

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



**PETROGRAFÍA Y PROVENIENCIA DE LAS
SECUENCIAS SILICICLÁSTICAS DEL TRIÁSICO
MEDIO Y SUPERIOR DE LA CORDILLERA DE
DOMEYKO ENTRE LOS 25° 10'-26° 10' S Y LOS
69° 00' - 69° 30' O, PROVINCIA DE ANTOFAGASTA
Y PROVINCIA DE CHAÑARAL, CHILE.**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Francisca Loreto González Bravo

Concepción, 2017



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



**PETROGRAFÍA Y PROVENIENCIA DE LAS
SECUENCIAS SILICICLÁSTICAS DEL TRIÁSICO
MEDIO Y SUPERIOR DE LA CORDILLERA DE
DOMEYKO ENTRE LOS 25° 10'-26° 10' S Y LOS
69° 00' - 69° 30' O, PROVINCIA DE ANTOFAGASTA Y
PROVINCIA DE CHAÑARAL, CHILE.**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Francisca Loreto González Bravo

Profesora Patrocinante: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Profesores Comisión: Dra. María Verónica Pineda Mascayano

Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra

Concepción, 2017



A mi familia.

ÍNDICE

Página

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.2. OBJETIVOS	2
1.2. 1. Objetivo General	2
1.2. 2. Objetivos Específicos	2
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS	3
1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO	3
1.4. 1. Etapa de Terreno	3
1.4. 2. Etapa de Gabinete	4
1.5. GEOMORFOLOGÍA	5
1.6. CLIMA Y VEGETACIÓN	6
1.7. TRABAJOS ANTERIORES	6
1.8. AGRADECIMIENTOS	9
2. MARCO GEOTECTÓNICO	11
2.1. PRIMER CICLO (NEOPROTEROZOICO – PÉRMICO INFERIOR)	12
2.2. SEGUNDO CICLO O CICLO PRE ANDINO (PÉRMICO MEDIO JURÁSICO INFERIOR)	14
2.3. TERCER CICLO O CICLO ANDINO (JURÁSICO MEDIO AL RECIENTE)	15
3. MARCO GEOLÓGICO	18
3.1. PALEOZOICO	18
3.1. 1. Estratos Cerro del Medio (Ordovícico – Pérmico)	18
3.1. 2. Formación La Tabla (Carbonífero Inferior – Pérmico Superior) ...	18
3.1. 3. Complejo Plutónico Punta del Viento (Carbonífero – Pérmico)	19
3.1. 4. Batolito Pedernales (Pérmico 300-250 Ma)	20
3.1. 5. Batolito Sierra Castillo (Pérmico 280-250 Ma)	20
3.1. 6. Complejo Plutónico Sierra de Doña Inés Chica (Batolito Sierra Castillo) (Pérmico)	21
3.2. MESOZOICO	21
3.2. 1. Formación Cerro Guanaco (Nórico – Rético)	24
3.2. 2. Formación Sierra de Varas (Nórico superior – Rético superior)	24
3.2. 3. Formación Cerro Ballena (Triásico Superior – Jurásico Inferior) ...	25
3.2. 4. Formación La Ternera (Triásico Superior)	25
3.2. 5. Formación Agua Dulce (Triásico Superior)	26
3.2. 6. Formación Quebrada del Salitre (Triásico Superior)	26
3.2. 7. Formación El Profeta (Rético – Tithoniano)	27
3.2. 8. Formación Montandón (Pleinsbachiano – Bajociano medio)	28
3.2. 9. Formación Asientos (Bajociano – Kimmeridgiano)	28

3.2.10. Formación Candeleros (Bajociano – Kimmeridgiano)	28
3.2.11. Formación Llanta (Campaniano – Maastrichtiano)	29
3.3. CENOZOICO	29
4. MARCO TEÓRICO Y METODOLÓGICO DE LOS ESTUDIOS DE PROVENIENCIA	32
4.1. INTRODUCCIÓN	32
4.2. CONTEOS MODALES	35
4.3. CLASIFICACIÓN DE AMBIENTES DE PROVENIENCIA	37
4.3. 1. Bloque Continental	42
4.3.1.1. Cratones estables o interiores	43
4.3.1.2. Basamento alzado	44
4.3. 2. Arco Magmático	44
4.3.2.1. Arcos no disectados	45
4.3.2.2. Arcos disectados	45
4.3. 3. Orógeno Reciclado	46
4.3.3.1. Complejos de subducción	46
4.3.3.2. Orógenos de colisión	47
4.3.3.3. Alzamientos de antepaís	47
5. PETROGRAFÍA	49
5.1. FORMACIÓN QUEBRADA DEL SALITRE	49
5.1. 1. Componentes del esqueleto	51
5.1.1.1. Cuarzo	51
5.1.1.2. Feldespatos	51
5.1.1.3. Líticos	53
5.1. 2. Clasificación de las Areniscas de la Formación Quebrada del Salitre	56
5.1.2.1. Clasificación textural	56
5.1.2.2. Clasificación composicional	57
5.1. 3. Proveniencia de las Areniscas de la Formación Quebrada del Salitre	59
5.2. FORMACIÓN SIERRA DE VARAS	64
5.2. 1. Componentes del esqueleto	64
5.2.1.1. Cuarzo	64
5.2.1.2. Feldespatos	64
5.2.1.3. Líticos	65
5.2. 2. Clasificación de las Areniscas de la Formación Sierra de Varas	69
5.2.2.1. Clasificación textural	69
5.2.2.2. Clasificación composicional	70
5.2. 3. Proveniencia de las Areniscas de la Formación Sierra de Varas	72
6. DISCUSIONES	78
6.1. ORIGEN O FUENTE DE LOS SEDIMENTOS	78
6.1. 1. Formación Quebrada del Salitre	78
6.1. 2. Formación Sierra de Varas	80

6.2. AMBIENTES TECTÓNICOS RELATIVOS A LAS FUENTES DE PROVENIENCIA	82
6.2. 1. Formación Quebrada del Salitre	82
6.2. 2. Formación Sierra de Varas	84
6.3. IMPLICANCIAS DE LA PETROGRAFÍA Y EL ESTUDIO DE PROVENIENCIA EN LA EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE DOMEYKO	85
7. CONCLUSIONES	89
8. REFERENCIAS	91

ANEXO 1: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS
ANEXO 2: TABLAS PARA MÉTODO G-D

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1 Mapa de ubicación y accesos al área de estudio	6
4. 1 Relación entre el tamaño de los clastos y la composición de la fracción detrítica en rocas siliciclásticas	36
4. 2 Representación esquemáticas de los criterios de conteo del método G-D	36
4. 3 Ábaco para el cálculo del error asociado al proceso de conteo en función del número de puntos contabilizados y el porcentaje del componente analizado	39
4. 4 Diagrama ternario QFL o QtFL para discriminar ambiente tectónico de proveniencia	40
4. 5 Diagrama ternario QmFLt para discriminar ambiente tectónico de proveniencia ...	40
4. 6 Diagrama ternario QpLvLs para discriminar ambiente tectónico de proveniencia ...	41
4. 7 Diagrama ternario QmPK para discriminar ambiente tectónico de proveniencia	41
5. 1 Diagrama ternario de clasificación textural para las rocas siliciclásticas de la Formación Quebrada del Salitre	57
5. 2 Diagrama ternario de clasificación composicional para las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre	58
5. 3 Diagrama ternario auxiliar de clasificación composicional de los líticos para las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre	59
5. 4 Diagrama ternario QtFL para las muestras de la Formación Quebrada del Salitre ...	60
5. 5 Diagrama ternario QmFL para las muestras de la Formación Quebrada del Salitre .	61
5. 6 Diagrama ternario QpLvLs para las muestras de la Formación Quebrada del Salitre.....	62
5. 7 Diagrama ternario QpPK para las muestras de la Formación Quebrada del Salitre .	63
5. 8 Diagrama ternario de clasificación textural para las rocas siliciclásticas de la Formación Sierra de Varas	70

5. 9 Diagrama ternario de clasificación composicional para las areniscas de la Formación Sierra de Varas	71
5.10 Diagrama ternario auxiliar de clasificación composicional de los líticos para las areniscas de la Formación Sierra de Varas	72
5.11 Diagrama ternario QtFL para las muestras de la Formación Sierra de Varas	73
5.12 Diagrama ternario QmFL para las muestras de la Formación Sierra de Varas	75
5.13 Diagrama ternario QpLvLs para las muestras de la Formación Sierra de Varas	76
5.14 Diagrama ternario QpPK para las muestras de la Formación Sierra de Varas	77
6. 1 Mapa geológico del área de estudio con la ubicación de las muestras descritas en este trabajo	79
6. 2 Paleogeografía del área de estudio durante el Triásico Superior	87

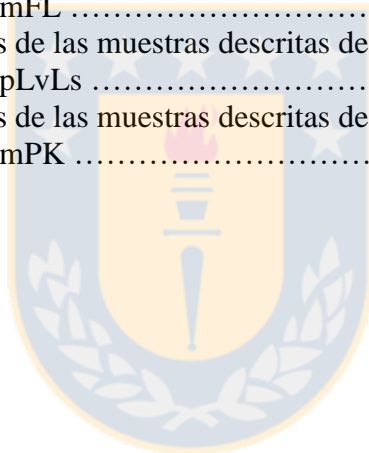
ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFÍAS

Fotomicrografías	Página
5.1 Granos de cuarzo monocristalinos (Qm) subangulosos	51
5.2 Granos de plagioclasa (P) con macla polisintética y granos de feldespato potásico (K)	52
5.3 Fragmento de lítico volcánico ácido (Lva)	54
5.4 Lítico volcánico básico a intermedio (Lvb) con pequeñas plagioclasas orientadas ...	54
5.5 Lítico volcanoclástico (Lvc) con fenoclasto de cuarzo	55
5.6 Lítico intrusivo (Li) formado por fenocristales de cuarzo y biotita	55
5.7 Granos de cuarzo monocristalinos(Qm) subangulosos	65
5.8 Granos de plagioclasa (P) con macla polisintética y granos de feldespato potásico (K).....	66
5.9 Fragmento de lítico volcánico ácido (Lva) con masa fundamental felsofídica	67
5.10 Lítico volcánico básico a intermedio (Lvb) con pequeñas plagioclasas orientadas ..	67
5.11 Lítico volcanoclástico (Lvc) con fenoclasto de cuarzo	68

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
4. 1 Códigos de conteo, con su respectiva descripción, utilizados en el presente estudio según el método Gazzi-Dickinson	38
4. 2 Símbolos presentes en los polos de cada diagrama ternario. Representan las proporciones recalculadas de las distintas categorías clave de tipos de granos contados	42
4. 3 Principales tipos de procedencia y características composicionales de las arenas asociadas	43
5. 1 Listado de muestras descritas en corte transparente y utilizadas para el conteo modal con el método de Gazzi-Dickinson	50
5. 2 Porcentajes de los componentes granulométricos y clasificación textural para cada muestra de la Formación Quebrada del Salitre	56

5. 3 Porcentajes de los componentes composicionales y clasificación composicional para cada una de las muestras de la Formación Quebrada del Salitre	58
5. 4 Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Quebrada del Salitre para el diagrama QtFL	60
5. 5 Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Quebrada del Salitre para el diagrama QmFL	61
5. 6 Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Quebrada del Salitre para el diagrama QpLvLs	62
5. 7 Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Quebrada del Salitre para el diagrama QmPK	63
5. 8 Porcentajes de los componentes granulométricos y clasificación textural para cada muestra de la Formación Sierra de Varas	69
5. 9 Porcentajes de los componentes composicionales y clasificación composicional de las areniscas de la Formación Sierra de Varas	71
5.10 Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Sierra de Varas para el diagrama QtFL	73
5.11 Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Sierra de Varas para el diagrama QmFL	74
5.12 Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Sierra de Varas para el diagrama QpLvLs	75
5.13 Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Sierra de Varas para el diagrama QmPK	77



RESUMEN.

Se han realizado diversos trabajos sobre las facies, relaciones estratigráficas, condiciones de sedimentación, petrografía y tectonoestratigrafía de las rocas sedimentarias triásicas de la Cordillera de Domeyko. Sin embargo, no se han realizado estudios de proveniencia del aporte terrígeno a la cuenca.

Este trabajo pretende determinar la proveniencia y el ambiente tectónico que da origen a las rocas siliciclásticas triásicas presentes en el área de estudio, a partir de la caracterización petrográfica y el conteo modal de puntos según el método de Gazzi-Dickinson.

En el presente estudio se analizan las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre y de la Formación Sierra de Varas, ambas secuencias, consisten en intercalaciones de rocas siliciclásticas marinas y continentales con rocas volcánicas y volcanoclásticas.

Composicionalmente, las areniscas de ambas formaciones son del tipo litarenitas feldepáticas y litarenitas, estas últimas, corresponden específicamente a volcarenitas.

El estudio petrográfico de las areniscas de ambas formaciones, revela que los componentes dominantes en estas rocas corresponden a fragmentos de líticos volcánicos, cuarzo y feldespatos (abundancia decreciente). Los resultados del análisis petrográfico y de proveniencia indican que la unidad sujeta a erosión que aporta líticos volcánicos a la Formación Quebrada del Salitre es la Formación Tabla, la que también es responsable del aporte de los granos de cuarzo. Este componente también proviene tanto del Batolito Pedernales como del Batolito Sierra Castillo. La erosión de ambas unidades genera el aporte de los granos de feldespatos, tanto de plagioclasas como de feldespatos potásicos. Los resultados del análisis petrográfico y de proveniencia de las areniscas de la Formación Sierra de Varas indican que la unidad sujeta a erosión que aporta líticos volcánicos a estas rocas es la Formación La Tabla, la cual también es una de las fuentes de origen de los granos de cuarzo, los que también provienen del Complejo Plutónico Punta del Viento. Esta última unidad igualmente aporta los granos de feldespatos, tanto de plagioclasa como de feldespato potásico.

Por otro lado, los resultados del conteo modal de puntos ploteados en los diagramas ternarios de proveniencia QFL y QmFLt (Dickinson y otros, 1983), QpLsLv y QmPK (Dickinson, 1985) indican como ambiente tectónico de proveniencia orógeno reciclado y arco magmático, con distintos grados de disección, tanto para las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre como para la Formación Sierra de Varas.

Finalmente, se concluye que el ambiente tectónico de proveniencia predominante para el Triásico Medio y Superior es arco magmático.

1. INTRODUCCIÓN.

1.1. PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA.

Durante el Pérmico tardío - Jurásico temprano se desarrolló el denominado Ciclo Pre-Andino (Charrier y otros, 2007), periodo en el que disminuye la tasa de convergencia de Gondwana y comienza su fragmentación, todo esto contemporáneo al desarrollo de una actividad volcánica extensional (Charrier, 1979). Es en este contexto que diversos estudios (Charrier, 1979; Suárez y Bell, 1992; Charrier y otros, 2007) interpretan a las rocas estratificadas triásicas como producto del magmatismo y procesos sedimentarios que se relacionan con el desarrollo de cuencas de *rift* continental ligadas a una interrupción en la subducción en el margen occidental de Gondwana. No obstante, recientes estudios petrográficos y geoquímicos (Vásquez y otros, 2011; Oliveros y otros, 2012; Valin, 2014) no evidencian un cese de la subducción durante este periodo, sino más bien proponen un régimen de subducción bajo condiciones extensionales, durante el cual se depositaron significativos volúmenes de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias. Los ambientes de sedimentación de las rocas sedimentarias triásicas fueron principalmente continentales, donde es posible reconocer depósitos aluviales, fluviales y lacustres, y en menor abundancia marinos con interstratificaciones de rocas volcánicas y volcanoclásticas (Chong y Hillebrandt, 1985), las cuales se relacionan a una intensa actividad volcánica (Bell y Suárez, 1991).

A lo largo de los años, diversos autores han estudiado y definido las rocas estratificadas del Triásico Superior, las cuales se depositaron en la denominada cuenca Quebrada del Salitre, dispuesta en la precordillera, en el sur de la Región de Antofagasta y en el norte de la Región de Atacama, en el norte de Chile. Esta cuenca, formada durante el Triásico Superior, representa un periodo en el cual la sedimentación continental, y en parte marina, fue contemporánea a diversos episodios de volcanismo, que dan lugar a distintas rocas volcánicas y secuencias volcanosedimentarias como por ejemplo: Formación Agua Dulce (García, 1967), Formación La Tabla (García, 1967), Formación Quebrada el Salitre (Naranjo y Puig, 1984), Formación Sierra de Varas (Marinovic y otros, 1995), Estratos Cerro Guanaco (Marinovic y otros, 1995), entre otras. Espinoza Vargas y otros (en revisión) divide a la cuenca Quebrada

del Salitre en dos subcuencas, la cuenca norte denominada subcuenca Sierra de Varas de edad Nórico - Rético, y la cuenca sur denominada subcuenca Sierra Exploradora de edad Ladiniano - Rético.

Sin embargo, aún hay datos o características de este conjunto de rocas volcanosedimentarias, como relaciones estratigráficas o ambiente de sedimentación, que no están del todo definidas o que generan confusión, por lo que realizar un estudio sobre las formaciones triásicas podría aportar información relevante para el entendimiento de la transición entre la subducción Pre – Andina y la subducción Andina.

Este trabajo pretende determinar la proveniencia y el ambiente tectónico que genera las rocas sedimentarias clásticas y epiclásticas presentes en el área de estudio, a partir de una caracterización petrográfica y un estudio estadístico de proveniencia de dichas rocas. Lo anterior, espera ser un aporte al conocimiento de las cuencas triásicas del margen occidental de Gondwana desarrolladas en un periodo de transición entre la subducción del Ciclo Gondwánico y el Ciclo Andino.

1.2. OBJETIVOS.

1.2.1. Objetivo General.

Determinar la proveniencia de los sedimentos que dan origen a las rocas siliciclásticas que afloran en la Cordillera de Domeyko entre los 25° 10' y 26° 10' S y los 69° 30' y 69° 00' O y que son representativas del Triásico Medio y Superior de la cuenca de Domeyko.

1.2.2. Objetivos Específicos.

- Caracterizar petrográficamente las rocas siliciclásticas triásicas de la Formación Quebrada del Salitre y la Sierra de Varas.

- Determinar el ambiente tectónico que da origen a la sedimentación ocurrida en la cuenca de Domeyko, específicamente en la subcuenca de Sierra Exploradora y la subcuenca de Sierra de Varas, en base al tratamiento estadístico de los componentes de las rocas siliciclásticas.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS.

El área de estudio (Figura 1.1) comprende una franja que se extiende de norte a sur, donde se sitúa entre los 25° 10' y 26° 10' S, mientras que su ubicación de este a oeste es a los 69° 00' y 69° 30' O en la Región de Antofagasta, específicamente en el centro-sur de la provincia homónima, y en la parte norte de la provincia de Chañaral ubicada en la Región de Atacama. La zona se emplaza mayormente en la Cordillera de Domeyko y en mucha menor proporción en la Depresión Intermedia.

El acceso norte al área de estudio se realiza desde la carretera Panamericana Ruta 5 Norte hacia el este por la ruta B-885, la que se encuentra cerca de 130 km al este de la ciudad de Taltal, cerca de la localidad de Agua Verde. El acceso sur se realiza desde la carretera Panamericana Ruta 5 Norte hacia el este por la ruta C-115, ubicada a 70 km al este de la ciudad de Chañaral, cerca de la localidad de Diego de Almagro.

1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO.

1.4.1. Etapa de Terreno.

Las diferentes campañas de terreno se realizaron el año 2015 en el marco del proyecto FONDECYT N° 1120715 “The initiation of Andean subduction: Triassic to Late Jurassic magmatism and basin dynamics in northern Chile (25°30'-31°)”, en las cuales participaron numerosos geólogos y estudiantes de geología. A lo largo de las distintas campañas de terreno se recolectaron numerosas muestras de diferentes tipos de rocas, las cuales se encuentran geográfica y estratigráficamente bien ubicadas.

