.491	0.519	0.461	0.384	0.444
M-LUPE 15	0.458	0.413	0.489	0.510	0.613	0.870	0.730	0.646	0.598	0.605	0.561	0.568	0.532	0.497	0.556
M-LUPE 16	0.526	0.474	0.584	0.596	0.685	0.954	0.773	0.646	0.662	0.605	0.596	0.593	0.496	0.474	0.630
M-LUPE 17	0.500	0.474	0.531	0.522	0.649	0.787	0.687	0.646	0.577	0.505	0.561	0.543	0.496	0.451	0.556
M-LUPE 19	0.673	0.633	0.724	0.773	1.063	1.454	1.116	0.775	0.598	0.505	0.526	0.568	0.532	0.474	0.444
M-LUPE 22	0.380	0.358	0.429	0.463	0.559	0.880	0.665	0.646	0.556	0.505	0.526	0.519	0.496	0.429	0.481
M-LUPE 23	0.631	0.578	0.642	0.676	0.775	1.037	0.837	0.517	0.449	0.404	0.351	0.370	0.355	0.316	0.259
M-LUPE 29	0.602	0.546	0.605	0.581	0.631	0.852	0.665	0.646	0.577	0.505	0.526	0.519	0.496	0.474	0.481
M-LUPE 31	0.843	0.889	1.200	1.407	2.036	3.213	3.112	2.842	2.714	2.422	2.351	2.296	2.057	1.896	2.407
M-LUPE 32	0.691	0.673	0.728	0.646	0.505	0.398	0.386	0.258	0.214	0.202	0.211	0.198	0.177	0.158	0.148
M-LUPE 35	1.086	0.818	0.907	0.962	1.477	2.741	5.558	7.881	10.791	14.228	16.105	15.086	12.801	12.528	21.370
M-LUPE 36	0.610	0.562	0.617	0.605	0.649	0.889	0.773	0.646	0.556	0.505	0.561	0.543	0.461	0.451	0.556
M-LUPE 38	0.626	0.588	0.667	0.670	0.793	0.907	0.794	0.646	0.662	0.605	0.596	0.617	0.532	0.519	0.593
HC-LUPE 01	0.450	0.440	0.561	0.729	1.027	1.500	1.180	0.904	0.791	0.706	0.632	0.593	0.532	0.519	0.556
HC-LUPE 02	0.380	0.411	0.524	0.637	0.811	1.148	0.858	0.775	0.662	0.605	0.596	0.568	0.532	0.497	0.593
HC-LUPE 04	0.403	0.384	0.459	0.484	0.613	1.009	0.751	0.646	0.641	0.605	0.596	0.593	0.532	0.474	0.519
HC-LUPE 11	0.264	0.231	0.253	0.230	0.234	0.222	0.279	0.258	0.256	0.202	0.281	0.321	0.284	0.293	0.222
HC-LUPE 12	0.401	0.328	0.340	0.324	0.342	0.426	0.451	0.517	0.491	0.505	0.561	0.617	0.567	0.542	0.481
HC-LUPE 13	0.641	0.585	0.734	0.850	1.117	1.963	1.717	1.421	1.389	1.312	1.333	1.309	1.135	1.084	1.481
HC-LUPE 15	0.492	0.484	0.606	0.743	1.261	2.528	1.867	1.809	1.795	1.615	1.474	1.531	1.418	1.309	1.259

Tabla 14: Concentración de REE normalizadas según la corteza superior (Taylor y McLennan, 1989)

MUESTRAS	La [ppm]	Ce [ppm]	Pr [ppm]	Nd [ppm]	Sm [ppm]	Eu [ppm]	Gd [ppm]	Tb [ppm]	Dy [ppm]	Ho [ppm]	Er [ppm]	Tm [ppm]	Yb [ppm]	Lu [ppm]	Y[ppm]
NORMA	30	64	7.1	26	4.5	0.88	3.8	0.64	3.5	0.8	2.3	0.33	2.2	0.32	22
M-LUPE 01	0.15	0.16	0.19	0.26	0.36	0.52	0.29	0.08	0.11	0.06	0.04	0.08	0.05	0.06	0.05