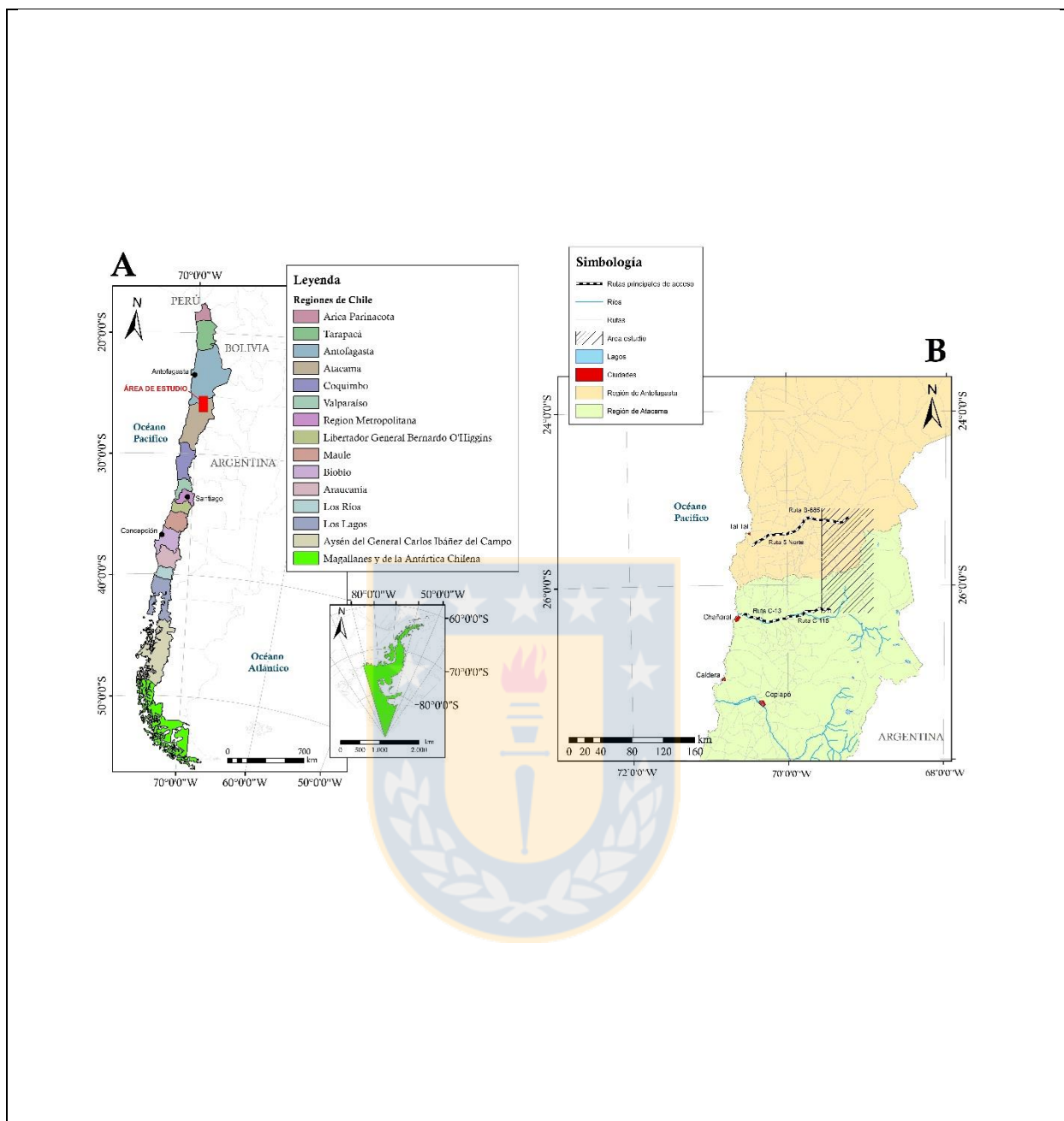


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos al área de estudio. La superficie en la que se desarrolla el presente estudio se señala en el polígono achurado.

1.4.2. Etapa de Gabinete.

En primera instancia se recolectó material bibliográfico como artículos científicos, memorias de título, documentos y mapas geológicos relativos al área de estudio, los cuales fueron previamente realizados por instituciones como el Sernageomin o distintas universidades.

Posteriormente se realizó una pre selección de los cortes transparentes recolectados durante las distintas campañas de terreno realizadas durante el año 2015 en el marco del proyecto FONDECYT N° 1120715, pertenecientes a las formaciones triásicas del área de estudio, de los cuales se eligieron únicamente los cortes transparentes correspondientes a rocas sedimentarias clásticas que cumplieran con las características necesarias para realizar el método de conteo de puntos de Gazzi-Dickinson (Ingersoll y otros, 1984). Esto resultó en 19 muestras en láminas delgadas de rocas siliciclásticas pertenecientes a la Formación Quebrada del Salitre. Tanto las descripciones petrográficas microscópicas como los conteos modales de cada uno de los cortes transparentes se encuentran en el Anexo I y II, respectivamente.

La descripción petrográfica de los cortes transparentes de las rocas siliciclásticas se realizó en el laboratorio de microscopía del departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción.

1.5. GEOMORFOLOGÍA.

El área de estudio se divide en dos unidades morfoestructurales, en el sector noroccidental y ocupando una menor extensión se encuentra la Depresión Intermedia, mientras que hacia el sur y abarcando el resto del área de estudio se encuentra la Cordillera de Domeyko. La primera morfoestructura corresponde a una depresión suave que alcanza alturas de entre 1.000 y 2.000 m s.n.m., la cual está delimitada al oeste por la Cordillera de la Costa y al este por la Cordillera de Domeyko, presenta una dirección de elongación preferencial norte-sur y corresponde principalmente a una planicie desértica. Como se desprende de la descripción anterior la Cordillera de Domeyko limita al oeste con la Depresión Intermedia, dicho límite corresponde a fallas y diferencias topográficas, mientras que al este su término está dado por la presencia de la Cordillera Occidental. Estructuralmente corresponde a un bloque alzado por el sistema de fallas de Domeyko, las que poseen un rumbo norte-sur (Charrier y otros, 2007), lo que se representa a través de un cordón montañoso con una elevación promedio de 2.700 m s.n.m. que desciende hacia el oeste dando origen a abanicos de deyección. Principalmente está conformada por depósitos sedimentarios del Mioceno y rocas volcánicas.

1.6. CLIMA Y VEGETACIÓN.

El área de estudio se emplaza en el desierto de Atacama, el cual es conocido por ser el desierto más árido y seco del planeta. El margen occidental de la zona de trabajo se caracteriza por presentar un clima 'desértico normal', que hacia el este varía a un clima 'desértico marginal de altura' (Dirección Meteorológica de Chile). Las condiciones de este lugar son tan extremas que el promedio de lluvias, fácilmente, puede llegar a 0,1 milímetro al año. En plena depresión del desierto de Atacama, junto a la Cordillera de Domeyko, el promedio térmico anual es sólo de 14,4°, pero entre el día y la noche se registran hasta 35° de diferencia. Sobre los 1.000 metros hasta los 2.500 m s.n.m., en esta parte del desierto, la vegetación sólo está representada por algunos líquenes y cactus.

1.7. TRABAJOS ANTERIORES.

García (1967) en un estudio de la Geología del Norte de Chile definió formalmente la Formación La Tabla y la Formación Agua Dulce, que afloran en la precordillera.

Charrier (1979) realizó una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática de los depósitos triásicos en Chile y regiones adyacentes de Argentina.

Naranjo y Covacevich (1979) efectuaron un estudio estratigráfico de afloramientos del Mesozoico en la Cordillera de Domeyko en el área de Sierra de Vaquillas Altas (25°15' y 25°30' Lat. Sur), al sureste de la Región de Antofagasta.

Bogdanic (1983) realizó una reconstrucción paleogeográfica de sedimentitas marinas mesozoicas en el Norte de Chile entre los 21° y los 26° S. Además asignó rocas de edad Triásico en ambos flancos de la Cordillera de Domeyko, definiendo sus litologías y las diferencia en 4 unidades.

Naranjo y Puig (1984) confeccionaron las hojas Taltal y Chañaral a escala 1:250.000, donde definieron como nueva unidad la Formación Quebrada del Salitre de edad Triásico Superior.

Esta unidad posee características de distribución, relaciones estratigráficas, edad y condiciones de depositación que son semejante a las de la Formación Sierra de Varas.

Chong y Reutter (1985) estudiaron los efectos de la tectónica compresiva en la precordillera chilena, en las localidades de sierra de Varas y sierra de Argomedo.

Chong y Hillebrandt (1985) describieron afloramientos de rocas triásicas distribuidas entre los 23°30' y los 26°00' de lat. Sur, en la precordillera chilena, entregando antecedentes paleontológicos y un resumen de los eventos geológicos estimados durante el lapso Triásico-Jurásico.

Padilla (1988) reconoció en la Cordillera de Domeyko, a la latitud del Salar de Pedernales, cuatro eventos termales asociados a intrusiones y/o episodios tectónicos. Uno de ellos permite restringir la edad de la Formación La Tabla al Carbonífero Medio, mientras que otro de los eventos habría generado la deformación de la Formación Pular, la cual fue descrita en su trabajo como la actual Formación Sierra de Varas.

Gröschke y otros (1988) realizaron un estudio de sedimentos marinos del Mesozoico en el Norte de Chile, planteando un mar marginal durante el Triásico Superior (a partir del Nórico) formado en la Precordillera entre los 23°30' y 26°30'S.

Hervé y otros (1991) efectuaron un levantamiento geológico regional a escala 1:100.000 de la Hoja Sierra de Varas, además de información de dataciones radiométricas de intrusivos y rocas volcánicas del sector.

Suárez Bell (1992) determinaron depósitos triásicos sedimentarios marinos y continentales, asociados a rocas volcánicas basálticas, andesíticas y silíceas, en el norte de Chile entre los 24°00' y 29°00' S, relacionados a un tectonismo extensional de tipo “*rift*”.

Herrera (1995) en un estudio geológico e hidrogeológico en la Cordillera de Domeyko, entre los 24°30' y los 25°30' Lat. Sur y los 69°00' y los 69°30' de Lon. W., entrega nuevos antecedentes geológicos basados en la estratigrafía, estructuras e hidrogeología del área.

Marinovic y otros (1995) efectuaron el levantamiento geológico de la Hoja Aguas Blancas a escala 1:250.000 entre los 24°00' y los 25°00' Lat. Sur y 69°00' y la línea de costa, donde describen las unidades geológicas, geología estructural y económica, además de estudios geocronológicos de rocas intrusivas del Paleozoico.

Ardill (1996) durante el desarrollo de su tesis de doctorado, efectuó estudios sobre la estratigrafía secuencial de la cuenca de Domeyko desarrollada durante el Mesozoico en la actual cordillera homónima.

Mpodozis y Cornejo (1997) dieron a conocer la distribución de las diversas asociaciones de facies y presentan una reconstrucción paleogeográfica de la cuenca de rift Triásico-Jurásico, de Sierra Exploradora en la Cordillera de Domeyko entre los 25°00' y 26°00' Lat. Sur.

Cornejo y otros (2009) realizaron el levantamiento geológico de la carta Exploradora a escala 1:100.000 entre los 25°30' y los 26°00' Lat. Sur y 69°30' y los 69° 00' O, en la Región de Antofagasta y el extremo noreste de la Región de Atacama.

Ferrando Espinoza (2013) llevaron a cabo el levantamiento geológico escala 1:100.000 de la carta Aguas Blancas en la Región de Antofagasta.

Alfaro (2014) en el estudio de su memoria de título realizó la estratigrafía de la Formación Cerro Guanaco en la Cordillera de Domeyko, sector Sierras de Varas, entre los 24° 48' y los 25° 00' Lat sur.

Contreras (2014) en su memoria de título realizó la estratigrafía de la Formación Sierra de Varas en la Cordillera de Domeyko, Región de Antofagasta.

Montecino (2015) en su tesis propuso un nuevo esquema estratigráfico, identificó las distintas facies sedimentarias e intentó acotar las edades para los Estratos Cerro Rincones, Formación Sierra de Varas, Formación el Profeta y la Formación Cerro la Ballena.

Aguad (2015) en el marco de su memoria de título caracteriza y determina la proveniencia del aporte terrígeno-volcánica a la cuenca marina del Jurásico-Cretácico Inferior de la alta cordillera de Copiapó.

Espinoza Vargas y otros (en revisión) estudian la geología, geocronología y evolución tectonoestratigráfica de la cuenca de Domeyko.

1.8. AGRADECIMIENTOS.

En primera instancia quiero agradecer a mi profesora guía, Doctora Verónica Oliveros, por haberme dado la oportunidad de realizar de esta memoria. También agradezco profundamente a Mauricio Espinoza, por confiar en mí, en las ideas y modificaciones que surgieron en este largo camino, y por siempre tener toda la disposición, paciencia y buena onda para ayudarme y apoyarme con material, consejos, tiempo y revisiones. No puedo dejar de agradecer a Laura Varas, quien con su cariño, paciencia y disposición me ayudó y aconsejó desinteresadamente cuando las cosas se complicaron.

También quisiera recalcar la labor y dedicación de los docentes que formaron parte de mi formación académica. Así como también a los auxiliares y personal administrativo del departamento de Ciencias de la Tierra.

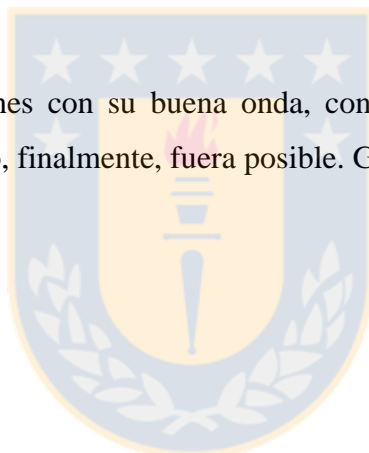
A Tarpanes, mi hermosa manada que me acompañó durante gran parte de este viaje.

A mis compañeras y compañeros de carrera, con quienes compartimos y aprendimos durante inolvidables experiencias y terreno.

A Pancho Melo, mis amigas y mis amigos del alma (Panchi, Seba, Caro, Maca, Andrea Manu), quienes hicieron que todos estos años en Concepción fueran una experiencia inolvidable y única, llena de alegría y de risas, de nuevas y constantes experiencias de aprendizajes, tanto académicos como del alma. Mención honrosa a Princesas Mimadas, quienes con su brillo y *glamour* hacen que cada aprendizaje, tanto académico como de la vida, sea más intenso, divertido, profundo y lleno de risas.

Finalmente a mi familia, mi papá y mi mamá, a quienes amo con todo mi corazón! Gracias por dedicar más de la mitad de su vida a amarme y educarme, por todas las oportunidades, experiencias y herramientas que me han entregado y me han permitido adquirir y experimentar a lo largo de mi vida. A mi hermanas, parte fundamental en mi vida, gracias por su amor y apoyo incondicional!

Gracias a todos y todas quienes con su buena onda, conversaciones, palabras de apoyo y conocimiento hicieron que esto, finalmente, fuera posible. GRACIAS!



2. MARCO GEOTECTÓNICO.

La Cordillera de los Andes se desarrolla a lo largo de casi todo el margen occidental de Sudamérica, el cual corresponde a un margen convergente, específicamente a una subducción entre una placa oceánica y una placa continental. El estudio de este orógeno es de suma importancia e interés, ya que a través de él se pueden comprender distintos procesos y/o fenómenos de deformación y alzamiento, volcanismo, magmatismo, mineralización, sismicidad, etc. Es por esto, que a lo largo del tiempo distintos autores han segmentado la Cordillera de los Andes según diferentes criterios.

El estudio de este cordón montañoso es bastante amplio ya que cambia tanto latitudinalmente como longitudinalmente en diversos aspectos como geomorfología, topografía, estilo estructural, litología, historia geológica, presencia y tipo de volcanismo, entre otras. Cabe destacar que los mayores cambios en las características anteriormente descritas coinciden con la geometría de la placa subductante (Jordan y otros, 1983; Mpodozis y Ramos, 1989).

Un ejemplo de las grandes diferencias geológicas nombradas anteriormente se puede apreciar en los Andes Centrales, específicamente en la latitud del área de estudio ($25^{\circ} 00'$ y $26^{\circ} 30'$ S), donde de oeste a este existen diferentes unidades morfoestructurales, las cuales varían en cuanto a su litología, estilo estructural, evolución geológica, edad de las rocas, geomorfología, etc. Estas morfoestructuras son: Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia, Cordillera de Domeyko, Cordillera Occidental, Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas.

El área de estudio comprende una franja que se extiende de norte a sur y se sitúa entre los $25^{\circ} 10'$ y $26^{\circ} 10'$ S, mientras que su ubicación de este a oeste es entre los $69^{\circ} 00'$ y $69^{\circ} 30'$ O en el sector sur de la Región de Antofagasta y en área norte de la Región de Atacama. La zona de estudio se emplaza mayormente en la Cordillera de Domeyko y en menor proporción en la Depresión Intermedia. Esta última morfoestructura corresponde a un relieve deprimido en comparación a los adyacentes, por lo que sus límites longitudinales corresponden a la Cordillera de la Costa por el oeste y a la Cordillera de Domeyko por el este. La Depresión Intermedia presenta una dirección de elongación preferencial norte-sur que corresponde

principalmente a una planicie desértica en la cual no predomina ningún estilo estructural y que está conformada por sedimentos principalmente del Cuaternario.

La Cordillera de Domeyko corresponde a un relieve positivo que al oeste limita por fallas y diferencias topográficas con la Depresión Intermedia, la cual desaparece hacia el sur, por lo que su límite occidental se transforma en la Cordillera de la Costa, mientras que su límite oriental corresponde a la Cordillera Occidental. Este cordón montañoso tiene una elevación promedio de 2.700 m s.n.m. y representa un bloque alzado por el sistema de fallas de Domeyko, las que poseen un rumbo norte-sur (Charrier y otros, 2007) y que están condicionadas por una tectónica de piel gruesa. La Cordillera de Domeyko está cubierta principalmente por secuencias sedimentarias del Meso-Cenozoico y por rocas volcánicas del Mioceno. Hacia el oeste, las alturas de esta morfoestructura descienden originándose abanicos de deyección.

El margen andino se ha mantenido activo durante la mayoría del tiempo, por lo que la distribución geológica y tectónica antes descrita es producto de la evolución de diversos y numerosos procesos geológicos a lo largo de muchos millones de años que dieron lugar a la actual configuración del margen occidental de Sudamérica, más específicamente a los Andes centrales en el norte de Chile. Esta evolución va desde la acreción ocasional de terrenos durante el Proterozoico y el Paleozoico (Charrier y otros, 2007) hasta la formación de los primeros supercontinentes. El comienzo de la historia se genera con el rompimiento a fines del Mesoproterozoico, del supercontinente conocido como Rodinia y la transformación de este en Gondwana desde el Neoproterozoico Tardío al Paleozoico. Todos estos procesos pueden ser divididos en tres grandes periodos o ciclos, los cuales se explican con mayor detalle a continuación.

2.1. PRIMER CICLO (NEOPROTEROZOICO – PÉRMICO INFERIOR).

Este periodo está dominado por una historia de un margen acrecional, al cual se han amalgamado bloques de litósfera que han determinado la forma del continente Sudamericano.

Según el origen y la relación con el continente al cual se acrecionan los terrenos pueden clasificarse en alóctonos (o exóticos), parautóctonos o autóctonos.

Pampia fue el primer bloque acrecionado a Amazonia durante el ensamblaje de Rodinia en el Mesoproterozoico. Posteriormente, durante el Neoproterozoico, comienza la fragmentación de Rodinia, por lo que el océano Pampeano (Dalziel, 1992; Kröner y Cordani, 2003; Cordani y otros, 2009) habría separado el margen oriental de Pampia del Cratón del Río de la Plata hace 530 y 520 Ma. (Ramos, 1988 en Escayola, 2007). La acreción del margen oriental de Pampia al Cratón Río de la Plata habría generado el basamento de las Sierras Pampeanas (Ramos, 1988 en Escayola, 2007). Por lo anterior, Pampia se categoriza como un terreno parautóctono.

Posteriormente ocurre la colisión de los terrenos denominados Arequipa y Antofalla, para el cual Loewy (2004) sugiere una acreción relativamente contemporánea, motivo por el cual, y dado sus características similares, se les considera como un solo bloque. En primera instancia habría colisionado Arequipa por el norte y luego Antofalla por el extremo sur (Ramos, 2010).

El carácter radiogénico (isótopos de Pb), análisis de paleoclima y paleomagnetismo sugieren que el terreno de Cuyania posee una similitud con Laurentia (Thomas y Astini, 2003), continente del cual se habría separado por lo que correspondería a un bloque de carácter exótico. Luego de su separación de Laurentia habría colisionado contra el arco Famatiniano durante el Ordovícico.

El último bloque en colisionar con el protomargen andino es el terreno denominado Chilenia, el cual fue definido por Ramos y otros (1986) y se encuentra pobremente expuesto en el actual margen chileno. Ramos (2010) postula una categorización alóctona para este terreno que habría sido parte de Laurentia antes de su colisión con Cuyania en el ciclo Chánico durante el Silúrico-Devónico.

2.2. SEGUNDO CICLO O CICLO PRE ANDINO (PÉRMICO MEDIO - JURÁSICO INFERIOR).

Se utiliza el término Pre Andino para caracterizar al periodo de tiempo posterior al término del ensamblaje de Gondwana hasta el desarrollo del arco magmático en el Jurásico Inferior. Durante este lapso de tiempo la subducción a lo largo del margen occidental de Gondwana ha sido interrumpida o al menos considerablemente disminuida (Charrier y otros, 2007).

Durante el Paleozoico tardío – Triásico el volcanismo está ampliamente distribuido tanto en Chile como en Argentina entre los 21°S y los 44°S y generalmente se le denomina como el “volcanismo Permo-Triásico”. El nombre formal para estos depósitos es Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado Roqué, 1968) o Provincia Magmática Choiyoi (Kay y otros, 1989). Este grupo puede ser dividido en dos subgrupos de rocas volcánicas con interlaciones menores de rocas sedimentarias (Llambías, 1999). El subgrupo más antiguo consiste en rocas volcánicas de composición intermedia con firma calcoalcalina que se generaron durante el Paleozoico Tardío en un arco magmático producto de la subducción de litósfera oceánica. El subgrupo de rocas más jóvenes tiene edades entre los 259 y los 247 Ma (Pérmico Tardío – Triásico Inferior) (Llambías, 1999 en Charrier y otros, 2007) y corresponden a depósitos volcánicos silíceos, frecuentemente ignimbritas, de composición principalmente riolítica. El Grupo Choiyoi ha sido interpretado como el producto de una actividad transicional entre un magmatismo de arco y un magmatismo de intraplaca (Charrier y otros, 2007). La producción de estos grandes volúmenes de magma, a lo largo de la alta cordillera chilena (Kay y otros, 1989; Mpodozis y Kay, 1990) y en los Andes argentinos (Llambías y Sato, 1990; Llambías y otros, 1993; Llambías, 1999), dieron lugar a un régimen extensional generado por un adelgazamiento cortical y el colapso del orógeno Gonwánico en el Pérmico Inferior (Spalletti, 1999). Lo anterior se tradujo en el desarrollo de una paleogeografía dominada por cuencas extensionales subcontinuas y paralelas de orientación NNW-SSE (Charrier, 1979; Uliana y Biddle, 1988; Mpodozis y Ramos, 1989; Mpodozis y Kay, 1990; Suárez y Bell, 1992; Stipanovic, 2001). Esta serie de cuencas fueron inicialmente rellenas por rocas volcánicas, volcanoclásticas y epiclásticas continentales, y posteriormente por rocas sedimentarias

marinas, tanto en Chile como en áreas adyacentes de Argentina (Riccardi y otros, 1997, en Franzese y Spalleti, 2001).

En Chile, de norte a sur, es posible encontrar las siguientes cuencas extensionales con orientación NNW-SSE asociadas a las nuevas condiciones tectónicas, de orientación NNE-SSW (Charrier, 1979; Suárez y Bell, 1992; Álvarez y otros, 1995; Álvarez, 1996): El Profeta – La Ternera, que posiblemente continúa hasta el SSE en Argentina como la cuenca de Bermejo (Ishischuca – Villa Unión) en la Rioja y al norte de la región de San Juan (Charrier, 1979; Stipanivic, 2001), cuenca San Félix - Cuyana, que posiblemente se extiende hacia SSE como la cuenca de Cuyo hacia el sur de San Juan y al norte de la Provincia de Mendoza (Charrier, 1979; Stipanivic, 2001), luego se reconoce la cuenca La Ramada, la cuenca El Quereo – Los Molles y finalmente en la zona más meridional la cuenca Biobío - Temuco.

2.3. TERCER CICLO O CICLO ANDINO (JURÁSICO INFERIOR - RECIENTE).

Posterior a la apertura del *rift* que venía iniciándose desde el Triásico Temprano hasta el Jurásico Temprano, el cual es interpretado como un producto de la apertura del Atlántico Norte hacia el sur dentro de la placa sudamericana (Mpodozis y Cornejo, 1997), se reinicia la subducción en el norte de Chile. Este proceso se puede dividir en dos etapas (Camus, 2003); una de estas es de carácter extensional, durante el Jurásico - Cretácico Inferior, y consta de la presencia de un antiguo arco magmático (Formación La Negra), que en el norte de Chile se posicionó en lo que en la actualidad se emplaza la Cordillera de la Costa, el cual constaba principalmente de basaltos toleíticos asociados a una fusión por descompresión, dando origen a un volcanismo menos hidratado en las fases iniciales lo que podría interpretarse como señales transicionales entre subducción detenida y su reactivación (Rossel y otros, 2013). La cuenca de trasarco estaría representada por la Formación el Profeta, para la cual Amilibia (2008) plantea como mecanismo de generación una subsidencia termal post-*rift* que origina la cuenca termal de Domeyko-Tarapacá (rellenada con las rocas de la Formación El Profeta anteriormente mencionada, presente en la Depresión Intermedia, Cordillera de Domeyko y parte de la Puna). En el centro de Chile, entre los 33°S a 41°S el arco tomó la posición que

ocupa en la actualidad, es decir, en la Cordillera Principal. Es característico en esta etapa la formación de grandes cuencas extensionales marinas y de trasarco, que se encontraban interconectadas unas con otras, extendiéndose desde el norte de Chile hasta el extremo sur de Sudamérica de forma continua. Estas cuencas de régimen extensional fueron rellenas con sedimento de origen marino, continental y rocas volcánicas que se interdigitan con las secuencias marinas. A finales del Jurásico Inferior una importante etapa de regresión marina ocurrió en la parte septentrional y central del país, mientras que en la cuenca de Neuquén se generaba una importante transgresión, seguida de una extensión de intrarco y trasarco en la Patagonia Occidental (Franzese y otros, 2003).

La segunda etapa definida por Camus (2003) es de carácter compresional y ocurre desde el Cretácico Superior al Reciente. El inicio de esta etapa del Ciclo Andino se encuentra bruscamente marcada por el cambio en el ángulo de subducción en el límite Cretácico Inferior-Cretácico Superior, pasando entonces, de un régimen extensional a uno compresional (expresado como la fase Peruana). Este cambio en el régimen tectónico se asocia a una mayor velocidad de apertura del Océano Atlántico Sur, lo cual produce un cambio en el tipo de subducción, partiendo de una subducción tipo Mariana de alto ángulo a un régimen de subducción tipo Chilena de menor ángulo (Camus, 2003). Lo anterior, genera la inversión de las fallas normales que habrían actuado hasta el momento, produciendo un alzamiento del sistema y el acortamiento y alzamiento de las cuencas de trasarco desarrolladas, la generación de deformación de piel gruesa y piel delgada (Amilibia y otros, 2000 en Amilibia y otros, 2008) y la migración del arco magmático hacia el este para posicionarse en la actual Cordillera de Domeyko y parte de la Cordillera Occidental. El plutonismo continúa con menores intensidades en la Cordillera de la Costa y se detiene la sedimentación, mientras que en la depresión Intermedia comienzan a depositarse sedimentos continentales.

En el norte y centro de Chile se generó una segunda fase compresiva denominada Fase K-T, de edad Cretácico Superior – Paleoceno, la cual genera el desarrollo de un arco magmático donde predominan las condiciones extensionales y/o transicionales (Charrier y otros, 2007). Posteriormente, aproximadamente en el Eoceno Medio, se desarrolló la fase tectónica Incaica, produciendo la reactivación de antiguas fallas normales ya emplazadas o relacionadas con la

formación de cuencas de trasarco, además de la reactivación de estructuras triásicas, un engrosamiento cortical (Charrier y otros, 2009) y una fuerte deformación que alza el Altiplano (aunque no hasta su altura actual) como una cuenca de tipo *pull-apart* (DeCelles y Horton, 2003). Posterior a la Orogenia Incaica (Oligoceno a Mioceno Inferior), la actividad magmática se mantuvo (hasta la actualidad) concentrada en la parte más oriental de la Cordillera de Domeyko (migrando hacia el este), en el Altiplano y la Puna. Dicho arco está marcado por la evolución de cuencas de antepaís (Charrier, 2009). A mediados del Mioceno se produce una importante disminución en la velocidad de subducción de la placa Nazca (Somoza y Ghidella, 2005) que se mantiene hasta la actualidad, lo que generó un mayor acople de las placas y con esto una mayor deformación. Junto con esto se produjo la mayor elevación de los Andes y el ascenso del Altiplano y la Puna a alturas anómalas para una cordillera de subducción. Esto puede ser explicado por el aumento del acople en conjunto con la deformación previa (Wotzlaw, 2011; Isacks, 1988; DeCelles y Horton, 2003) o por una delaminación de la corteza engrosada (Garzione y otros, 2008; Sobolev, 2006). Durante el Plioceno Superior al Holoceno se produce principalmente sedimentación continental en el norte de Chile, con depósitos aluviales y lacustres en el antearco. La evolución más actual de esta zona está determinada por la erosión y meteorización causada por el clima. En el Reciente se reconocen eventos volcánicos en la Cordillera Occidental.

3. MARCO GEOLÓGICO.

A continuación se describen las principales unidades geológicas ubicadas en el área de estudio.

3.1. PALEOZOICO.

Las unidades geológicas del Paleozoico constituyen las rocas del basamento de la cuenca de Domeyko de edad Pérmico Superior-Triásico al Cretácico Inferior.

3.1.1. Estratos Cerro del Medio (Ordovícico - Pérmico).

Corresponden a un conjunto de rocas meta-sedimentarias que fueron originalmente descritas por Naranjo y Puig (1984) como una unidad informal de probable edad devónica, que denominaron Estratos de Cerro del Medio. Venegas y otros (2013) las definen como rocas metasedimentarias, cuarcitas y filitas, cuyos constituyentes varían en tamaño de grano de arena muy fina a fina y se encuentran, en general, fracturadas, con textura fragmental y parcialmente recristalizada, lo que enmascara su textura clástica original. Se observan granos de buena selección, esfericidad moderada que varían desde subredondeados a subangulares, corresponden mayoritariamente a cuarzo, con bordes suturados y evidencias de reabsorción, con extinción ondulosa; además, se reconocen minerales opacos anhedrales, sericitamuscovita intersticial y fragmentos de plagioclasa y feldespato potásico accesorios. Las rocas que constituyen esta unidad se caracterizan por una significativa madurez composicional. Areniscas ricas en cuarzo representan ambientes de depositación distales que a juzgar por el contenido de circones estarían estrechamente relacionadas al ciclo orogénico Famatiniano (Bahlburg y otros, 2009 en Venegas y otros, 2013).

3.1.2. Formación La Tabla (Carbonífero Inferior - Pérmico Superior).

Esta unidad está compuesta principalmente por rocas volcánicas, volcanoclásticas y cuerpos intrusivos hipabisales menores. Las secuencias de rocas volcánicas se caracterizan por el

abundante contenido de cuarzo subredondeado y embaiado (“ojos” de cuarzo) (Venegas y otros, 2013). Esta formación está primariamente constituida por tobas de ceniza y lapilli, cristalinas y líticas, soldadas, con intercalaciones de lavas dacíticas, y por una secuencia volcánica que presenta abundantes intrusiones de cuerpos hipabisales riolíticos.

La base de la unidad se dispone en discordancia angular y de erosión sobre rocas de la Formación Argomedo. El techo de la secuencia está en discordancia angular con la Formación Sierra de Varas, Formación Cerro Guanaco, Formación Quebrada del Salitre y Formación El Profeta, además, está en contacto por falla con unidades pre-miocénicas (González y otros, 2015). La Formación La Tabla está en contacto por intrusión con plutones del Paleozoico Superior.

Las rocas de esta unidad son parte de una extensa franja de afloramientos que se expone a lo largo de la Cordillera de Domeyko y que son la manifestación del magmatismo del Paleozoico Superior. Toda la unidad es el resultado de un intenso volcanismo explosivo subaéreo, con el emplazamiento de abundantes flujos piroclásticos predominantemente dacíticos. La Formación La Tabla representa el establecimiento de un arco volcánico localizado en la actual Precordillera que habría estado activo al menos por 25 Ma desde el Pennsylvaniano Inferior al Pérmico Inferior (González y otros, 2015). La discordancia angular que limita a techo esta unidad indica que parte del registro estratigráfico más joven asociado a este evento volcánico está ausente debido a un periodo erosivo ocurrido hacia el Pérmico Superior – Triásico Medio que marcaría el límite entre el Ciclo Gondwánico y la Fase Pre-Andina (Charrier y otros, 2007).

3.1.3. Complejo Plutónico Punta Del Viento (Carbonífero - Pérmico).

El Complejo Plutónico Punta del Viento fue definido originalmente por Naranjo y Puig (1984) como un conjunto de cuerpos intrusivos con composiciones que varían entre granodioritas y sienogranitos. Venegas y otros (2013) definen a este complejo plutónico en las siguientes litofacies: (a) monzogranitos y granodioritas de anfíbol-biotita que tienen una distribución amplia y continua en el complejo; (b) sienogranitos de biotita; (c) granitos indiferenciados; (d)

monzogranitos y granitos gráficos de biotita; (e) granitos porfídicos y (f) dioritas de piroxeno y hornblenda.

En el área centro-norte del área de estudio, las rocas que constituyen el Complejo Plutónico Punta del Viento se encuentran desplazadas por fallas inversas de orientación NNE-SSO con vergencia hacia el este, que se yuxtaponen tectónicamente por sobre la Formación La Tabla. Hacia el sur, el contacto entre ambas unidades es, más bien, por intrusión. En algunos sectores, las rocas de la Formación Quebrada del Salitre cubren en inconformidad al Complejo Plutónico Punta del Viento.

3.1.4. Batolito Pedernales (Pérmico 300-250 Ma).

Se define como un completo intrusivo multiplutónico, con edades K-Ar que oscilan entre 298 y 261 Ma (Cornejo y otros, 1993 en Tomlinson y otros, 1999), que aflora al suroeste del Salar de Pedernales. Intruye a las formaciones Chinchas y La Tabla y se encuentra cubierto por la Formación Montandón (Pliensbachiano-Bajociano) (Cornejo y otros, 1998).

Su litología consiste en rocas calcoalcalinas, agrupadas en nueve facies, que muestran una distribución concéntrica, y desde la periferia hacia el centro consisten en: (1) dioritas y dioritas cuarcíferas de anfíbola, (2) granodioritas de anfíbola y biotita, (3) monzonitas de biotita y anfíbola de grano grueso, (4) granitos y granodioritas leococráticas de grano grueso, (5) granitos leucocráticos rosados, (6) granito gráfico de Sierra El Bórax, (7) granito leucocrático blanco, (8) pórfido microgranodiorítico de hornblenda y (9) granitos y granodioritas leucocráticas de grano grueso (Tomlinson y otros, 1999).

3.1.5. Batolito Sierra Castillo (Pérmico 280-250 Ma).

El Batolito Sierra Castillo se ubica en la zona oeste del área de estudio, donde afloran como una franja con dirección NNE-SSW. Tomlinson y otros (1999) dividen su litología en 10 facies distintas: (1) dioritas de hornblenda y piroxeno, melanocráticas, de color gris oscuro y de grano medio, (2) tonalitas y granodioritas foliadas, mesocráticas, de color gris verdoso,

grano grueso con orientación sinmagmática de hornblenda, biotita y plagioclasa, (3) granodioritas de biotita, mesocráticas, de color gris y grano medio, con abundantes xenolitos microdioríticos de anfíbola, (4) monzogranitos rosados, de grano medio a grueso, con escasa biotita y anfíbola, además de filones pegmatíticos con muscovita y diques dioríticos, (5) monzogranitos de biotita, hololeucocráticos de grano grueso, abundante ortoclasa perítica, (6) granitos de muscovita, hololeucocráticos de grano medio, presentan facies pegmatíticas con microclina, muscovita y epidota, (7) pórfidos granodioríticos y dioríticos de grano fino, color gris a gris oscuro, con hornblenda y piroxeno, (8) microgranitos rosados de grano fino y variedades porfídicas con abundante feldespato potásico, (9) granitoides cataclásticos foliados, de grano medio y color verdoso, con biotita, anfíbola, epidota y clorita (10) y granodioritas y monzogranitos rosados de Sierra de Doña Inés Chica: rocas de grano fino a medio, de color gris claro, con microclina, escasa biotita, anfíbola, muscovita y epidota.

3.1.6. Complejo Plutónico Sierra de Doña Inés Chica (Batolito Sierra Castillo) (Pérmico).

En la zona centro y sur del área de estudio aflora un conjunto de intrusivos denominado Complejo Plutónico Sierra de Doña Inés Chica, que constituye un sistema satélite del Batolito Sierra Castillo (Cornejo y otros, 1993; Tomlinson y otros, 1999). En algunos sectores, este complejo subyace a niveles volcánicos y sedimentarios triásicos de la Formación Quebrada del Salitre, mientras que en otras localidades está en contacto con rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas a través de la falla Sierra Castillo (Cornejo y otros, 2009). Cornejo y otros (2009) describen cuatro facies intrusivas presentes en el complejo plutónico: tonalitas foliadas, granodioritas de biotita, microgranitos foliados con muscovita y monzogranitos y granodioritas rosadas.

3.2. MESOZOICO.

Espinoza Vargas y otros (en revisión) realizan un estudio sobre la evolución tectonoestratigráfica del sistema de cuencas el Profeta-Cifuncho (Triásico Medio - Jurásico Inferior temprano). Estos autores, señalan que la Cuenca de Domeyko alberga sedimentos de edad Pérmico Superior (?)-Triásico al Cretácico Inferior, los cuales se exponen en el margen

occidental de la Cordillera de Domeyko, en el norte de Chile (21° - 27° S). Durante su primera etapa, en la Cuenca de Domeyko se depositaron rocas volcánicas y sedimentarias bajo una tectónica extensional dando lugar a un *rift* continental (Charrier, 1979; Suárez and Bell, 1992 en Espinoza Vargas y otros en revisión).

Los depósitos del '*synrift*' corresponden a rocas sedimentarias y volcánicas, las cuales sobreyacen en discordancia a las rocas ígneas silíceas del Carbonífero Superior al Pérmico (Espinoza Vargas y otros, en revisión). Estas últimas son en parte equivalentes a las rocas ácidas de la provincia magmática del Choiyoi (Llambías y otros, 2007; Kleiman y Japas, 2009; Sato y otros, 2015 en Espinoza Vargas y otros, en revisión). Sobreyaciendo los depósitos de *synrift*, una transgresión marina tuvo lugar ampliamente a lo largo de los distintos depocentros durante el Triásico Superior 'tardío' (Rético) (Chong y Hildebrandt, 1985; González y otros, 2015; Navea y otros, 2015; Astudillo y otros, 2017).

Dentro del área de estudio Espinoza Vargas y otros (en revisión) consideran la variación de las facies, los espesores, las edades y el estilo estructural de la deformación en la Cordillera de Domeyko, por lo que identifica dos subcuencas principales de la Cuenca de Domeyko. Hacia el norte, la subcuenca de Sierra de Varas ($23^{\circ}47'S$ - $25^{\circ}20'S$) y la subcuenca de Sierra Exploradora por el sur ($25^{\circ} 50'S$ - $26^{\circ} 20'S$). Estas subcuencas estuvieron separadas por un paleo-alto estructural denominado Cerro Danko, ubicado aproximadamente a los $25^{\circ}30'S$.

Espinoza Vargas y otros (en revisión) plantean que hacia el norte, la subcuenca de Sierra de Varas comprende una serie de depocentros (depocentros Cerro La Ballena, Sierra de Varas, Cerro Guanaco y Vaquillas Altas) los cuales a su vez, estuvieron separados por altos topográficos. Estos depocentros acumularon productos volcánicos principalmente proximales o principalmente lacustres con aportes piroclásticos distales (González y otros, 2015; Astudillo y otros, 2017 en Espinoza Vargas y otros, en revisión). Además, en depocentros locales se observa una transición que va desde un volcanismo dacítico y una depositación en sistemas de deltas de abanicos precediendo la transgresión marina rética. Tanto las nuevas edades U-Pb en circones ígneos datados por Espinoza Vargas y otros (en revisión), como la compilación de datos recientemente publicados (Venegas y otros, 2013; González y otros, 2015; Astudillo y

otros, 2017), indican que la depositación ‘*synrift*’ en la subcuenca de Sierra de Varas, se desarrolló durante un intervalo bien definido, aproximadamente entre los 218-200 Ma. Más aún, esta actividad se concentró principalmente entre los 213-200 Ma (Nórico ‘superior’-Rético).

En la subcuenca Sierra Exploradora ubicada hacia el sur (también definida por Espinoza Vargas y otros, en revisión) habría ocurrido una primera etapa de depositación que comprende las sucesiones más voluminosas de toda la Cuenca de Domeyko (>2000 m), correspondiente a sistemas aluviales y de ríos trezados de arena, lavas dacíticas y andesíticas, domos riolíticos y un potente volcanismo basáltico. Los complejos de domos riolíticos están asociados espacial y genéticamente a sistemas extensionales de fallas de actitud NNE-SSO (Falla Sierra Doña Inés Chica). Espinoza Vargas y otros (en revisión) obtienen una edad U-Pb en circón de uno de estos domos, indicando una edad de $226,7 \pm 1,4$ Ma. Los domos riolíticos intruyen conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas originadas en sistemas de ríos trezados. Espinoza Vargas y otros (en revisión) realiza una datación a la muestra CPV-15-316 (roca perteneciente al “miembro inferior” y descrita en el capítulo 5), la cual presenta una edad máxima de depositación de $241,5 \pm 4,0$ Ma. Así, estos autores postulan que en la subcuenca Sierra Exploradora parte de la depositación del miembro inferior ocurrió durante el lapso Ladiniano-Carniano ‘bajo’ (Triásico Medio-Superior ‘bajo’), significativamente antes que en la subcuenca de Sierra de Varas.

El trabajo realizado por Espinoza Vargas y otros (en revisión) menciona que posteriormente, se depositaron espesas sucesiones de flujos de lavas, parcialmente depositadas de manera subácuea, los que en niveles superiores intercalan y gradan a sistemas fluviales de carácter meandriforme cercanos a la costa. Areniscas tobáceas asociadas a estos sistemas fluviales distales, las cuales subyacen concordantemente facies marinas, indican una edad máxima de depositación de $208,4 \pm 3,4$ Ma (muestra CPV-15-324 perteneciente al “miembro superior”, descrita en el capítulo 5), indicando un intervalo de tiempo considerable (>25 Ma) entre la depositación de los miembros inferiores y superiores de la sucesión. Sin embargo, ni el trabajo de Espinoza Vargas y otros (en revisión), ni en los anteriores (Bell y Suárez, 1991; Cornejo y

Mpodozis, 1996; Cornejo y otros, 2009) reconocimientos en el sector se han observado discordancias apreciables entre estos miembros.

3.2.1. Formación Cerro Guanaco (Nórico – Rético).

González y otros (2015) definen a esta formación en dos miembros, el Miembro Inferior como una sucesión de andesitas con intercalaciones de brechas volcánicas andesíticas, algunos basaltos y un lente basal interdigitado de aglomerados, brechas piroclásticas y tobas dacíticas hacia la base; mientras que el Miembro Superior está conformado por brechas tobáceas, aglomerados tobas cristalinas dacíticas intercaladas con riolita, areniscas tobáceas y conglomerados tobáceos hacia techo. La base de la unidad se dispone en discordancia angular y de erosión sobre las tobas de la Formación La Tabla; además, está en inconformidad sobre cuerpos plutónicos del Paleozoico Superior. En Sierra de Varas, el techo de la unidad es concordante y transicional con los conglomerados calcáreos y calizas coralíferas pertenecientes a la Formación El Profeta, y está cubierta en discordancia angular por rocas y sedimentos del Neógeno (González y otros, 2015).