M-LUPE 03	0.62	0.59	0.73	0.96	1.33	1.85	1.24	0.94	0.69	0.50	0.52	0.52	0.45	0.44	0.36
M-LUPE 04	0.91	0.91	1.06	1.13	1.18	0.94	1.05	0.78	0.83	0.63	0.74	0.76	0.77	0.88	0.64
M-LUPE 06	2.84	2.89	2.89	2.62	2.11	2.25	1.11	0.63	0.57	0.38	0.39	0.39	0.36	0.31	0.32
M-LUPE 08	0.63	0.58	0.66	0.69	0.76	1.01	0.87	0.78	0.77	0.63	0.70	0.76	0.68	0.69	0.64
M-LUPE 11	0.53	0.54	0.65	0.75	0.91	1.14	1.11	0.94	0.97	0.75	0.78	0.82	0.73	0.69	0.86
M-LUPE 12	0.48	0.44	0.51	0.55	0.62	0.93	0.74	0.63	0.71	0.63	0.61	0.64	0.59	0.53	0.55
M-LUPE 15	0.58	0.51	0.61	0.67	0.76	1.07	0.89	0.78	0.80	0.75	0.70	0.70	0.68	0.69	0.68
M-LUPE 16	0.67	0.59	0.73	0.78	0.84	1.17	0.95	0.78	0.89	0.75	0.74	0.73	0.64	0.66	0.77
M-LUPE 17	0.64	0.59	0.66	0.68	0.80	0.97	0.84	0.78	0.77	0.63	0.70	0.67	0.64	0.63	0.68
M-LUPE 19	0.86	0.79	0.90	1.01	1.31	1.78	1.37	0.94	0.80	0.63	0.65	0.70	0.68	0.66	0.55
M-LUPE 22	0.48	0.45	0.53	0.60	0.69	1.08	0.82	0.78	0.74	0.63	0.65	0.64	0.64	0.59	0.59
M-LUPE 23	0.80	0.72	0.80	0.88	0.96	1.27	1.03	0.63	0.60	0.50	0.43	0.45	0.45	0.44	0.32
M-LUPE 29	0.77	0.68	0.75	0.76	0.78	1.05	0.82	0.78	0.77	0.63	0.65	0.64	0.64	0.66	0.59
M-LUPE 31	1.07	1.11	1.49	1.83	2.51	3.94	3.82	3.44	3.63	3.00	2.91	2.82	2.64	2.63	2.95
M-LUPE 32	0.88	0.84	0.91	0.84	0.62	0.49	0.47	0.31	0.29	0.25	0.26	0.24	0.23	0.22	0.18
M-LUPE 35	1.38	1.02	1.13	1.25	1.82	3.36	6.82	9.53	14.43	17.63	19.96	18.52	16.41	17.34	26.23
M-LUPE 36	0.78	0.70	0.77	0.79	0.80	1.09	0.95	0.78	0.74	0.63	0.70	0.67	0.59	0.63	0.68
M-LUPE 38	0.80	0.73	0.83	0.87	0.98	1.11	0.97	0.78	0.89	0.75	0.74	0.76	0.68	0.72	0.73
HC-LUPE 01	0.57	0.55	0.70	0.95	1.27	1.84	1.45	1.09	1.06	0.88	0.78	0.73	0.68	0.72	0.68
HC-LUPE 02	0.48	0.51	0.65	0.83	1.00	1.41	1.05	0.94	0.89	0.75	0.74	0.70	0.68	0.69	0.73
HC-LUPE 04	0.51	0.48	0.57	0.63	0.76	1.24	0.92	0.78	0.86	0.75	0.74	0.73	0.68	0.66	0.64
HC-LUPE 11	0.34	0.29	0.31	0.30	0.29	0.27	0.34	0.31	0.34	0.25	0.35	0.39	0.36	0.41	0.27
HC-LUPE 12	0.51	0.41	0.42	0.42	0.42	0.52	0.55	0.63	0.66	0.63	0.70	0.76	0.73	0.75	0.59
HC-LUPE 13	0.82	0.73	0.91	1.11	1.38	2.41	2.11	1.72	1.86	1.63	1.65	1.61	1.45	1.50	1.82
HC-LUPE 15	0.63	0.60	0.75	0.97	1.56	3.10	2.29	2.19	2.40	2.00	1.83	1.88	1.82	1.81	1.55

Tabla 15: Concentración de REE normalizadas a condrito (Sun y McDonough, 1995). Se han incluido todas las muestras normalizadas.

MUESTRAS	La [ppm]	Ce [ppm]	Pr [ppm]	Nd [ppm]	Sm [ppm]	Eu [ppm]	Gd [ppm]	Tb [ppm]	Dy [ppm]	Ho [ppm]	Er [ppm]	Yb [ppm]	Lu [ppm]
NORMA	0.2	0.6	0.1	0.5	0.1	0.1	0.2	0.0	0.2	0.1	0.2	0.2	0.0
M-LUPE 01	18.6	16.3	14.5	14.7	10.8	8.2	5.5	1.4	1.6	0.9	0.6	0.6	0.8
M-LUPE 03	78.1	61.3	55.5	54.7	40.5	29.0	23.6	16.6	9.8	7.3	7.5	6.2	5.7
M-LUPE 04	115.2	95.1	81.4	64.1	35.8	14.7	20.1	13.9	11.8	9.2	10.6	10.6	11.4
M-LUPE 06	359.1	301.8	220.9	148.8	64.2	35.2	21.1	11.1	8.1	5.5	5.6	5.0	4.1
M-LUPE 08	79.7	60.5	50.2	39.2	23.0	15.8	16.6	13.9	11.0	9.2	10.0	9.3	8.9
M-LUPE 11	67.1	56.4	49.9	42.5	27.7	17.8	21.1	16.6	13.8	11.0	11.3	9.9	8.9
M-LUPE 12	60.8	46.0	39.0	31.5	18.9	14.6	14.1	11.1	10.2	9.2	8.8	8.1	6.9
M-LUPE 15	73.8	53.7	46.6	37.9	23.0	16.7	17.1	13.9	11.4	11.0	10.0	9.3	8.9
M-LUPE 16	84.8	61.5	55.6	44.2	25.7	18.3	18.1	13.9	12.6	11.0	10.6	8.7	8.5
M-LUPE 17	80.6	61.5	50.5	38.7	24.3	15.1	16.1	13.9	11.0	9.2	10.0	8.7	8.1
M-LUPE 19	108.4	82.2	68.9	57.3	39.9	27.9	26.1	16.6	11.4	9.2	9.4	9.3	8.5
M-LUPE 22	61.2	46.5	40.8	34.4	20.9	16.9	15.6	13.9	10.6	9.2	9.4	8.7	7.7
M-LUPE 23	101.7	75.0	61.1	50.1	29.1	19.9	19.6	11.1	8.5	7.3	6.3	6.2	5.7
M-LUPE 29	97.0	71.0	57.5	43.1	23.6	16.3	15.6	13.9	11.0	9.2	9.4	8.7	8.5
M-LUPE 31	135.9	115.5	114.2	104.4	76.4	61.6	72.9	60.9	51.6	44.0	41.9	36.0	34.1
M-LUPE 32	111.4	87.4	69.3	47.9	18.9	7.6	9.0	5.5	4.1	3.7	3.8	3.1	2.8
M-LUPE 35	175.1	106.2	86.3	71.3	55.4	52.6	130.2	169.0	205.3	258.2	286.9	224.2	225.6
M-LUPE 36	98.3	72.9	58.7	44.9	24.3	17.1	18.1	13.9	10.6	9.2	10.0	8.1	8.1
M-LUPE 38	100.8	76.3	63.5	49.7	29.7	17.4	18.6	13.9	12.6	11.0	10.6	9.3	9.3
HC-LUPE 01	72.6	57.1	53.3	54.0	38.5	28.8	27.6	19.4	15.0	12.8	11.3	9.3	9.3
HC-LUPE 02	61.2	53.3	49.9	47.3	30.4	22.0	20.1	16.6	12.6	11.0	10.6	9.3	8.9
HC-LUPE 04	65.0	49.9	43.6	35.9	23.0	19.4	17.6	13.9	12.2	11.0	10.6	9.3	8.5
HC-LUPE 11	42.6	30.0	24.0	17.1	8.8	4.3	6.5	5.5	4.9	3.7	5.0	5.0	5.3
HC-LUPE 12	64.6	42.6	32.3	24.1	12.8	8.2	10.6	11.1	9.3	9.2	10.0	9.9	9.8
HC-LUPE 13	103.4	76.0	69.8	63.0	41.9	37.7	40.2	30.5	26.4	23.8	23.8	19.9	19.5
HC-LUPE 15	79.3	62.8	57.7	55.1	47.3	48.5	43.7	38.8	34.1	29.3	26.3	24.8	23.6

8.4 Anexo D: Dataciones

Muestra	Unidad	Roca	Edad (Ma)	
CP1-5	Msm	Arenisca lítica	Concordia	Media
			14,6±2	-

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Fracciones corregidas								Edades corregidas (Ma)							
				207Pb/206Pb	±2s	207Pb/235U	±2s	206Pb/238U	±2s	208Pb/232Th	±2s	Rho	206Pb/238U	±2s	207Pb/235U	±2s	207Pb/206Pb	±2s	
Zircon_001_CP1-5	138	130	0,94	0,301	0,057	0,08	0,052	0,00191	0,00045	0,0015	0,0011	0,36	12,3	2,9	84	40	3560	150	