La Formación Cerro Guanaco es correlacionable cronológicamente con la Formación Quebrada del Salitre (Naranjo y Puig, 1984), con rocas de la Formación Agua Dulce (García, 1967), la Formación Cerro La Ballena (Muñoz, 1989) y la Formación Cifuncho (Suárez y Bell, 1992), entre otras.

3.2.2. Formación Sierra de Varas (Nórico superior a Rético superior).

Esta unidad corresponde a una secuencia de rocas piroclásticas y volcanosedimentarias, con una sección de rocas calcáreas lacustres en su parte media e intercalaciones clásticas calcáreas marinas hacia techo. Además, se incorpora a esta unidad un cuerpo subvolcánico dacítico parcialmente concordante a los estratos de la sección superior de la secuencia. La Formación Sierra de Varas ha sido dividida en tres miembros sobre la base de características litológicas distintivas, los antecedentes geocronológicos y su contenido fosilífero (González y otros, 2015).

La base de la secuencia corresponde a una discordancia angular de bajo ángulo con tobas de la Formación La Tabla, mientras que el techo de la formación está en aparente conformidad con los conglomerados basales pertenecientes al Miembro 1 de la Formación El Profeta y, además, concordante y transicional con la base del Miembro 2 de la Formación El Profeta. También, fue cubierta por secuencias del Neógeno.

La Formación Sierras de Varas es correlacionable cronoestratigráficamente con la Formación Cerro Guanaco, la Formación Cifuncho (Suárez y Bell, 1992), el Miembro Inferior con la Formación Agua Dulce (García, 1967) y litoestratigráficamente con la Formación Quebrada El Salitre (Naranjo y Puig, 1984; Venegas y otros, 2014).

3.2.3. Formación Cerro Ballena (Triásico Superior – Jurásico Inferior).

Esta unidad fue definida por Muñoz (1989) como una secuencia de rocas volcanoclásticas y detríticas. Valenzuela (2014) divide a la Formación Cerro Ballena en un Miembro inferior y un Miembro superior. El primero, está caracterizado por tobas riolíticas que se intercalan con areniscas, y el segundo, consiste en tobas epiclásticas de cristales y pómez que se alternan con tobas cristalino - pumíceas finas y tobas dacíticas finas de pómez. La Formación Cerro Ballena se apoya en discordancia de erosión o en contacto por falla sobre el basamento paleozoico y subyace en concordancia al Grupo Caracoles (Valenzuela, 2014).

3.2.4. Formación la Ternera (Triásico Superior).

Esta unidad es una potente secuencia de más de 2.100 m de sedimentos clásticos terrígenos, con intercalaciones de volcanitas andesíticas y basálticas (Bell y Suárez, 1991). La edad Triásica Superior de esta unidad está basada en su flora y posición estratigráfica bajo calizas sinemurianas de la Formación Lautaro (Sepúlveda y Naranjo, 1982). Esta última observación permite pensar que la Formación La Ternera pudo haber alcanzado hasta el Hettangiano. Bell y Suárez (1991) dividen a esta formación en tres facies sedimentarias principales: la secuencia “A” corresponde a paraconglomerados guijarrosos, mientras que la sección superior de la secuencia clástica agrupa a las facies “B” y “C”, las cuales comprenden conglomerados clasto

soportados que se alternan con areniscas y lutitas. Destaca la abundante flora fósil en la parte superior de la facies “C”, que incluye árboles en posición de crecimiento y horizontes carbonáceos. Estudios estratigráficos realizados por diversos autores indican que la Formación La Ternera tendría su origen a partir de la depositación de sedimentos desde ríos entrelazados y abanicos aluviales en una cuenca extensional.

Los sedimentos de la Formación La Ternera fueron derivados predominantemente de un área tectónicamente elevada de rocas volcánicas y plutónicas ácidas (Formación Pantanoso, Grupo Choiyoi) (Bell y Suárez, 1991).

3.2.5. Formación Agua Dulce (Triásico Superior).

Esta formación corresponde a una secuencia de rocas volcanoclásticas con intercalaciones calcáreas fosilíferas. En su base se distinguen ruditas gruesas con intercalaciones de brechas tobáceas y areniscas conglomerádicas. En su parte media, se intercalan calizas negras silicificadas fosilíferas. La parte superior de la secuencia consiste en tobas riolíticas gris verdosas y brechas volcanoclásticas tobáceas con intercalaciones de areniscas rojas (Marinovic y otros, 1995). La Formación Agua Dulce sobreyace en discordancia angular a volcanitas de la Formación La Tabla e infrayace a rocas sedimentarias de la Formación El Profeta.

Las rocas de la Formación Agua Dulce se correlacionan cronológicamente con los niveles inferiores de la Formación El Profeta (Chong, 1973; 1977 en Marinovic y otros, 1995) y con la Formación Quebrada del Salitre.

3.2.6. Formación Quebrada del Salitre (Triásico Superior).

La Formación Quebrada del Salitre fue definida por Naranjo y Puig (1984) al sureste y noreste de la sierra Exploradora como una secuencia de rocas sedimentarias, marinas y continentales, y rocas volcánicas a las que atribuyeron una edad triásica superior en base a su fauna fósil y a sus relaciones estratigráficas; definieron dos miembros: uno inferior sedimentario y uno

superior volcánico. Posteriormente su definición fue enmendada por Cornejo y otros (1993) aludiendo a que, en la zona Doña Inés Chica, se reconoce una sucesión estratigráfica diferente, con un miembro inferior principalmente volcánico y un miembro superior sedimentario.

La Formación Quebrada del Salitre se apoya en discordancia angular sobre la Formación La Tabla del Paleozoico y en inconformidad sobre granitoides carbonífero-pérmicos del Complejo Plutónico Punta del Viento. Su límite superior es más complejo ya que hay sectores, como en la quebrada Punta del Viento, donde infrayace, en discordancia angular, a las secuencias calcáreas hetangianas de la Formación El Profeta; mientras que en la quebrada La Carreta, está cubierta, concordantemente, por rocas de la misma Formación. Además, infrayace en discordancia angular a las ignimbritas Río Frío y a las Gravas de Atacama. La Formación Quebrada del Salitre es intruida y a la vez cubierta, en discordancia angular, por un domo riolítico y brechas equivalentes del Cretácico Inferior (Venegas y otros, 2013).

3.2.7. Formación El Profeta (Rético – Tithoniano).

A lo largo de los años, diversos autores han subdividido a esta formación en distintos miembros o niveles estratigráficos. En base a las características lito y bioestratigráficas de las rocas de esta unidad, González y otros (2015) proponen una subdivisión de la secuencia en cuatro miembros. El Miembro 1 corresponde a la base de la secuencia marina de la Formación El Profeta y está definido por conglomerados, calizas coralíferas, calizas micríticas, areniscas y lutitas. El Miembro 2 corresponde a areniscas, areniscas calcáreas, lutitas, lutitas calcáreas, margas y calizas micríticas, algunas con concreciones; además, existen algunos estratos de conglomerados y una intercalación de andesita. El Miembro 3 está constituido por bancos de yeso y anhidrita con un grado variable de deformación y plegamiento. Finalmente, el Miembro 4 consiste en una secuencia de areniscas, calizas con algas y lutitas calcáreas de color pardo amarillento a verdoso y pardo rojizo.

La Formación El Profeta sobreyace concordantemente a las rocas de la Formación Cerro Guanaco y discordantemente a las rocas piroclásticas de la Formación La Tabla. El techo de la secuencia se encuentra concordante y transicional a los Estratos de Quebrada Portezuelo,

además, se encuentra cubierta en forma discordante por formaciones del Cenozoico y depósitos cuaternarios (González y otros, 2015)

3.2.8. Formación Montandón (Pliensbachiano-Bajociano medio).

Corresponde a una secuencia sedimentaria constituida por un conglomerado basal y calizas fosilíferas intercaladas con lutitas bituminosas. En la localidad tipo se estima un espesor de 500 m aproximadamente, se apoya en inconformidad sobre granitoides paleozoicos y es sobreyacida en paraconcordancia por la Formación Asientos. En el sector de Sierra Exploradora las rocas de esta formación sobreyacen concordantemente a la Formación Quebrada del Salitre en discordancia sobre la Formación La Tabla (Venegas y otros, 2013). Cornejo y otros (2009) le asignan a esta formación un rango de edad entre el Pliensbachiano y el Bajociano medio debido a su contenido de ammonites.

3.2.9. Formación Asientos (Bajociano-Oxfordiano superior).

Consiste en una secuencia bien estratificada de 400 a 600 m de espesor, formada por calizas fosilíferas, areniscas calcáreas y lutitas calcáreas, que muestran un característico color de meteorización amarillo intenso. Cerca del techo, se encuentran niveles evaporíticos macizos compuestos mayoritariamente de anhidrita. Esta formación se dispone concordantemente sobre la Formación Montandón, mientras que los niveles superiores evaporíticos (Oxfordiano superior) plegados en forma disarmónica, están cubiertos por lavas andesíticas de la Formación Candeleros (Cornejo y otros, 2009)

3.2.10. Formación Candeleros (Bajociano - Kimmeridgiano).

Naranjo y Puig (1984) definen a esta formación como una secuencia volcanosedimentaria, conformada por tres miembros, de base a techo: Miembro 1, de carácter predominantemente volcánico, con lavas andesíticas, tobas subordinadas e intercalaciones de calizas fosilíferas; Miembro 2, con predominio de rocas sedimentarias y Miembro 3, en el que abundan las rocas volcánicas. La base de esta unidad no se observa y está cubierta, en discordancia angular, por

lavas y tobas del Cretácico Superior (Formación Llanta), con la que, además, está en contacto por falla inversa. Probablemente, las Formación Candeleros está cubierta, también, por el nivel estratigráfico superior de la Formación El Profeta.

3.2.11. Formación Llanta (Campaniano - Maastrichtiano).

La Formación Llanta fue definida por Frutos y otros (1975) y posteriormente redefinida por Cornejo y otros (1993) en la localidad de Llanta. En su localidad tipo, hacia la base, sus componentes son de origen sedimentario (nivel inferior: areniscas, brechas, calizas y limolitas), luego prosigue una sección con importantes niveles volcano-sedimentarios (nivel intermedio: mayormente brechas e ignimbritas) y culmina con paquetes de rocas volcánicas (nivel superior: lavas de composición intermedia). Cornejo y otros (2013) vuelven a estudiar las rocas de esta formación, reconociendo cuatro facies: lavas andesíticas a dacíticas; tobas de lapilli de biotita y sanidina; tobas, lavas dacíticas y brechas volcánicas; y finalmente, areniscas y conglomerados.

3.3. CENOZOICO.

Con posterioridad al evento de deformación compresiva registrado en el Cretácico Superior-Paleoceno inferior, que se manifiesta por un sistema de pliegues de gran longitud de onda en la Formación Llanta (Deformación 'K-T', Cornejo y otros, 2003), durante el Paleoceno inferior, ocurrió una intensa actividad volcánica, esencialmente efusiva (Cornejo y otros, 2009). Los productos de este periodo constituyen la Secuencia Volcánica Cerro Nevado, además, en la Formación Llanta se emplazó un conjunto heterogéneo de intrusivos hipabisales.

Durante el Paleoceno superior – Eoceno inferior se registró una compleja actividad volcánica y subvolcánica (Cornejo y otros, 2009). En el sector oeste del área de estudio, en discordancia angular sobre la Secuencia Volcánica Cerro Nevado, se encuentran remanentes de otra extensa unidad volcánica (Secuencia Volcánica Pampa Rubia, Eoceno inferior) intruida por el Complejo Subvolcánico Jardín Norte (Eoceno inferior). Hacia el este se encuentra una unidad volcánica que incluye ciertos componentes sedimentarios, denominada Secuencia Volcánica

Cerro Don Alejo, con un rango de edad entre el Paleoceno superior al Eoceno inferior. Las secuencias de Cerro Nevado y Pampa Rubia, a pesar de que representan dos eventos volcánicos discretos, de diferente edad y distintivas características petrográficas, constituyen una unidad tectónica homogénea, discordante sobre el Cretácico Superior y deformada en un sistema de pliegues muy abiertos, de gran longitud de onda, previos al Eoceno medio. Al igual que en el período precedente, se encuentra un conjunto numeroso de cuerpos intrusivos, pórfidos hipabisales y domos, emplazados entre el Paleoceno superior y el Eoceno inferior (Cornejo y otros, 2009).

En el Eoceno medio, la actividad volcánica originó una secuencia volcánica andesítica y basáltica, con un importante componente de brechas y conglomerados volcánicos, que se depositaron en forma discordante sobre la Secuencia Volcánica Pampa Rubia. Esta nueva secuencia fue denominada Complejo Volcánico Pampa Lorca por Cornejo y Mpodozis, (1996), quienes reconocieron dos unidades esencialmente volcánicas, de composición andesítica y otra basáltica. En este mismo periodo se habría depositado otra secuencia volcano-sedimentaria, denominada Estratos de Sierra Exploradora por Cornejo y Mpodozis (1996), formada por brechas sedimentarias con algunas intercalaciones volcánicas, dispuestas en discordancia sobre calizas plegadas de las formaciones Montandón y Asientos y los Estratos de cerro Don Alejo. Además, durante este período se emplazaron, al sureste del Complejo Volcánico Pampa Lorca, un grupo voluminoso de plutones de composición monzodiorítica a granodiorítica (Complejo Plutónico Sierra Juncal) (Cornejo y otros, 2009).

Durante el período del Eoceno superior se registró una compleja actividad magmática, principalmente plutónica, de tipo epizonal e hipabisal (Cornejo y otros, 2009). Los cuerpos intrusivos reconocidos por estos autores son los siguientes: Complejos plutónicos e hipabisales de composición diorítica y monzodiorítica (Dioritas de Pampa Lorca, Agua de La Piedra y Cerro Crestón, Monzodiorita El Bolsón, Complejo Hipabisal de Cerros de La Fundición y el Plutón Exploradora); Intrusivos hipabisales y subvolcánicos de composición riolítica, dacítica y andesítica (Pórfidos riolíticos de quebrada El Manto y El Barril y brechas hidrotermales asociadas, Pórfidos dacíticos del cerro Coliseo y quebrada Agua de La Piedra, Pórfidos

andesíticos quebrada La Majada-La Guanaca, Complejo intrusivo hipabisal “Prospecto Exploradora”); y el Complejo Volcánico Cerro Danko-Pereda.

En el límite Eoceno - Oligoceno ocurrió un importante evento de deformación transcurrente que dio origen al Sistema de Fallas de Domeyko (Maksaev, 1990 en Marinovic y otros, 1995). En el Oligoceno, el volcanismo virtualmente se extinguió, y el plutonismo se redujo al emplazamiento de algunos 'stocks' epizonales asociados genéticamente a los mayores depósitos de tipo pórfido cuprífero, emplazados a lo largo del Sistema de Fallas de Domeyko (Marinovic y otros, 1995).

Durante el Oligoceno - Mioceno medio, y como consecuencia del solevantamiento andino, se reactivaron los procesos de erosión-sedimentación y potentes secuencias de gravas (Gravas de Atacama) cubrieron paleodepresiones e incorporaron, en algunos casos, niveles distales de flujos ignimbríticos provenientes del sector altiplánico (Chong, 1977; Ramírez y Gardeweg, 1982; Marinovic y Lahsen, 1984; Naranjo y Puig, 1984).

A partir del Mioceno superior, un cambio climático de condiciones áridas a hiperáridas redujo notablemente la capacidad de erosión vertical, preservando los rasgos morfológicos hasta la actualidad (Mortimer, 1973; Alpers, 1988 en Marinovic y otros, 1995). Las acumulaciones de sedimentos detríticos de este período formaron extensas llanuras aluviales y depósitos de piedemonte, que fueron cubiertos localmente por depósitos salinos, constituyendo salares en depresiones topográficas asociadas a cuencas endorreicas de origen tectónico.

4. MARCO TEÓRICO Y METODOLÓGICO DE LOS ESTUDIOS DE PROVENIENCIA.

4.1. INTRODUCCIÓN.

Entender la dinámica de los diferentes procesos que intervienen en la formación de los sedimentos y en su transporte, así como conocer la procedencia de los mismos es importante, ya que a partir de la determinación de estos procesos, es posible llevar a cabo la reconstrucción de los ambientes de depósito y sus probables correlaciones, lo que aporta evidencias claves para el conocimiento de la evolución tectónica de una región en particular y su evolución paleogeográfica en un contexto global (Sánchez y Centeno, 2000).

Se entiende por proveniencia o procedencia de un depósito detrítico (y sedimentario en general) el origen o la fuente de la que procede el depósito, incluyendo todos los factores que han contribuido en su formación (Arribas, 2010). Conforme a lo dicho por este autor, en petrología sedimentaria este concepto tiene unas connotaciones íntimamente relacionadas con la composición de los depósitos sedimentarios.

La composición de los detritos sedimentarios está controlada por cuatro factores: proveniencia, transporte, ambiente de sedimentación y diagénesis (Suttner, 1974 en Ingersoll y otros, 1984). Estos autores señalan que establecer la proveniencia de un depósito sedimentario es uno de los factores más difíciles de determinar, debido a las subsecuentes modificaciones impuestas por los otros tres factores mencionados anteriormente. Sin embargo, la reconstrucción de la proveniencia puede ser más sencilla cuando los otros tres factores han tenido un menor efecto. La proveniencia de los sedimentos incluye todos los aspectos del área fuente, como la roca fuente, el clima y el relieve (Pettijohn y otros, 1972 en Ingersoll y otros, 1984). En las áreas en las cuales existe un intenso tectonismo y/o magmatismo, el tipo de roca fuente tiene una mayor determinación en la composición de los sedimentos que el clima y el relieve (Dickinson, 1970 en Ingersoll y otros, 1984). Mientras que en zonas con ausencia de actividad tectónica y/o

magmática, el clima y el relieve son factores más importantes en la determinación de la composición de los sedimentos (Basu, 1976 en Ingersoll y otros, 1984).

El conocimiento de la composición de los depósitos sedimentarios detríticos siempre ha mantenido un gran interés a lo largo de la historia de la geología sedimentaria, fundamentalmente por la importante información, que sobre el pasado geológico, puede deducirse de ella. Las rocas sedimentarias clásticas son el resultado de un conjunto de numerosos factores paleogeográficos, paleoambientales y paleolitológicos. La deducción de los valores de dichos factores a partir de la composición del registro fósil nos abre la puerta al pasado (Hutton, 1785).

Durante la primera mitad del siglo XX la evaluación de las litologías del área fuente se centró fundamentalmente en el análisis de las asociaciones de minerales densos. Esta técnica fue progresivamente abandonada por los inconvenientes que presentaba, esto dio mayor relevancia al estudio petrográfico de la fracción ligera. El desarrollo de técnicas, métodos y modelos elaborados durante los últimos años, ha permitido que el análisis de la procedencia en depósitos clásticos haya adquirido un gran protagonismo por su aplicabilidad en el campo de la sedimentología y, en concreto, en ámbitos como la estratigrafía secuencial (Arribas, 2010).

Las rocas siliciclásticas se generan por la acumulación en cuencas de sedimentación de materiales en estado sólido, procedentes generalmente de rocas preexistentes. Este particular origen genera la fábrica clástica de las areniscas, las cuales están constituidas por tres porciones principales. La primera corresponde a un esqueleto o conjunto de clastos que forman el armazón de la roca; la segunda puede ser una pasta o material intersticial que también puede ser clástico (en este caso se denomina matriz) y/o por un material químico de origen diagenético (el cual se denomina cemento), y finalmente por porosidades remanentes en la roca. Los componentes detríticos de las areniscas, es decir el esqueleto (clastos mayores) y la matriz, son los que guardan la información sobre la “vida” del depósito hasta su llegada a la cuenca de sedimentación. Por el contrario, los componentes autógenos (cementos) proporcionan información sobre los procesos postsedimentarios (Arribas, 2010).

Los métodos de estudio de la procedencia de los depósitos detríticos han tenido un gran desarrollo, específicamente en el grupo de las areniscas por varios motivos. Según Arribas (2010) la primera de estas razones es la gran abundancia de estos depósitos en el registro estratigráfico. En segundo lugar, porque presentan un tamaño idóneo para el empleo de técnicas microscópicas ópticas (petrográficas), ya que una lámina delgada puede analizarse una porción del depósito estadísticamente representativa. En tercer lugar, porque el tamaño de grano “arena” (2-0,0625 mm) es el menor tamaño de clasto que aporta mayor información sobre su origen. Las fracciones de tamaño inferior (pelitas y lutitas) se enriquecen en minerales arcillosos, que generalmente, son producto de alteraciones de los minerales de la roca de procedencia, por lo tanto se pierden las señales directas de dicha roca fuente. Y por último, cabe agregar a este grupo de motivos, el interés económico que ofrecen los depósitos arenosos como posibles yacimientos de placeres y su comportamiento como almacenes potenciales de hidrocarburos.

Sánchez y Centeno (2000) señalan que las areniscas son las rocas clásticas más utilizadas en los estudios de proveniencia, ya que se originan como partículas sólidas que se desprenden de la roca, y son lo suficientemente pequeñas como para observar una muestra considerable de granos en una sola lámina delgada. Sin embargo, las rocas con un alto porcentaje de matriz (como las wackas) no permiten una buena determinación de la naturaleza de la roca fuente, ya que contienen pocos granos lo suficientemente grandes para identificar su composición a través de análisis petrográficos. Por esta razón, las areniscas con granos de tamaño medio, composicionalmente inmaduras a medianamente maduras, con poco porcentaje de matriz y poco reemplazamiento o alteración post-depósito, son ideales para estudios de procedencia ya que su composición va a depender principalmente de la naturaleza de la fuente, y del ambiente tectónico de origen y de depósito.