Zircon_002	199	219	1,10	0,182	0,038	0,042	0,014	0,0017	0,00018	0,0008	0,00036	0,32	10,9	1,2	42	13	2800	190	
Zircon_003	250	146	0,58	0,212	0,029	0,0593	0,0079	0,001951	0,00008	0,00188	0,00036	0,31	12,57	0,52	58,3	7,6	3020	220	
Zircon_004	141	102	0,72	0,542	0,046	0,28	0,16	0,0038	0,0015	0,0064	0,0048	0,69	24,7	9,7	250	68	4324	78	
Zircon_005	174	152	0,87	0,501	0,041	0,204	0,044	0,00287	0,00043	0,004	0,0019	0,69	18,5	2,7	187	33	4286	70	
Zircon_006	166	180	1,08	0,103	0,025	0,0222	0,0058	0,00167	0,00011	0,00047	0,00012	0,25	10,75	0,68	22,3	5,6	1980	190	
Zircon_007	184	151	0,82	0,066	0,034	0,0126	0,0089	0,00164	0,00011	0,0006	0,0002	0,09	10,53	0,68	12,6	8,7	1340	320	
Zircon_008	164	160	0,97	0,153	0,042	0,042	0,01	0,00181	0,00014	0,00143	0,00086	0,32	11,69	0,91	41	10	2620	250	
Zircon_009	175	151	0,87	0,089	0,019	0,0245	0,0043	0,00188	0,00011	0,0006	0,00015	0,33	12,1	0,7	24,5	4,3	1550	250	
Zircon_010	556	480	0,86	0,046135	0,000032	0,0411	0,0027	0,00656	0,00043	0,00219	0,00087	1	42,1	2,7	40,9	2,7	4,7	1,6	
Zircon_011	266	167	0,63	0,111	0,027	0,0247	0,0076	0,00162	0,00011	0,00065	0,00027	0,22	10,43	0,71	24,7	7,4	1720	220	
Zircon_013	545	691	1,27	0,0674	0,0099	0,0162	0,0021	0,001578	0,000054	0,000472	0,000097	0,26	10,17	0,35	16,3	2,1	1080	130	
Zircon_014	373	281	0,75	0,059	0,0053	0,0582	0,0059	0,00714	0,00017	0,00248	0,00045	0,23	45,9	1,1	57,3	5,6	780	130	
Zircon_015	128	107	0,84	0,0460719	0,0000015	0,00973	0,00094	0,00155	0,00012	0,00042	0,00023	0,8	9,96	0,78	9,83	0,95	1,383	0,079	
Zircon_016	121	89	0,74	0,208	0,037	0,053	0,018	0,00182	0,0002	0,0014	0,00062	0,32	11,7	1,3	52	16	2860	140	
Zircon_017	155	113	0,73	0,152	0,031	0,0351	0,009	0,00168	0,00015	0,00066	0,00028	0,35	10,81	0,95	34,8	8,6	2480	170	
Zircon_018	160	127	0,79	0,093	0,024	0,0225	0,0059	0,00175	0,0001	0,00072	0,00018	0,22	11,3	0,67	22,5	5,8	1810	220	
Zircon_019	383	264	0,69	0,157	0,029	0,0382	0,0084	0,001768	0,000097	0,00107	0,00027	0,25	11,39	0,62	38	8,1	2490	210	
Zircon_020	535	694	1,30	0,0653	0,0079	0,0148	0,0017	0,001644	0,00006	0,00061	0,00011	0,32	10,59	0,38	14,9	1,6	800	140	
Zircon_021	156	125	0,80	0,23	0,059	0,069	0,03	0,002	0,00022	0,00111	0,0006	0,25	12,9	1,4	67	26	2880	290	
Zircon_022	212	215	1,01	0,223	0,039	0,056	0,013	0,00192	0,00014	0,0011	0,00029	0,31	12,36	0,92	55	13	3010	160	
Zircon_023	179	144	0,81	0,072	0,018	0,0171	0,0048	0,0018	0,00012	0,0005	0,00011	0,24	11,61	0,75	17,1	4,8	1300	200	
Zircon_024	238	188	0,79	0,165	0,052	0,043	0,034	0,00189	0,00034	0,00093	0,00082	0,23	12,2	2,2	42	29	2610	270	