Dickinson y otros (1983) plantean que las proporciones relativas de los diferentes tipos de granos terrígenos de tamaño arena constituyen guías para determinar la naturaleza de la roca fuente en el terreno de proveniencia del cual derivan los detritos arenosos. Las áreas de procedencia y las cuencas de depositación relacionadas pueden ser clasificadas de acuerdo a sus características tectónicas. Por consiguiente, las composiciones modales de granos detríticos de

las areniscas aportan información de las condiciones tectónicas de la cuenca de sedimentación como del lugar de proveniencia.

4.2. CONTEOS MODALES.

La composición global del esqueleto de los depósitos arenosos debe analizarse bajo un punto de vista poblacional de sus constituyentes detríticos y, por tanto, empleándose métodos estadísticos apropiados (Arribas, 2010). El método petrográfico más utilizado para determinar cuantitativamente la composición de los granos de arena, es el conteo de estos en el microscopio, utilizando una platina graduada que permite el movimiento de la lámina delgada a un cierto intervalo de distancia, formando una red de puntos en un sistema de coordenadas (x-y) (Sánchez y Centeno, 2000). Arribas (2010) plantea que el primer paso para realizar un estudio de proveniencia es elaborar una base de datos (parámetros primarios) que exprese la información sobre la distribución de los distintos tipos elementales de clastos. Como se mencionó anteriormente, para recolectar la información petrográfica necesaria se emplea un contador de puntos con el cual se realiza un conteo modal de los granos presentes en el corte transparente.

Existen dos métodos de conteo, denominados método tradicional y método de Gazzi-Dickinson, los cuales difieren drásticamente entre sí (Arribas, 2010). El método tradicional (o también llamado genético) considera que todas las partes de todas las partículas policristalinas deben contarse como fragmentos líticos, lo cual presenta el gran inconveniente de que el resultado del conteo depende, principalmente, del tamaño de los clastos analizados (Dickinson, 1985). Este método ha sido empleado clásicamente para describir y definir la composición del depósito arenoso (Arribas, 2010). Este mismo autor también plantea que el tamaño del grano influye en la composición de los clastos, por lo que es frecuente encontrar elevadas concentraciones de fragmentos de roca y granos policristalinos en las fracciones arenosas más gruesas (Figura 4.1). Es por esto, que al utilizar este método es inviable comparar la composición de los depósitos arenosos con distinto tamaño de grano.

El método de Gazzi-Dickinson (G-D), o también llamado moderno, fue desarrollado independientemente por Gazzi en 1966 y en 1970 por Dickinson (Ingersoll y otros, 1984).

Arribas (2010) señala que en primera instancia se debe verificar el tamaño cristalino de los componentes que forman parte, ya sea en su totalidad o parcialmente, del grano de arena (Figura 4.2).

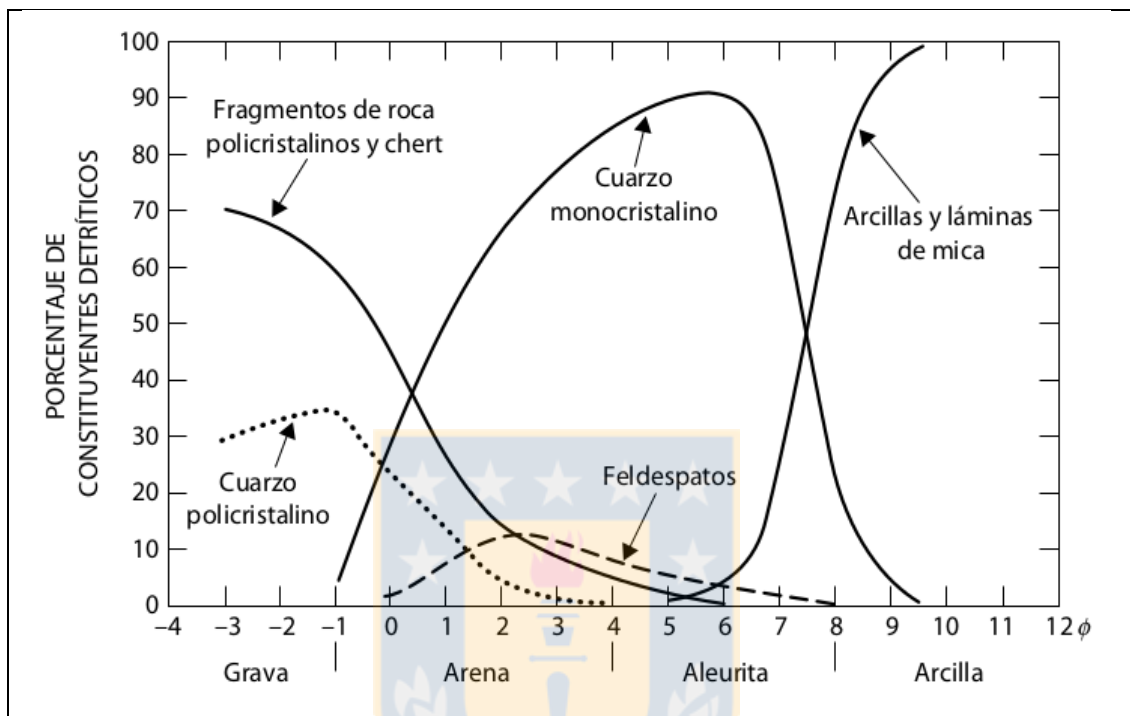


Figura 4.1: Relación entre el tamaño de los clastos y la composición de la fracción detrítica en rocas siliciclásticas. Modificado de Blatt y otros (1980) por Arribas (2010).

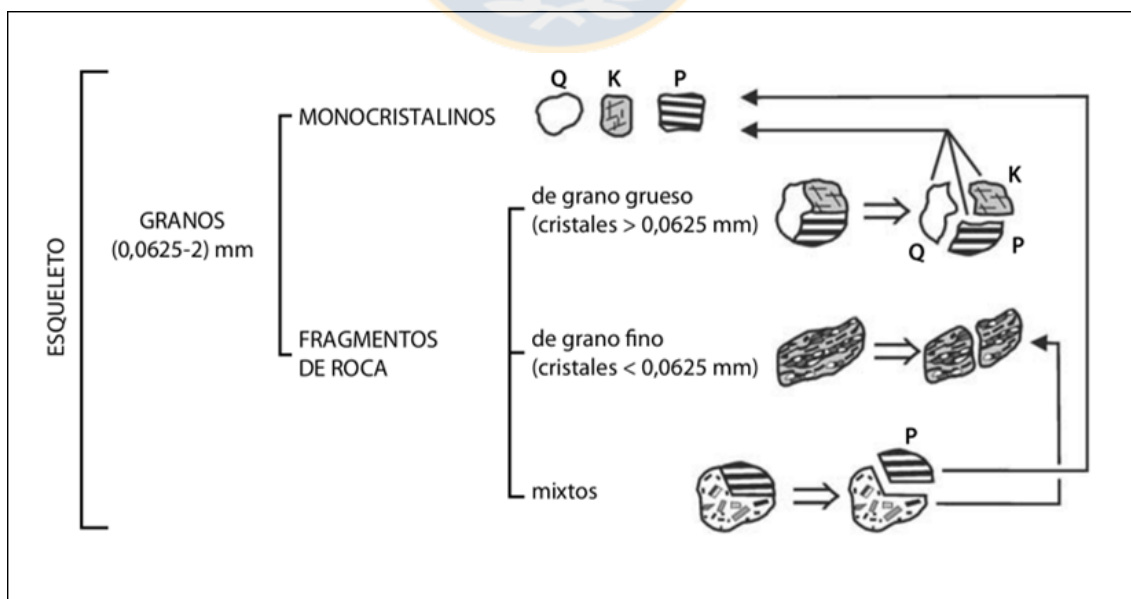


Figura 4.2: Representación esquemática de los criterios de conteo del método G-D (Gazzi-Dickinson, 1966-1970). Modificado de Zuffa (1980) por Arribas (2010).

Así, si el tamaño de los componentes de un lítico es superior a los 0,0625 mm se contabiliza como el correspondiente monomineral intersectado, independientemente de la presencia de otros minerales en el mismo grano. Si por el contrario, el tamaño de los cristales del grano en cuestión (lítico) es inferior al tamaño arena (0,0625 mm), entonces el grano se considera como fragmento lítico (abreviadamente, L). Por lo tanto, este método no considera los fragmentos de roca faneríticos, sino sus constituyentes minerales por separado (Arribas, 2010). Por ejemplo, los fragmentos de rocas plutónicas se contabilizan como cuarzo, feldespato, mica o cualquier otro mineral que intersecte la cruz del retículo (Ingersoll y otros, 1984). A pesar de que el método de Gazzi-Dickinson aumenta la proporción de granos monominerales y disminuye la proporción de los fragmentos líticos (Ingersoll y otros, 1984), es el método de conteo de puntos más utilizado en la actualidad.

En este estudio se utiliza el método de Gazzi-Dickinson, por lo que se definen los tipos de granos a contar (parámetros primarios), que se detallan en la Tabla 4.1.

Para que los datos obtenidos en el conteo de puntos tengan una representatividad consistente, es necesario concretar el número de puntos totalizados. Un conteo con un elevado número de puntos sugiere precisión de los datos, pero con un gran consumo de tiempo. Por el contrario, conteos de un número escaso de puntos proporcionan datos con valores de error muy altos (Arribas, 2010). Según el ábaco de Van Der Plas y Tobi (1964) (Figura 4.3) los porcentajes de representación de los componentes detríticos de una arenisca arrojan un valor máximo de error del 5% cuando se realiza un conteo de 400 puntos, lo cual es la guía para este trabajo.

4.3. CLASIFICACIÓN DE AMBIENTES TECTÓNICOS DE PROVENIENCIA.

Existen una serie de diagramas ternarios basados en las relaciones entre la composición y el ambiente tectónico al que se asocian las cuencas sedimentarias, los cuales fueron inicialmente propuestos por Dickinson y Suczek (1979) y posteriormente modificados por Dickinson y otros (1983). Estos diagramas, además de mostrar las variaciones en la composición de las areniscas en relación al ambiente tectónico, pueden resaltar alguna característica específica, como se detalla a continuación en los cuatro diagramas que serán usados en este trabajo:

- a) **QFL** o **QtFL** (Dickinson y otros, 1983), refleja el grado de madurez de la arenisca (Figura 4.4).
- b) **QmFLt** (Dickinson y otros, 1983), con énfasis en la roca fuente (Figura 4.5).
- c) **QpLvLs** (Dickinson y otros, 1983), muestra la naturaleza de los fragmentos líticos (Figura 4.6).
- d) **QmPK** (Dickinson y otros, 1983), resalta la composición de los granos monominerales (Figura 4.7).

Tabla 4.1: Códigos de conteo, con su respectiva descripción, utilizados en el presente estudio según el método de Gazzi-Dickinson.

CÓDIGO	NOMBRE	DESCRIPCIÓN
Qm	Cuarzo monocristalino	Granos de cuarzo con extinción ondulosa o recta, de aspecto limpio
Qp	Cuarzo policristalino	Fragmentos líticos policristalinos conformados únicamente por cuarzo
P	Plagioclasa	Granos de plagioclasa, generalmente poseen macla polisintética y algunos casos están alterados a arcilla, sericita y/o calcita
K	Feldespato potásico	Generalmente granos de aspecto sucio de ortoclasa o microclina, a veces presentan pertitas
Lva	Lítico volcánico ácido a intermedio	Corresponden a riolitas o dacitas. Clastos volcánicos generalmente presentan masa fundamental felsosídica, en algunos casos se distinguen fenocristales
Lvb	Lítico volcánico básico a intermedio	Corresponden a basaltos o andesitas. Clastos volcánicos que generalmente presentan plagioclasas (orientadas) y gran cantidad de minerales opacos
Lvi	Lítico volcánico indeterminado	Fragmentos de rocas volcánicas en los que no es posible reconocer su masa fundamental
Lvc	Lítico volcanoclástico	Fragmentos líticos vítreos que generalmente presentan esquirlas y a veces incluso líticos volcánicos
Lm	Lítico metamórfico	Corresponden a esquistos y filitas
Ls	Lítico sedimentario	Fragmentos líticos de rocas sedimentarias de grano medio como areniscas
Li	Lítico intrusivo	Fragmentos líticos de rocas intrusivas de grano fino. Por ejemplo: rocas hipabisales como microdioritas
Ms	Micas	Filosilicatos como biotita y muscovita
Ot	Otros	Minerales densos que principalmente corresponde a minerales opacos

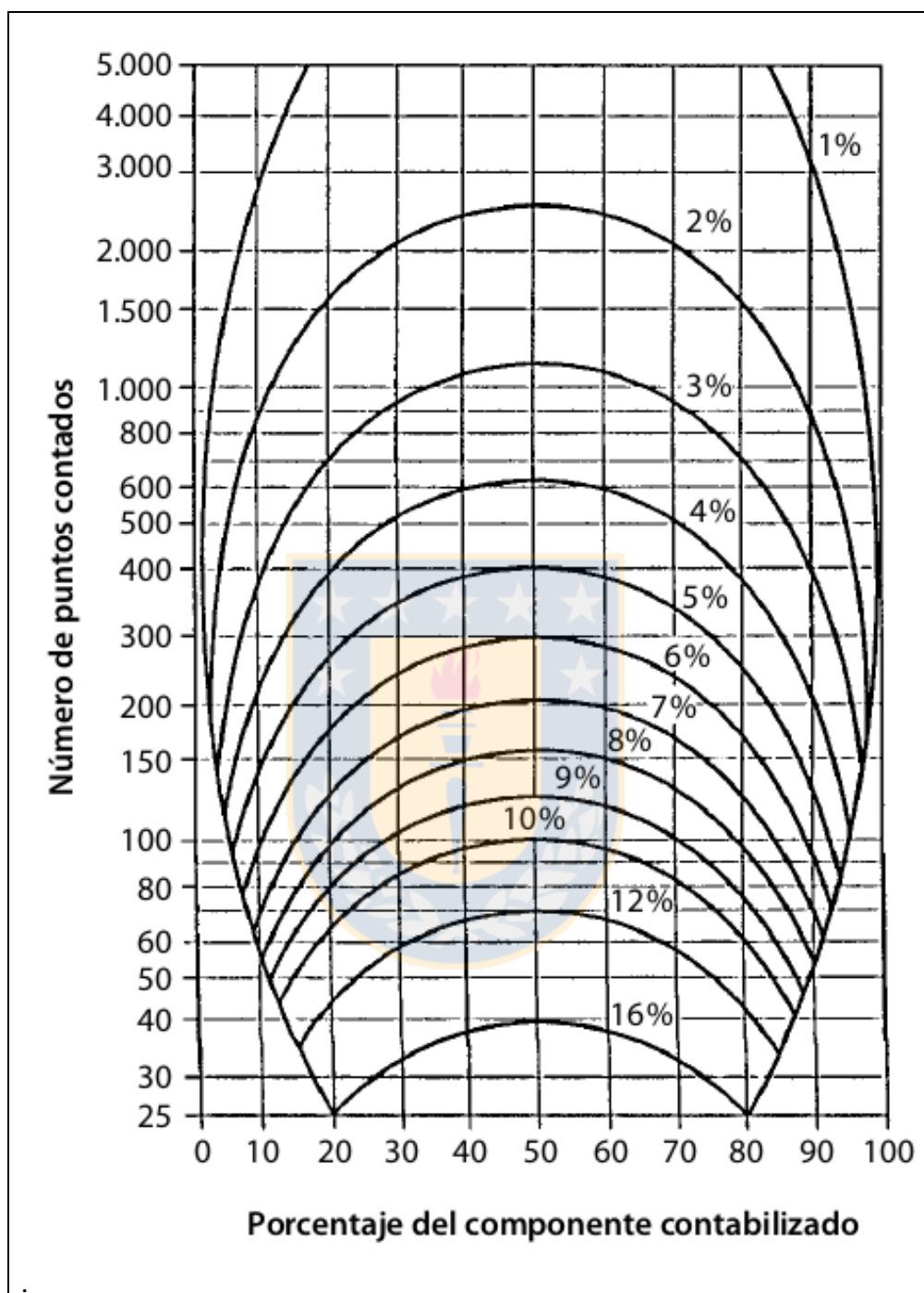


Figura 4.3: Ábaco para el cálculo del error asociado al proceso de conteo en función del número de puntos contabilizados y del porcentaje del componente analizado. Modificado de Van der Plas y Tobi (1965) por Arribas (2010).

A continuación se presentan los diagramas ternarios de proveniencia utilizados en este trabajo:

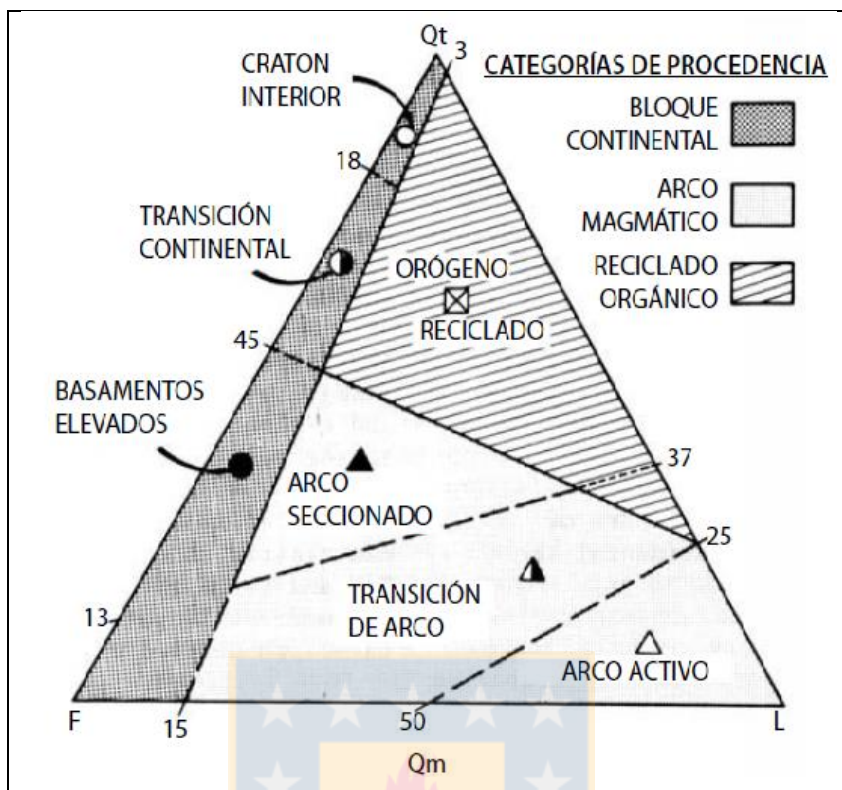


Figura 4.4: Diagrama ternario QFL o QtFL para discriminar ambiente tectónico de proveniencia. Extraído de Dickinson y otros, 1983.

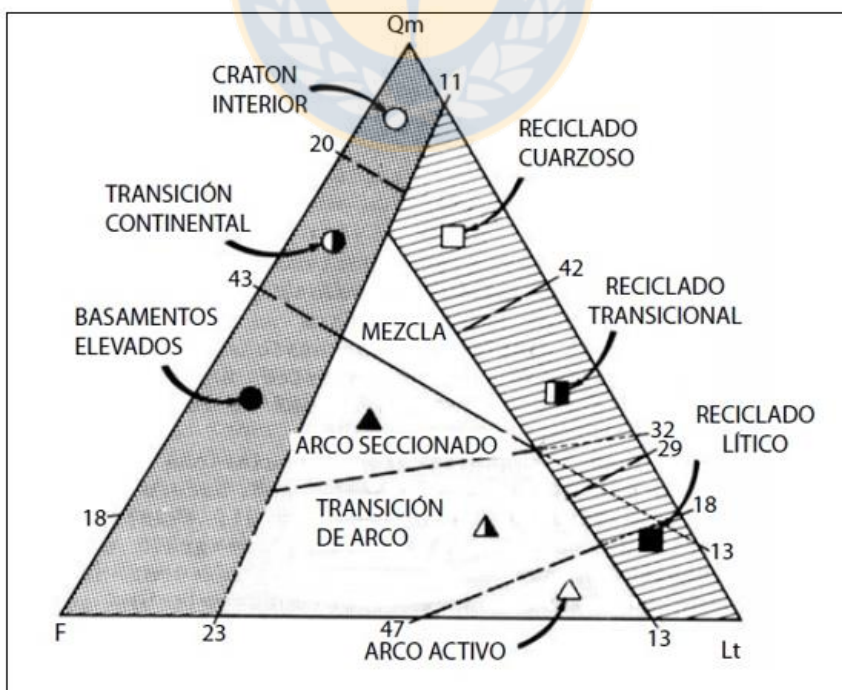


Figura 4.5: Diagrama ternario QmFLt para discriminar ambiente tectónico de proveniencia. Extraído de Dickinson y otros, 1983.

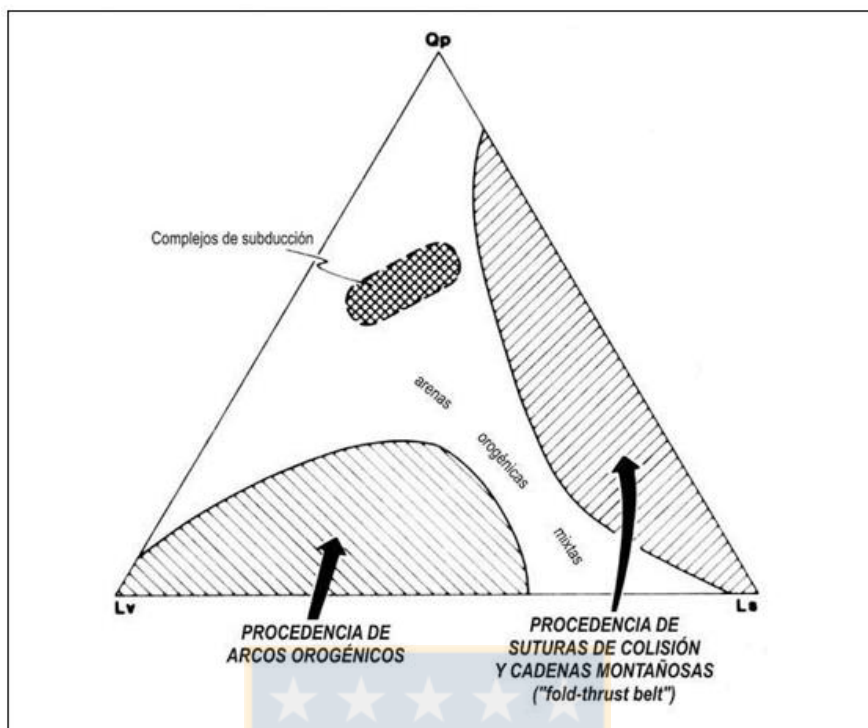


Figura 4.6: Diagrama ternario QpLvLs para discriminar ambiente tectónico de proveniencia. Extraído de Dickinson, 1985.

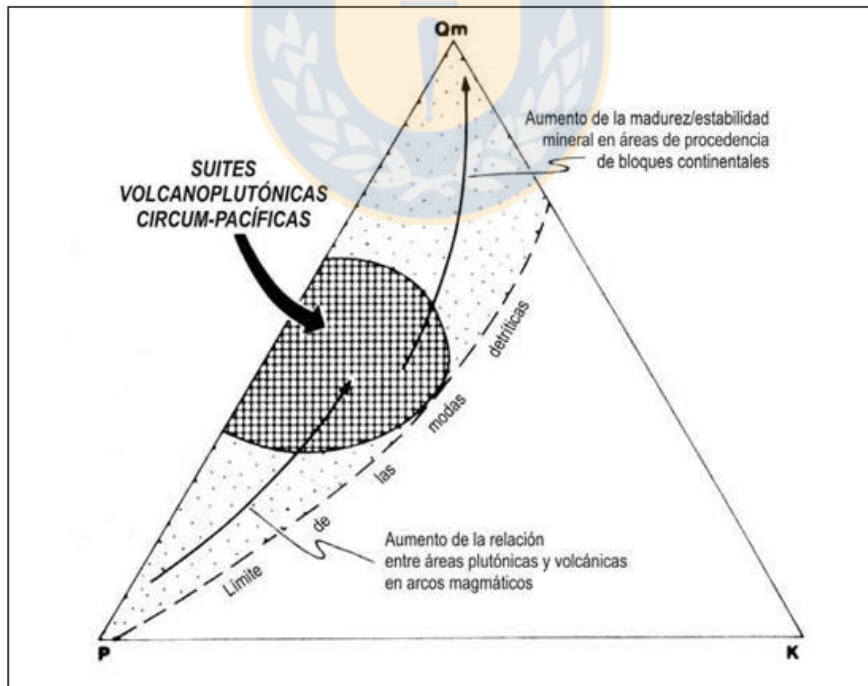


Figura 4.7: Diagrama ternario QmPK para discriminar ambiente tectónico de proveniencia. Extraído de Dickinson, 1985

La definición de las abreviaturas, que corresponden a los vértices de los diagramas ternarios utilizados, mencionadas anteriormente se expresan la tabla 4.2.

Tabla 4.2: Símbolos presentes en los polos de cada diagrama ternario. Representan las proporciones recalculadas de las distintas categorías clave de tipos de granos contados.	
CÓDIGO	DESCRIPCIÓN
Qm	% Cuarzo monocristalino
Qp	% Cuarzo policristalino
Q	% Cuarzo total = $Qm + Qp$
P	% Plagioclasas
K	% Feldespato potásico
F	% Feldespatos = $P + K$
Lv	% Líticos volcánicos = $Lva + Lvb + Lvi + Lvc + Li$
Ls	% Líticos sedimentarios
L	% Líticos = $Lv + Ls + Lm + Li$
Lt	% Líticos totales = $L + Qp$

Dickinson y Suczek (1979) clasifican todos los tipos de proveniencia de areniscas en tres ambientes tectónicos generales: **bloque continental**, **arco magmático** y **orógeno reciclado**. En la tabla 4.3 se resumen las descripciones de estos tres grupos, subdividiendo al primero en **cratones estables** y **basamentos alzados**.

A continuación se describen los tres grandes grupos de proveniencia y sus respectivas subcategorías:

4.3.1. Bloque Continental.

Los detritos provenientes de bloques continentales anorogénicos forman un espectro de tipos de areniscas derivadas de amplias áreas positivas de cratones estables o de niveles elevados locales,

los cuales comúnmente corresponden a bloques de basamento delimitados por fallas (Dickinson y Suczek, 1979).

Tabla 4.3: Principales tipos de procedencia y características composicionales de las arenas asociadas. Modificado de Dickinson (1985).

Tipo de procedencia	Ambiente geotectónico asociado	Composición de las arenas generadas
Cratones estables	Interior continental o plataformas pasivas	Arenas cuarzosas (ricas en Qt) con altos valores de Qm/Qp y K/P
Basamentos elevados	Hombreira de <i>rift</i> o falla transformante	Arenas cuarzofeldespáticas (Qm-F) con bajo contenido en Lt y relaciones Qm/F y K/P similares a la roca original.
Arcos magmáticos	Arco de isla o arco continental	Arenas feldespáticas (F-L), volcanoclásticas con altos valores de P/K y Lv/Ls. Composiciones intermedias con arenas cuarzofeldespáticas (Qm-F) procedentes de batolitos.
Orógenos reciclados	Complejo de subducción o cadena montañosa (<i>fold and thrust belt</i>)	Arenas cuarzolíticas (Qt-Lt), con bajo contenido en F y Lv y relaciones variables de Qm/Qp y Qp/Ls.

4.3.1.1. Cratones estables o interiores.

Se trata de plataformas estables o zonas ubicadas al interior del continente, es decir, áreas planas con margen pasivo en la zona costera. Las arenas derivadas de cratones tienen como principal fuente de origen afloramientos graníticos y gneísicos muy antiguos, lo que se complementa con el reciclaje de sedimentos de plataformas asociadas (Dickinson, 1985). El resultado son arenas constituidas por abundante cuarzo, feldespatos (mayor porcentaje de feldespatos potásicos que de plagioclasas, ya que son más resistentes) y en menor proporción líticos sedimentarios (ya que tienden a disgregarse con el transporte), que provienen del transporte de los ríos que viajaron largas distancias producto del bajo relieve regional. Lo anterior genera areniscas muy ricas en cuarzo, es decir, cuarzoarenitas y subarcosas.

4.3.1.2. Basamento alzado.

Los principales ambientes tectónicos incluyen cinturones de *rift*, rupturas transformantes de bloques continentales y zonas de tectonismo transcurrente en interiores continentales. La rápida erosión de las zonas elevadas genera principalmente arcosas (Dickinson y Suczek, 1979). Estos autores también señalan que arenas con un mayor contenido de líticos provienen parcialmente de cubiertas sedimentarias o metamórficas que en parte ocultan a basamentos graníticos y gneísicos.

Dickinson y Suczek (1979) también definen las “unidades transicionales” (nombradas como transición continental en los diagramas ternarios QtFL y QmFLt) entre los cratones interiores y los basamentos elevados. Estos sedimentos derivan ya sea de áreas positivas a lo largo de desplazamientos marginales en segmentos transformantes o de otras discontinuidades estructurales que rompen los márgenes continentales de *rift*, como también pueden provenir de fuentes locales a lo largo del flanco cratónico de cuencas de antepaís complejas. Estos ambientes generan arcosas con un mayor contenido de cuarzo que las originadas en las zonas con basamentos alzados.

4.3.2. Arco Magmático.

Los detritos erodados de arcos orogénicos forman un espectro de areniscas que en un extremo se caracterizan por la abundancia de clastos líticos volcanoclásticos y en el otro extremo por una mayor cantidad de clastos cuarzo-feldespáticos, los cuales tienen un origen principalmente plutónico (Dickinson y Suczek, 1979). De acuerdo a su grado de erosión dividen a este ambiente en tres subcategorías: arcos no disectados, en los cuales existe una cubierta volcánica casi continua, arcos disectados, en los que los plutones cogenéticos están ampliamente expuestos producto de la erosión, y finalmente definen los arcos transicionales, en los cuales se infiere la exposición local o intermitente de dichos plutones (Dickinson y Suczek, 1979).

4.3.2.1. Arcos no disectados.

Aquí, gran parte de los detritos volcanoclásticos se desprenden de zonas elevadas volcanogénicas a lo largo de arcos de islas y en algunos márgenes continentales donde las cadenas volcánicas solo han sido sometidas a erosión limitada (Dickinson y Suczek, 1979). Los sedimentos generados en este ambiente tectónico se depositan en fosas y cuencas de antearco en el lado frontal del arco, mares marginales detrás del arco y en cuencas locales dentro del cinturón volcánico. Granos de plagioclasa y fragmentos de líticos volcánicos, muchos de los cuales contienen fenocristales de plagioclasa, son los constituyentes principales de las arenas derivadas de los arcos (Dickinson y Suczek, 1979).

4.3.2.2. Arcos disectados.

Corresponden a arcos magmáticos más maduros y erodados, principalmente aquellos que se encuentran a lo largo de márgenes continentales, los que generan detritos de origen mezclado, tanto plutónico como volcánico, en cuencas de antearco y trasarco (Dickinson y Suczek, 1979). Según estos autores, la composición de estas areniscas es compleja, contienen plagioclasa y feldespato potásico (ambos presentes frecuentemente en proporciones significativas), y una importante presencia de fragmentos líticos no volcánicos en diversos grados. De acuerdo a la composición descrita anteriormente, la ubicación de las rocas generadas en este ambiente, por lo general, es cercana al centro del diagrama ternario QtFL.

Comúnmente el volcanismo de arco continúa en arcos magmáticos maduros, incluso cuando la disección está exponiendo antiguas raíces plutónicas de terrenos de arco erosionados. La cubierta volcánica y el núcleo batolítico de orógeno de arco volcánico-plutónico sirven de forma conjunta y simultánea como fuentes de sedimentos (Dickinson y Suczek, 1979).

Dickinson (1985) menciona que se debe tener en cuenta la presencia de arenas cuarzo-feldespáticas producto de una profunda erosión de las asociaciones de arco, ya que podrían ser indistinguibles de los detritos arcósicos producidos por los basamentos alzados.

Dickinson y Suczek (1979) también mencionan las arenas de proveniencia transicional, las cuales se ubican entre la proveniencia de arcos no disectados y arcos disectados. Estas arenas se generan a partir de una adición mínima de detritos plutónicos, aunque las principales fuentes de aporte sigan siendo volcánicas. Las contribuciones de raíces subvolcánicas de los macizos de arco se reflejan en mayores contenidos de granos de cuarzo.

4.3.3. Orógeno Reciclado.

Este proceso ocurre en zonas donde la fuente de los sedimentos corresponde a secuencias deformadas, alzadas y erodadas. Dickinson y Suczek (1979) definen tres subcategorías para los orógenos reciclados: complejos de subducción de sedimentos oceánicos deformados y lavas, orógenos de colisión formados a lo largo de suturas corticales entre bloques continentales antiguamente separados, y alzamientos de antepaís asociados con fajas plegadas y corridas de trasarco.

4.3.3.1. Complejos de subducción.

Los complejos de subducción alzados tectónicamente están compuestos por rocas ofiolíticas y otras materiales oceánicos sedimentarios que constituyen un alto estructural a lo largo de la ruptura en el talud entre el eje de la fosa y la cadena volcánica. Los sedimentos generados pueden ser arrojados hacia el arco en las cuencas de antearco o hacia la fosa, donde nuevamente se incorporan al complejo de subducción. Las arenas generadas a partir de este ambiente tectónico se caracterizan por la abundancia de granos de chert, los cuales superan al conjunto de granos de cuarzo y feldespatos en un factor de hasta dos o tres (Dickinson y Suczek, 1979). Estos autores también señalan que los detritos derivados de cinturones de sutura que contienen remanentes de piso oceánico en la forma de *melanges* ofiolíticos también incluirá, sistemáticamente, un componente derivado de arenas de tales complejos de subducción residuales.

4.3.3.2. Orógenos de colisión.

Los orógenos de colisión están formados por grandes secuencias sedimentarias y metasedimentarias presentes a lo largo de los márgenes continentales y en yuxtaposición a lo largo de los cinturones de sutura (Dickinson y Suczek, 1979). Según Dickinson (1985), los orógenos de colisión corresponden a un ambiente tectónico formado por colisión cortical donde las secuencias, estructuralmente yuxtapuestas de tipos oceánicos y continentales pueden proporcionar fuentes de sedimentos para sistemas de dispersión transversales que alimentan las cuencas de antepaís periféricas adyacentes, y para sistemas de dispersión longitudinales que rellenan las cuencas oceánicas remanentes cercanas. Otro tipo de fuentes asociadas con estos ambientes incluyen *melanges* ofiolíticos a lo largo del cinturón de sutura y de plutones del basamento estructuralmente dislocados o de arcos magmáticos involucrados en la colisión cortical (Dickinson y Suczek, 1979).

La composición típica de estas arenas consiste en gran parte de materiales sedimentarios reciclados, con cantidades moderadas de cuarzo, una alta razón de cuarzo/feldespatos y una abundante cantidad de fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios. Algunas cuarzoarenitas podrían representar detritos de reciclaje cratónico. Las areniscas con altos contenidos de feldespatos probablemente contienen aportes significativos de terrenos ígneos alzados adyacentes a las suturas corticales. Las areniscas con altos contenidos de chert podrían corresponder a importantes contribuciones de atrapados a lo largo de los cinturones de sutura, aunque los nódulos de chert de secuencias carbonáticas también podrían ser fuentes importantes. Es posible que los detritos provenientes de las arenas de complejos de subducción sean casi indistinguibles de los detritos de chert derivados de colisiones corticales, aunque una relación L_v/L más alta puede resultar ser un primer diagnóstico (Dickinson y Suczek, 1979).

4.3.3.3. Alzamientos de antepaís.

Los cinturones plegados y corridos de antepaís forman tierras altas, de las cuales los sedimentos son arrojados directamente en las cuencas de antepaís adyacentes, las que también reciben sedimentos derivados de áreas positivas del cratón. Las cuencas de antepaís pueden tener como flanco, ya sea a un orógeno de colisión o uno de arco, mientras que, las fajas plegadas y corridas

generalmente protegen a las cuencas de fuentes de sedimentos en arcos magmáticos o a lo largo de cinturones de sutura (Dickinson y Suczek, 1979). Los autores también afirman de las arenas son típicamente recicladas de sucesiones sedimentarias dentro de los cinturones plegados y corridos.

Las areniscas asociadas a este ambiente tectónico se caracterizan por tener una composición con altos contenidos de granos de cuarzo y chert, además de líticas principalmente de origen sedimentario. Además, destacan los contenidos extremadamente bajos de feldespatos (Dickinson y Suczek, 1979).



5. PETROGRAFÍA Y ESTUDIO DE PROVENIENCIA DE APORTES TERRÍGENOS.

Para este estudio petrográfico y de proveniencia se describieron detalladamente 19 cortes transparentes, de los cuales ocho corresponden a areniscas de la Formación Quebrada del Salitre y 11 pertenecen a la Formación Sierra de Varas. La descripción petrográfica microscópica en detalle de las muestras seleccionadas se encuentra en el Anexo 1, mientras que las observaciones más relevantes se presentan en este capítulo.

En la tabla 5.1 se detalla el nombre, clasificación según Folk y otros (1970), edad y ubicación las muestras descritas en este trabajo.

Como se aprecia en la tabla 5.1, 18 de las 19 muestras descritas son areniscas, las cuales corresponden en su mayoría a areniscas de grano medio a fino, y en menor proporción a areniscas de grano grueso. En su mayoría presentan una fábrica grano soportada con una selección buena a moderada. En general, los clastos tienen una redondez que va desde angulosos a subredondeados, mientras que la esfericidad está entre subdiscoidal y subprimoidal.

5.1. FORMACIÓN QUEBRADA DEL SALITRE.

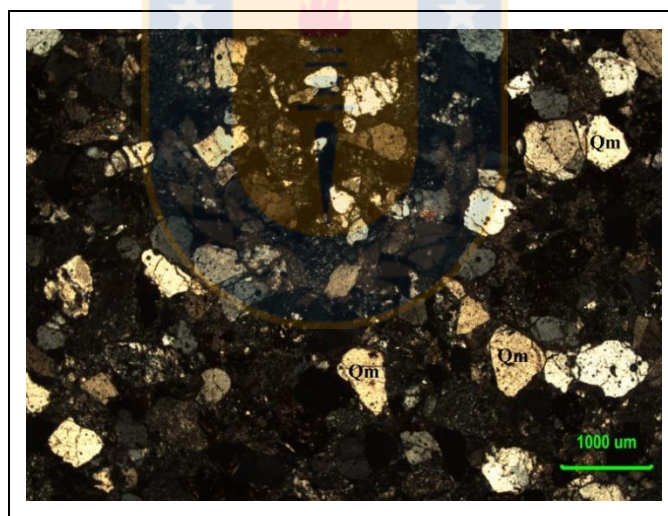
A continuación se detallan las características y componentes principales de las ocho areniscas descritas en esta parte del estudio, los cuales fueron analizados durante la descripción petrográfica microscópica y el conteo de puntos. Los componentes de las areniscas corresponden a los tres vértices del diagrama de clasificación composicional de Folk y otros (1970), es decir, cuarzo, feldespatos y líticos.

Tabla 5.1: Listado de muestras descritas en corte transparente y utilizadas para el conteo modal con el método de Gazzi-Dickinson.				
Muestra	Clasificación	Formación	Edad	Subcuenca
CPV-15-304	Arenisca	Quebrada del Salitre	Rético (208 - 200 Ma)	Sierra Exploradora
CPV-15-305	Arenisca	Quebrada del Salitre	Rético (208 - 200 Ma)	Sierra Exploradora
CPV-15-308	Arenisca	Quebrada del Salitre	Rético (208- 200 Ma)	Sierra Exploradora
CPV-15-316	Arenisca	Quebrada del Salitre	Ladiniano – Carniano (241-233 Ma)	Sierra Exploradora
CPV-15-318	Arenisca	Quebrada del Salitre	Ladiniano – Carniano (241-233 Ma)	Sierra Exploradora
CPV-15-321	Arenisca	Quebrada del Salitre	Ladiniano – Carniano (241-233 Ma)	Sierra Exploradora
CPV-15-324	Arenisca	Quebrada del Salitre	Rético (208 -200 Ma)	Sierra Exploradora
CPV-15-325	Arenisca	Quebrada del Salitre	Rético (208 – 200 Ma)	Sierra Exploradora
CPV-15-335	Arenisca	Sierra de Varas	Nórico – Rético (213-200 Ma)	Sierra de Varas
CPV-15-342	Arenisca	Sierra de Varas	Nórico – Rético (213-200 Ma)	Sierra de Varas
CPV-15-346	Arenisca	Sierra de Varas	Nórico – Rético (213-200 Ma)	Sierra de Varas
CPV-15-352	Arenisca	Sierra de Varas	Nórico – Rético (213-200 Ma)	Sierra de Varas
CPV-15-366	Arenisca	Sierra de Varas	Nórico – Rético (213-200 Ma)	Sierra de Varas
CPV-15-367	Arenisca	Sierra de Varas	Nórico – Rético (213-200 Ma)	Sierra de Varas
CPV-15-369	Arenisca	Sierra de Varas	Nórico – Rético (213-200 Ma)	Sierra de Varas
CPV-15-378	Arenisca conglomerádica	Sierra de Varas	Nórico – Rético (213-200 Ma)	Sierra de Varas
CPV-15-393	Arenisca	Sierra de Varas	Nórico – Rético (213-200 Ma)	Sierra de Varas
CPV-15-398	Arenisca	Sierra de Varas	Nórico – Rético (213-200 Ma)	Sierra de Varas
CPV-15-402	Arenisca	Sierra de Varas	Nórico – Rético (213-200 Ma)	Sierra de Varas

5.1.1. Componentes del esqueleto.

5.1.1.1. Cuarzo.

La cantidad de granos de cuarzo es bastante abundante en la mayoría de las muestras descritas, con porcentajes que van desde 19% hasta un 58%, y un promedio de 38,1%. De este porcentaje, la mayoría corresponde a cuarzo monocristalino (Qm), ya que la presencia de cuarzo policristalino es casi nula. Este último solo se observa en cuatro muestras y con porcentajes muy bajos. Los granos de cuarzo monocristalino tienen tamaños que van entre los 0,08 mm hasta los 2,1 mm, con un promedio aproximado de 0,6 mm. Presentan un aspecto limpio y en la mayoría de los casos su extinción es recta. Su redondez varía entre granos angulosos y subredondeados (Fotomicrografía 5.1), mientras que su esfericidad es subdiscoidal a subprimoidal.