Zircon_026	255	193	0,76	0,117	0,017	0,0292	0,0044	0,001747	0,000079	0,00065	0,00014	0,3	11,25	0,51	29,1	4,3	2040	150	
Zircon_027	143	120	0,84	0,182	0,048	0,04	0,022	0,00169	0,00024	0,00073	0,00043	0,26	10,9	1,6	39	19	2880	190	
Zircon_028	199	167	0,84	0,185	0,031	0,0507	0,009	0,00183	0,00011	0,00125	0,00026	0,34	11,77	0,71	50,1	8,5	2860	130	
Zircon_029	179	119	0,67	0,141	0,056	0,035	0,03	0,00187	0,00028	0,00095	0,00085	0,17	12,1	1,8	35	27	2300	300	
Zircon_031	841	740	0,88	0,04606955	0,00000085	0,00911	0,00042	0,001474	0,00006	0,00041	0,00014	0,88	9,49	0,38	9,21	0,42	1,259	0,045	
Zircon_032	124	110	0,89	0,17	0,055	0,046	0,028	0,00192	0,00025	0,0011	0,001	0,21	12,4	1,6	45	25	2670	240	
Zircon_033	212	168	0,79	0,12	0,088	0,025	0,097	0,00159	0,00084	0,0008	0,0022	0,14	10,2	5,4	25	72	2290	350	
Zircon_034	276	173	0,63	0,186	0,032	0,045	0,011	0,00188	0,00015	0,00137	0,00043	0,33	12,09	0,97	45	10	2820	150	
Zircon_036	347	258	0,74	0,152	0,025	0,0359	0,0071	0,0018	0,00011	0,00102	0,00029	0,31	11,58	0,72	35,7	6,9	2440	160	
Zircon_037	132,4	121,7	0,92	0,046	0,0000034	0,0117	0,0014	0,00183	0,00016	0,00051	0,00023	0,73	11,8	1	11,8	1,4	1,59	0,18	
Zircon_038	96,9	58,6	0,60	0,046	0,000008	0,0114	0,0089	0,00183	0,00049	0,0004	0,0015	0,34	11,8	3,1	11,5	9,3	1,62	0,42	
Zircon_040	10510	1765	0,17	0,047	0,0015	0,0353	0,0015	0,00546	0,00011	0,00212	0,00038	0,47	35,11	0,69	35,2	1,5	93	58	
Zircon_041	225,8	237,9	1,05	0,131	0,027	0,031	0,072	0,0018	0,0001	0,00065	0,00018	0,24	11,61	0,67	30,9	7	2300	220	
Zircon_042	352	387	1,10	0,063	0,021	0,0132	0,0048	0,001483	0,000081	0,00037	0,00011	0,15	9,56	0,52	13,3	4,7	1260	220	
Zircon_043	171	135	0,79	0,123	0,018	0,0341	0,0051	0,001768	0,000096	0,0008	0,00017	0,36	11,38	0,62	33,8	5	2020	150	
Zircon_044	559	338,5	0,61	0,054	0,0061	0,0473	0,0058	0,00639	0,00016	0,00207	0,00042	0,20	41,1	1	46,8	5,6	540	120	
Zircon_045	157,1	140,5	0,89	0,058	0,026	0,0154	0,0077	0,00189	0,00013	0,00058	0,0002	0,14	12,16	0,82	15,4	7,4	1540	270	
Zircon_046	246,2	301,3	1,22	0,188	0,028	0,0417	0,0076	0,00161	0,0001	0,00084	0,00029	0,34	10,36	0,67	41,3	7,2	2870	100	
Zircon_047	106,7	67,1	0,63	0,205	0,035	0,05	0,012	0,00178	0,00015	0,00106	0,00047	0,35	11,49	0,95	49	11	3070	140	
Zircon_048	260,5	199,4	0,77	0,057	0,014	0,0142	0,0028	0,00178	0,000071	0,00048	0,00011	0,20	11,47	0,46	14,2	2,8	1120	250	
Zircon_049	238,9	171	0,72	0,081	0,018	0,0177	0,0038	0,001669	0,000087	0,00065	0,00012	0,24	10,75	0,56	17,8	3,8	1580	200	
Zircon_050	181	145	0,80	0,168	0,036	0,039	0,02	0,00176	0,00021	0,00104	0,00066	0,23	11,4	1,3	39	18	2570	240	