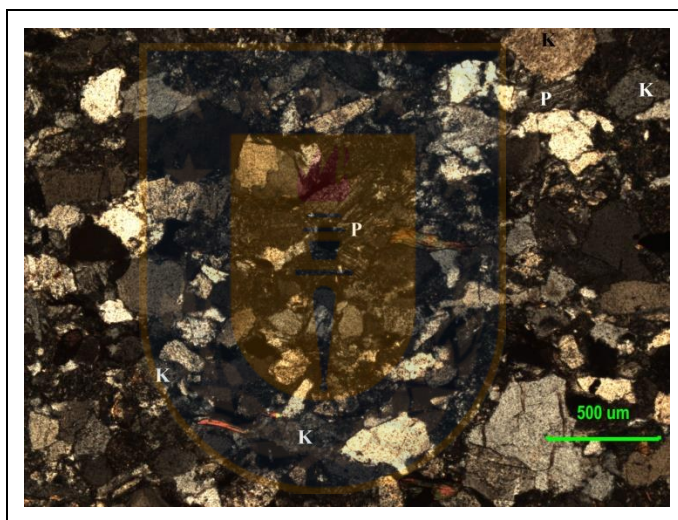
Fotomicrografía 5.1: Granos de cuarzo monocristalinos (Qm) subangulosos.

5.1.1.2. Feldespatos.

Los feldespatos son el componente principal menos abundante en las areniscas descritas en este estudio. El promedio de este grupo de minerales corresponde a un 19,4%, del cual el 15,9% corresponde a granos de plagioclasa (P) y el 3,5% a granos de feldespato potásico (K).

Todas las rocas pertenecientes a la Formación Quebrada del Salitre contienen al menos un tipo de feldespato.

El porcentaje de granos de plagioclasa varía en las muestras descritas desde un 3% hasta un 37%. El tamaño de este tipo de clastos va desde los 0,15 mm hasta los 6 mm, y tienen un promedio de 0,3 mm. En general se distinguen de los granos de cuarzo porque presentan un aspecto más sucio que este último, ya que comúnmente están alteradas a arcillas, como también a sericita y calcita. En algunos casos presentan maclas polisintéticas (Fotomicrografía 5.2) y en otros muestran zonación. Su redondez varía de subangulosas a subredondeadas y su esfericidad de prismoidal a subdiscoidal.



Fotomicrografía 5.2: Granos de plagioclasa (P) con macla polisintética y granos de feldespato potásico (K).

Los clastos de feldespato potásico solo están presentes en las muestras CPV-15-305, CPV-15-316, CPV-15-318, CPV-15-324 y CPV-15-325, con porcentajes que varían desde un 2% hasta un 13%. Los tamaños van desde los 0,2 mm hasta los 0,7 mm, con un promedio de 0,4 mm. La mayoría de los granos se encuentran alterados a arcilla y solo algunos de ellos presentan perfitas. Su redondez va de subangulosos a subredondeados y su esfericidad de subprimoidal a subdiscoidal.

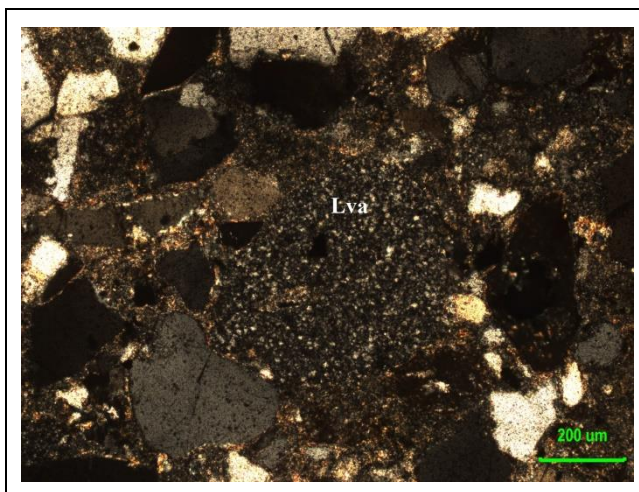
5.1.1.3. Líticos.

Los fragmentos de rocas son, en la mayoría de las muestras descritas, los componentes más abundantes, alcanzando un promedio de 42,5%. Los líticos volcánicos son los que se presentan en mayor cantidad, con un promedio de 40%, en mucha menor proporción destacan los líticos intrusivos con un 1,3%, los líticos de origen sedimentario con un 0,9% y finalmente, líticos metamórficos con un 0,4% de abundancia.

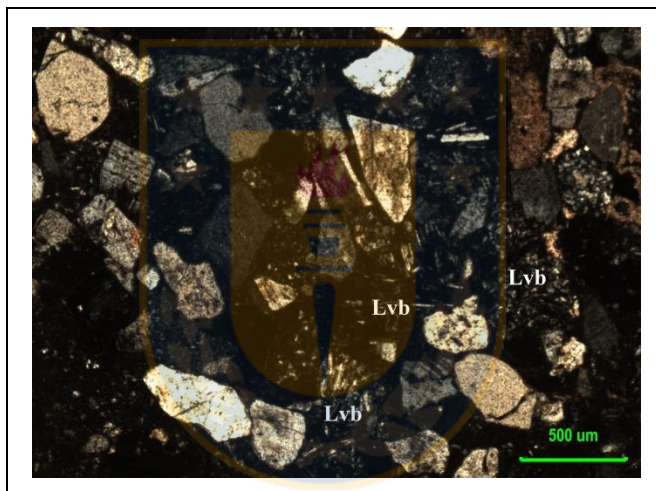
Los fragmentos volcánicos (Lv) varían en cantidades que van desde un 13% hasta un 62% y con un promedio, como se mencionó anteriormente, de un 40%. En cuatro de las muestras descritas la abundancia de los líticos volcánicos supera el 50%. Los fragmentos de rocas volcánicas presentan un tamaño que va desde los 0,3 mm hasta los 4 mm, con un promedio aproximado de 0,7 mm. La redondez de los líticos volcánicos va de subangulosos a subredondeados y su esfericidad de subprismoidales a subdiscoidales.

Los líticos volcánicos ácidos a intermedios (Lva) son los fragmentos más abundantes en la mayoría de las muestras, con valores que van desde 10% hasta un 43%, con un promedio de 24,3% (lo cual corresponde al 57,2% del total de los líticos volcánicos). Los líticos volcánicos ácidos a intermedios generalmente corresponden a fragmentos líticos con masa fundamental felsosídica (Fotomicrografía 5.3), los cuales en algunos casos poseen fenocristales de cuarzo y/o plagioclasa y cuya composición más probable corresponde a dacitas o riolitas.

Los líticos volcánicos básicos a intermedios (Lvb), a diferencia de los Lva, alcanzan porcentajes de abundancia bastante bajos, ya que solo se encuentran en dos de las muestras descritas. Sus valores van entre 0% y 5%, y su promedio corresponde a un 0,8%, lo cual representa el 1,9% del total de los líticos volcánicos. Como se detalla en la tabla 4.1, los Lvb corresponden a líticos volcánicos de composición probablemente andesítica que generalmente presentan pequeñas plagioclasas orientadas (Fotomicrografía 5.4), gran cantidad de minerales opacos, algo de vidrio volcánico y algunas veces se reconocen fenocristales de plagioclasa.



Fotomicrografía 5.3: Fragmento de lítico volcánico ácido (Lva).

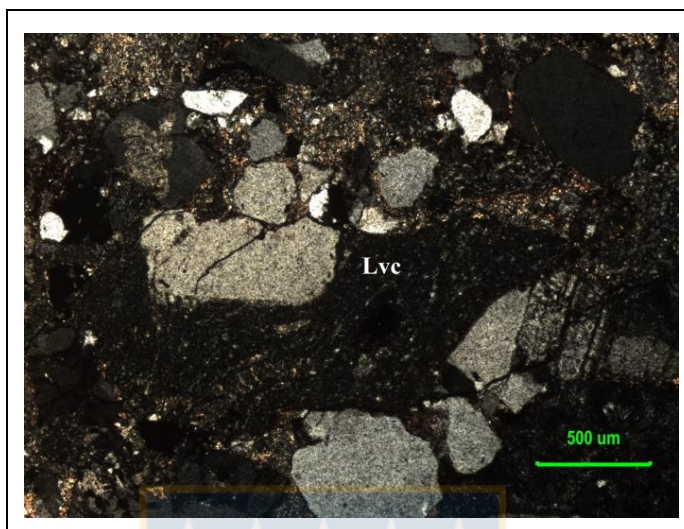


Fotomicrografía 5.4: Lítico volcánico básico a intermedio (Lvb) con pequeñas plagioclasas orientadas.

Los líticos volcanoclásticos (Lvc) se encuentran presentes en tres de las muestras descritas, con valores que varían entre un 0% y un 8%, con un promedio de 1,5%. Se caracterizan por tener fenoclastos rotos y angulosos (Microfotografía 5.5), una matriz de vidrio que a veces contiene esquirlas aplanadas y/u orientadas, incluso en algunos casos contienen líticos volcánicos.

Los líticos volcánicos indeterminados (Lvi) son los líticos más abundantes después de los Lva y corresponden a fragmentos de rocas volcánicas en los que no es posible reconocer su masa

fundamental. Estos líticos se encuentran en siete de las muestras analizadas, su porcentaje de abundancia varía entre 0% y 30%, con un promedio del 12%.



Fotomicrografía 5.5: Lítico volcanoclástico (Lvc) con fenoclasto de cuarzo.

Los líticos intrusivos (Li) se reconocen en considerable menor abundancia que los líticos volcánicos y corresponden a rocas plutónicas con textura hipidiomórfica granular (Microfotografía 5.6) o rocas hipabisales de composiciones ácidas a intermedias. Están representados en solo tres de las ocho muestras descritas y su abundancia varía entre 0% y 4%, con un promedio de 1,3%.



Fotomicrografía 5.6: Lítico intrusivo (Li) formado por fenocristales de cuarzo y biotita.

Los líticos sedimentarios (Ls) solo representan un 0,9% de los componentes de las muestras descritas en este grupo y corresponden a fragmentos de rocas siliciclásticas de grano medio-fino, formadas principalmente por granos de cuarzo y feldespatos.

Por último, y en menor abundancia, se reconocen los líticos metamórficos (Lm). Estos corresponden a fragmentos de rocas foliadas como filitas y esquistos, y su abundancia es de 0,4%.

5.1.2. Clasificación de las Areniscas de la Formación Quebrada del Salitre.

A continuación se clasifican textural y composicionalmente las ocho muestras descritas en este grupo.

5.1.2.1. Clasificación textural.

En primer lugar se calculan los porcentajes de cada componente, según su granulometría (limo, arena y grava), para cada una de las muestras descritas (los porcentajes se muestran en la tabla 5.2).

Tabla 5.2: Porcentajes de los componentes granulométricos y clasificación textural (Folk y otros, 1970) para cada muestra de la Formación Quebrada del Salitre.				
Muestra	% Grava	% Arena	% Fango	Clasificación textural
CPV-15-304	0	97	3	Arenisca
CPV-15-305	2	91	7	Arenisca
CPV-15-308	0	97	3	Arenisca
CPV-15-316	1	97	2	Arenisca
CPV-15-318	0	100	0	Arenisca
CPV-15-321	0	100	0	Arenisca
CPV-15-324	1	97	2	Arenisca
CPV-15-325	0	99	1	Arenisca

Estos datos se ubican en el diagrama ternario de Folk y otros (1970) (Figura 5.1), el cual clasifica a las rocas siliciclásticas texturalmente de acuerdo al tamaño de sus granos. Los porcentajes promedio del tamaño de grano para las muestras descritas son: 2,3% de limo,

97,2% de arena y un 0,5% de grava. Las ocho muestras clasifican como areniscas, por lo que todas ellas están representadas en el óvalo celeste).

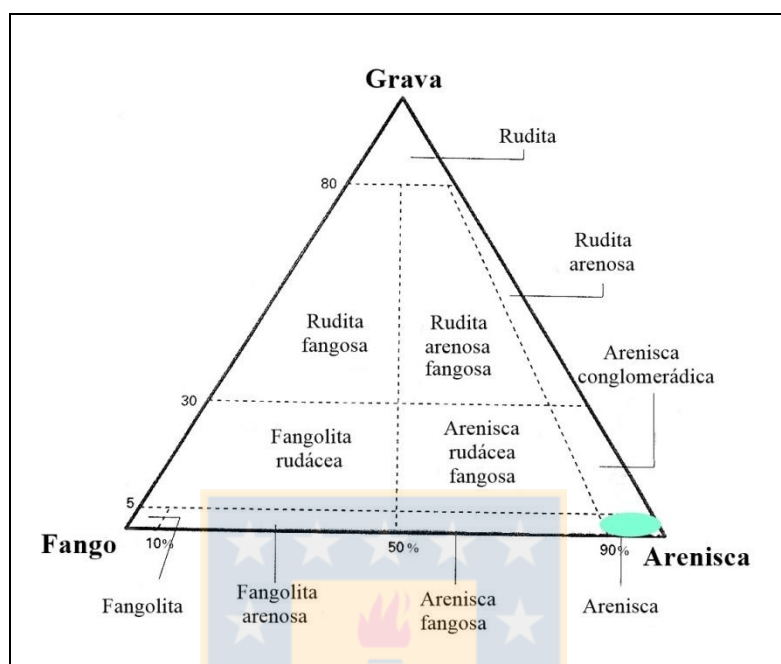


Figura 5.1: Diagrama ternario de clasificación textural para las rocas siliciclásticas de la Formación Quebrada del Salitre. Traducido de Folk y otros, 1970.

5.1.2.2. Clasificación composicional.

Para la clasificación composicional se realiza el mismo procedimiento que para la clasificación textural. Primero se calculan y normalizan los porcentajes de los componentes principales (cuarzo, feldespatos y líticos) (tabla 5.3), para luego llevar estos datos al diagrama ternario de Folk y otros (1970) (Figura 5.2).

Los porcentajes normalizados de cuarzo varían entre 20% y 58%, con un promedio de un 38,1%. El porcentaje normalizado de los granos de feldespato (granos de plagioclasa + granos de feldespato potásico) está por debajo en comparación a los granos de cuarzo. Sus porcentajes normalizados varían entre 5% y 52%, con una media de 19,4%. Finalmente, los líticos son el componente predominante en la mayoría de las muestras descritas, con porcentajes normalizados que van desde 13% hasta 62%, con un valor promedio de 42,5%.

Tabla 5.3: Porcentajes de los componentes composicionales y clasificación composicional (Folk y otros, 1970) para cada muestra de la Formación Quebrada del Salitre.

Muestra	% Cuarzo	% Feldespato	% Líticos	Clasificación composicional
CPV-15-304	20	21	59	Litarenita feldespática
CPV-15-305	33	5	62	Litarenita
CPV-15-308	58	13	29	Litarenita feldespática
CPV-15-316	46	22	32	Litarenita feldespática
CPV-15-318	36	8	56	Litarenita
CPV-15-321	26	13	61	Litarenita
CPV-15-324	51	21	28	Litarenita feldespática
CPV-15-325	35	52	13	Arcosa

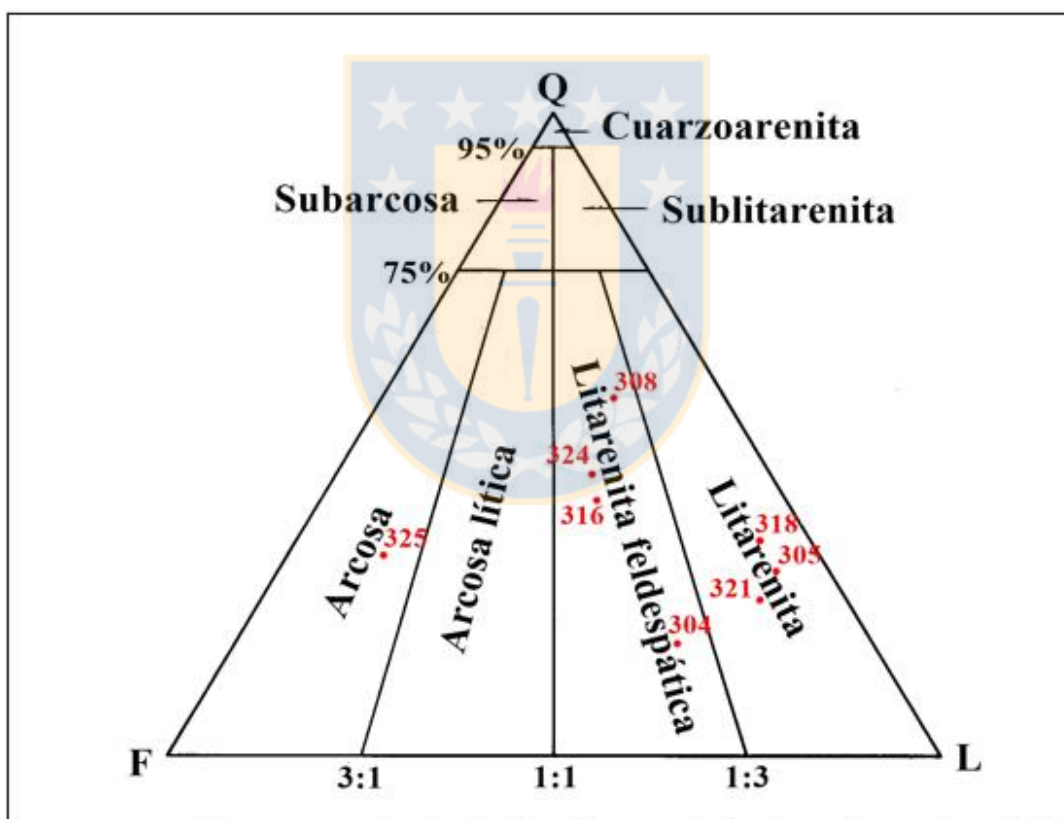


Figura 5.2: Diagrama ternario de clasificación composicional para las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre. Traducido de Folk y otros, 1970.

Conforme a los porcentajes composicionales normalizados anteriormente detallados, tres de las muestras descritas clasifican como litarenitas, cuatro como litarenitas feldespáticas y solo una muestra corresponde a arcosa. Todas las litarenitas clasifican como volcarenitas o arenitas

volcánicas según el diagrama auxiliar de Folk y otros (1970) (Figura 5.3, óvalo rojo representa a todas las muestras).

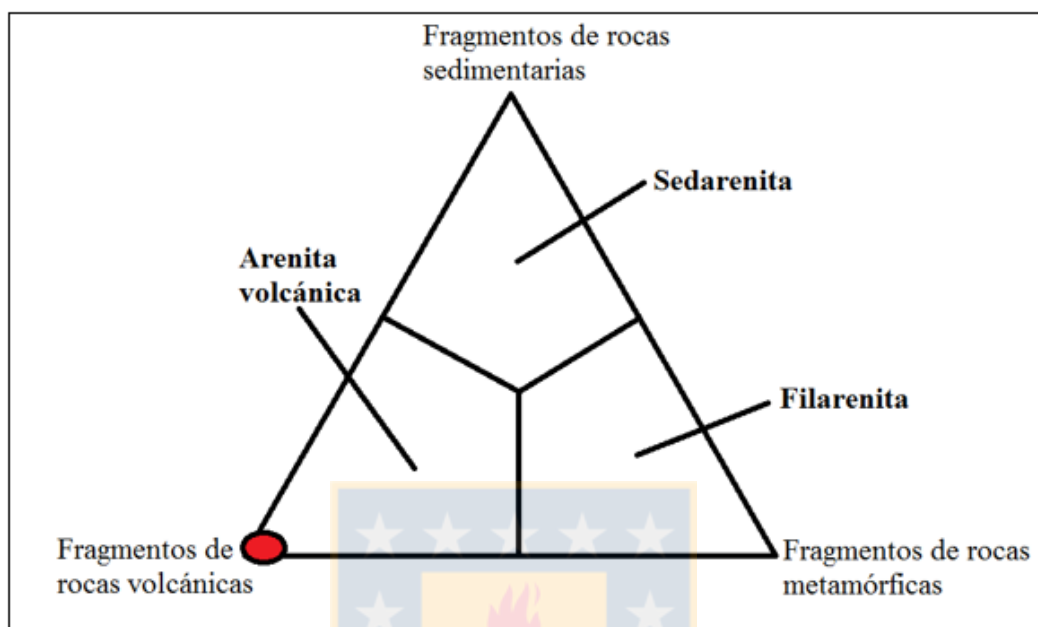


Figura 5.3: Diagrama ternario auxiliar de clasificación composicional de los líticos para las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre. Traducido de Folk y otros, 1970.

5.1.3. Proveniencia de las Areniscas de la Formación Quebrada del Salitre.

Los resultados del conteo modal según el método de Gazzi-Dickinson se encuentran en las tablas del Anexo 2. En el capítulo 4.3. se describieron con mayor detalle los cuatro diagramas para discriminar el ambiente tectónico de proveniencia utilizados en este trabajo y específicamente en este capítulo.

En la tabla 5.4 se detallan los porcentajes normalizados de Qt, F y L utilizados en el triángulo QtFL (Figura 5.4) con énfasis en la madurez de las areniscas. En este diagrama seis de las ocho muestras se ubican en el campo de orógeno reciclado, mientras que en el área de transición de arco solo se ubica la muestra CPV-15-304 y en el campo de arco seccionado solo se encuentra la muestra CPV-15-325.

Tabla 5.4: Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Quebrada del Salitre para el diagrama QtFL.

Muestra	% Qt	%F	%L
CPV-15-304	17,0	27,8	55,2
CPV-15-305	50,7	0,5	48,8
CPV-15-308	62,5	10	27,5
CPV-15-316	49,4	21,6	29
CPV-15-318	47	5,5	47,5
CPV-15-321	36,7	2,7	60,6
CPV-15-324	52,3	25,2	22,5
CPV-15-325	47,2	36,4	16,4

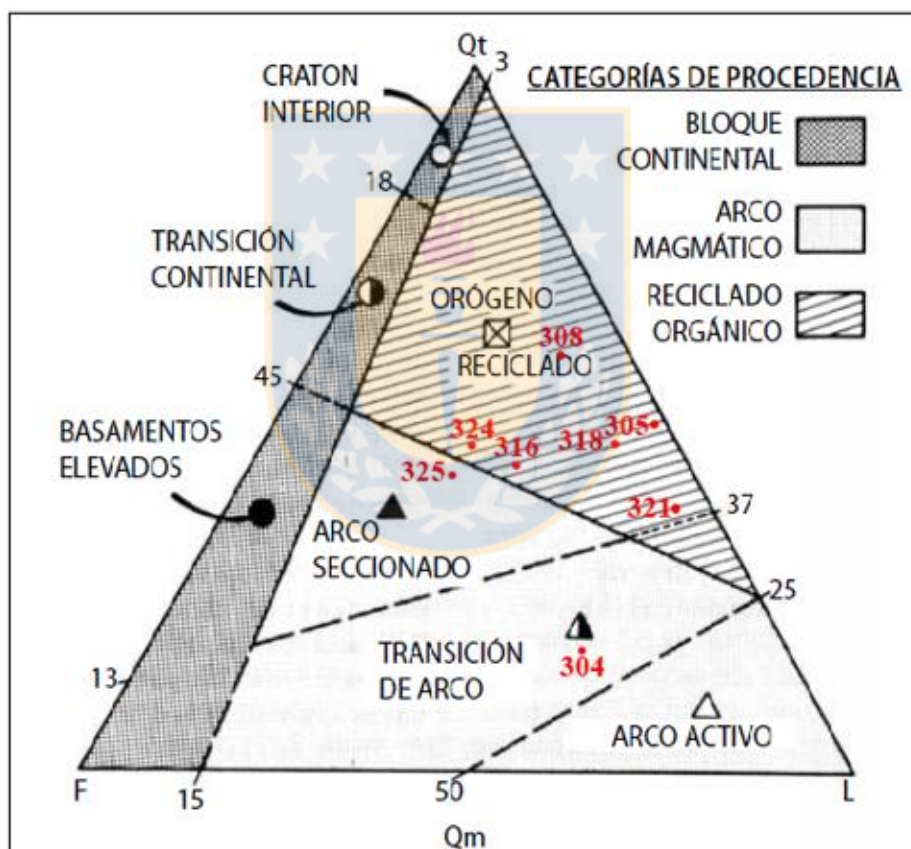


Figura 5.4: Diagrama ternario QtFL para las muestras de la Formación Quebrada del Salitre. Modificado de Dickinson y otros, 1983.

En la tabla 5.5 se detallan los porcentajes normalizados de Qm, F y L utilizados en el diagrama QmFL (Figura 5.5) con énfasis en la roca fuente. En este triángulo (Figura 5.5.) la distribución de las muestras analizadas es un poco más heterogénea que para el triángulo

anterior (QtFL, Figura 5.4). En el área denominada reciclado cuarzoso se ubica la muestra CPV-15-308, mientras que en el campo reciclado transicional se encuentran las muestras CPV-15-305, CPV-15-318 y CPV-15-321. Hacia el centro del diagrama, la muestra CPV-15-316 se ubica en el campo de mezcla, pero hacia el límite del área de arco seccionado. En esta demarcación entre ambas áreas se posiciona la roca CPV-15-325. Finalmente, en el campo transición de arco solo se ubica la muestra CPV-15-304.

Tabla 5.5: Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Quebrada del Salitre para el diagrama QmFL.

Muestras	% Qm	% F	% L
CPV-15-304	16,9	27,8	55,3
CPV-15-305	50,7	0,5	48,8
CPV-15-308	61,7	10,2	28,1
CPV-15-316	47,1	22,6	30,3
CPV-15-318	47	5,5	47,5
CPV-15-321	36,7	2,7	60,6
CPV-15-324	49,9	26,5	23,6
CPV-15-325	47,2	36,4	16,4

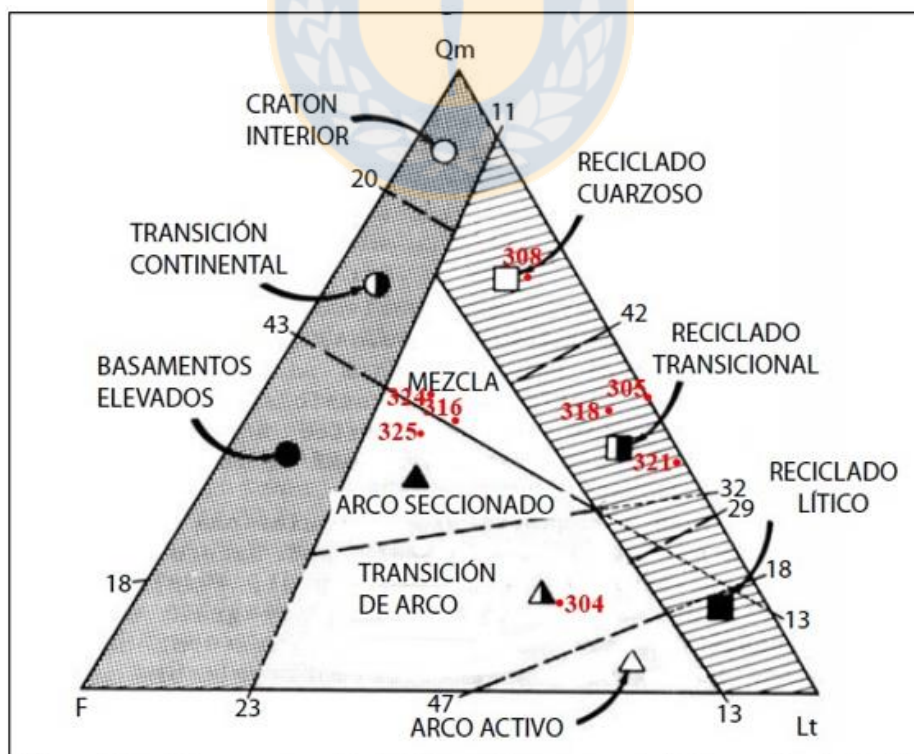


Figura 5.5: Diagrama ternario QmFL para las muestras de la Formación Quebrada del Salitre. Modificado de Dickinson y otros, 1983.

La tabla 5.6 detalla los porcentajes normalizados de Qp, Lv y Ls graficados en el diagrama ternario QpLvLs (Figura 5.6) con énfasis en la naturaleza de los fragmentos líticos. En este diagrama (Figura 5.6) la totalidad de las muestras analizadas se ubican en el campo de arcos orogénicos, ya que prácticamente la totalidad de los líticos que componen a estas areniscas tienen origen volcánico.

Tabla 5.6: Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Quebrada del Salitre para el diagrama QpLvLs.

Muestras	% Qp	% Lv	% Ls
CPV-15-304	0,4	99,6	0,0
CPV-15-305	0,0	100	0,0
CPV-15-308	7,0	93	0,0
CPV-15-316	5,6	87,1	7,3
CPV-15-318	0,0	100	0,0
CPV-15-321	0,0	100	0,0
CPV-15-324	17,3	82,7	0,0
CPV-15-325	0,0	96,1	3,1

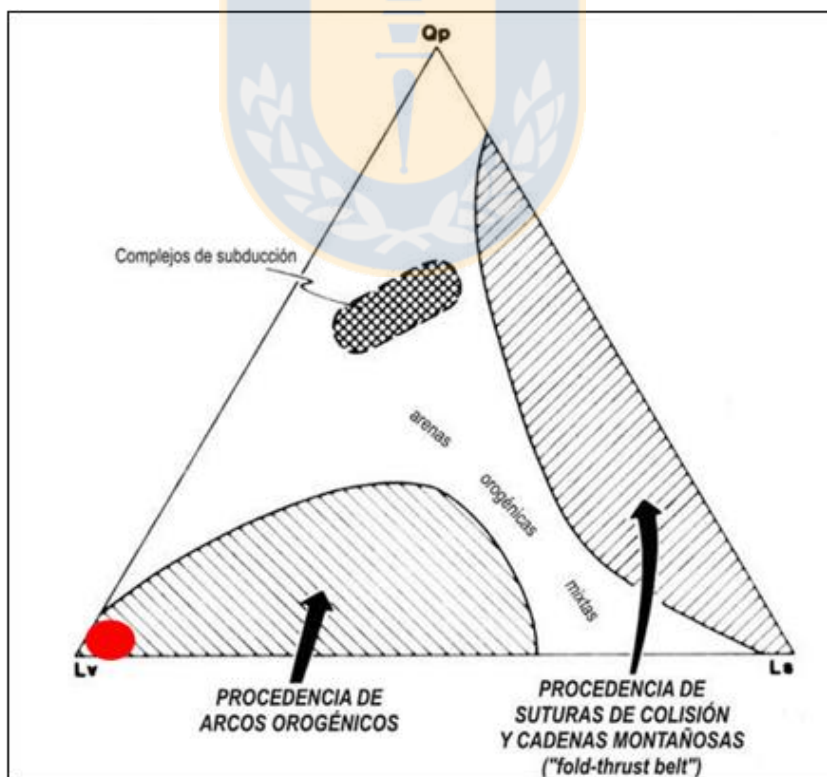


Figura 5.6: Diagrama ternario QpLvLs para las muestras de la Formación Quebrada del Salitre. El óvalo rojo representa a todas las muestras. Modificado de Dickinson y otros, 1983.

En la tabla 5.7 se detallan los porcentajes normalizados de Qm, P y K utilizados en el triángulo QpPK (Figura 5.7) con énfasis en la composición de los granos monominerales. En este diagrama (Figura 5.7) se observa que las muestras CPV-15-304, CPV-324 y CPV-15-325 se posicionan en el campo de arcos magmáticos y al igual que en algunos de los diagramas anteriores la muestra CPV-15-316 se encuentra muy cercano al límite de esta área. Las cuatro muestras restantes se ubican en el sector de bloque continental.

Tabla 5.7: Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Quebrada del Salitre para el diagrama QmPK.			
Muestras	% Qm	% P	% K
CPV-15-304	37,7	62,3	0,0
CPV-15-305	99,0	1,0	0,0
CPV-15-308	85,8	14,2	0,0
CPV-15-316	67,6	29,8	2,6
CPV-15-318	89,5	10,5	0,0
CPV-15-321	93,1	6,9	0,0
CPV-15-324	65,3	30,3	4,4
CPV-15-325	56,4	30	13,6

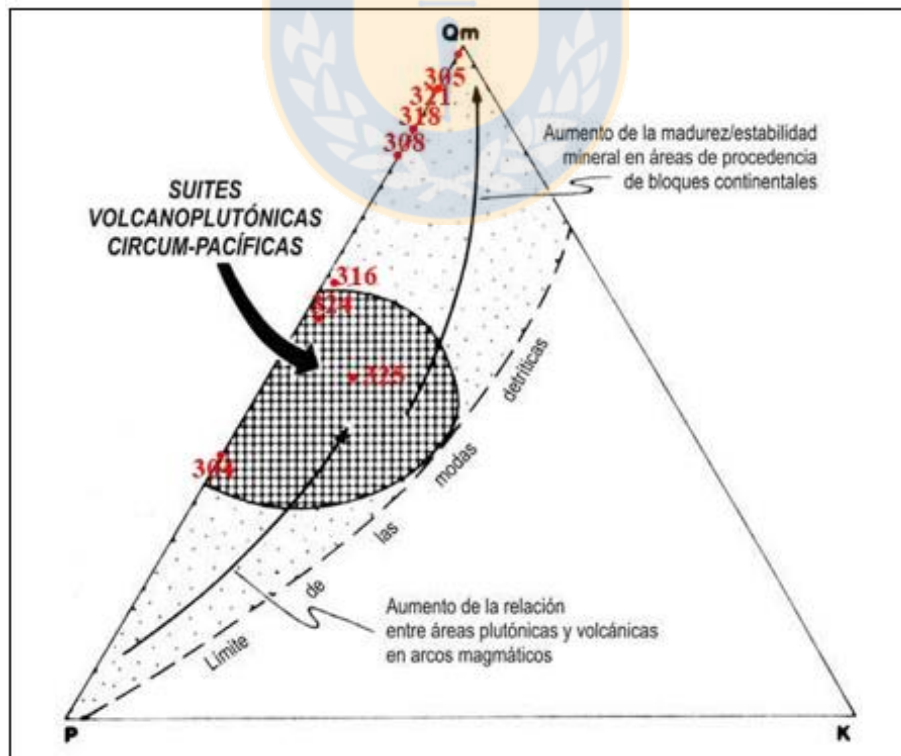


Figura 5.7: Diagrama ternario QpPK para las muestras de la Formación Quebrada del Salitre. Modificado de Dickinson y otros, 1983.

5.2. FORMACIÓN SIERRA DE VARAS.

A continuación se detallan las características y componentes principales de las 11 rocas siliciclásticas descritas en esta parte del estudio, los cuales fueron analizados durante la descripción petrográfica y el conteo de puntos. Los componentes de las areniscas corresponden a los tres vértices del diagrama de clasificación composicional de Folk y otros (1970), es decir, cuarzo, feldespatos y líticos

5.2.1. Componentes del esqueleto.

5.2.1.1. Cuarzo.

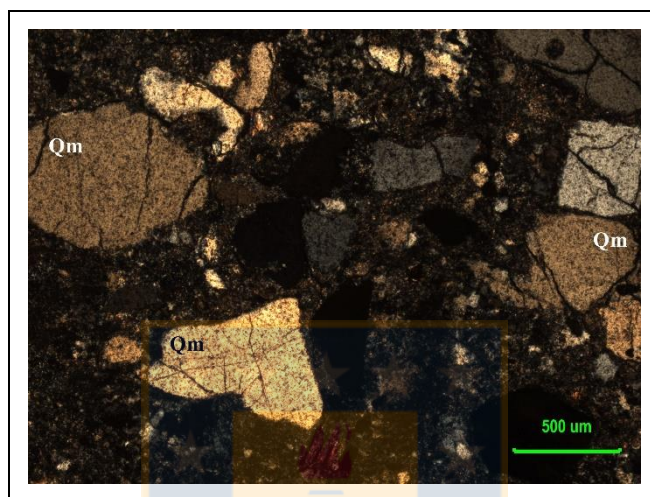
La cantidad de granos de cuarzo de las muestras descritas es variable, con porcentajes que van desde 3% hasta un 56%, y un promedio de 32,1%. De este porcentaje, el total corresponde a cuarzo monocristalino (Qm), ya que la presencia de cuarzo policristalino es nula en este grupo de muestras. Los granos de cuarzo monocristalino tienen tamaños que van entre los 0,08 mm hasta los 2,8 mm, con un promedio aproximado de 0,7 mm. Presentan un aspecto limpio (Fotomicrografía 5.7) y en la mayoría de los casos su extinción es recta. Su redondez varía entre granos angulosos y subredondeados, mientras que su esfericidad es subdiscoidal a subprimoidal.

5.2.1.2. Feldespatos.

Los feldespatos son el componente principal menos abundante en las areniscas descritas en este grupo. El porcentaje promedio de este conjunto de minerales en las muestras analizadas, corresponde a un 11,5% del cual el 9,1% pertenece a granos de plagioclasa (P) y el 2,4% a granos de feldespato potásico (K). Las muestras CPV-15-342, CPV-15-367 y CPV-15-378 son las únicas que no contienen ningún tipo de feldespato.

Los granos de plagioclasa están presentes en siete de las muestras descritas y su abundancia va desde un 0% hasta un 37%. El tamaño de este tipo de clastos va desde los 0,15 mm hasta los 6

mm, y tienen un promedio de 0,3 mm. En general se distinguen de los granos de cuarzo porque presentan un aspecto más sucio (Fotomicrografía 5.8) que este último, ya que comúnmente están alteradas a arcillas, como también a sericita y calcita. En algunos casos presentan maclas polisintéticas y en otros muestran zonación. Su redondez varía de subangulosas a subredondeadas y su esfericidad de prismoidal a subdiscoidal.

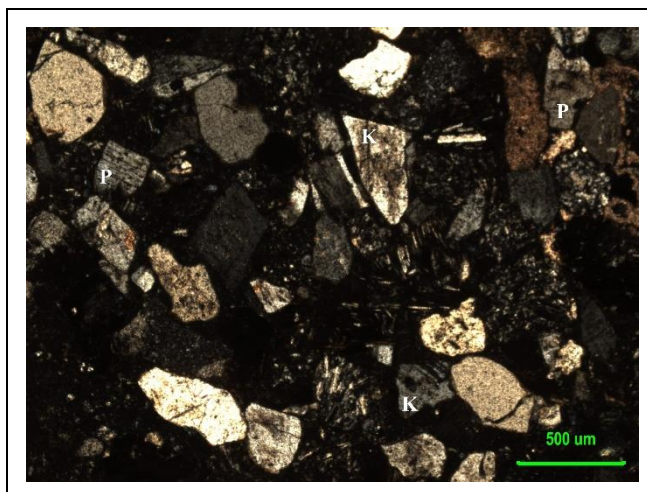


Fotomicrografía 5.7: Granos de cuarzo monocristalinos subangulosos. (Qm)

Los clastos de feldespato potásico solo están presentes en las muestras CPV-15-346, CPV-15-352 y CPV-15-402, con porcentajes que varían desde un 0% hasta un 13%. Los tamaños van desde los 0,2 mm hasta los 0,7 mm, con un promedio de 0,4 mm. La mayoría de los granos se encuentran alterados a arcilla y solo algunos de ellos presentan pertitas (Fotomicrografía 5.8). Su redondez va de subangulosos a subredondeados y su esfericidad de subprimoidal a subdiscoidal.

5.2.1.3. Líticos.

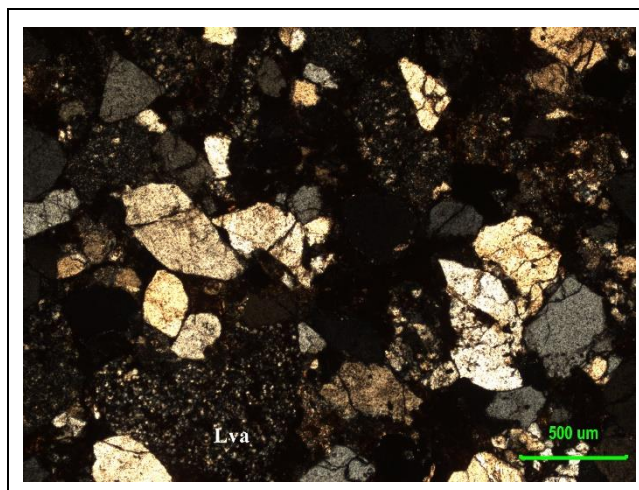
Los fragmentos de rocas son, en la mayoría de las muestras descritas, los componentes más abundantes, alcanzando un promedio de 56,4%. Los líticos volcánicos son los que se presentan en mayor cantidad, con un promedio de 52,3%, en mucha menor proporción destacan los líticos de origen sedimentario con un 2,9% y finalmente, líticos intrusivos con 1,3% de abundancia.



Fotomicrografía 5.8: Granos de plagioclasa (P) con macla polisintética y granos de feldespato potásico (K).

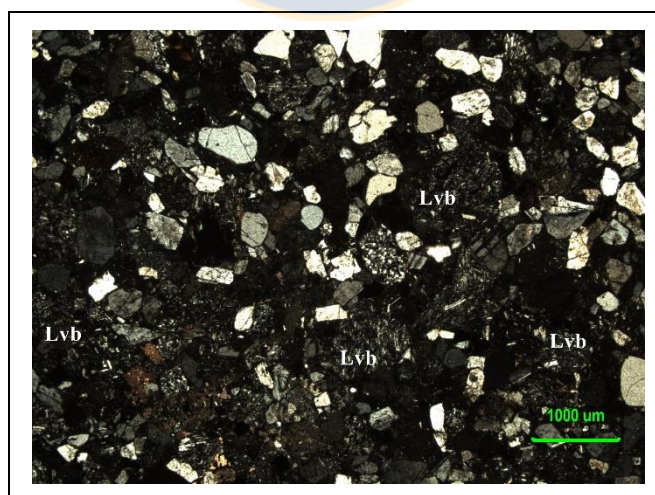
Los fragmentos volcánicos (Lv) varían en cantidades que van desde un 30% hasta un 73% y con un promedio, como se mencionó anteriormente, de un 52,3%. En seis de las muestras descritas la abundancia de los líticos volcánicos supera el 50%. Los fragmentos de rocas volcánicas presentan un tamaño que va desde los 0,3 mm hasta los 2,8 mm, con un promedio aproximado de 0,7 mm. En este promedio no se consideran dos de las 11 muestras analizadas, ya que poseen clastos volcánicos que superan los tamaños mencionados. Por ejemplo, la muestra CPV-15-378 (arenisca conglomerádica) tiene clastos que alcanzan los 8 mm. La redondez de los líticos volcánicos va de subangulosos a subredondeados y su esfericidad de subprismoidales a subdiscoidales.

Los líticos volcánicos ácidos a intermedios (Lva) son los fragmentos más abundantes en la mayoría de las muestras, con valores que van desde 8% hasta un 54%, con un promedio de 28,6% (lo cual corresponde al 56,2% del total de los líticos volcánicos). Los líticos volcánicos de composición ácida a intermedia generalmente corresponden a fragmentos líticos con masa fundamental felsosídica (Fotomicrografía 5.9), los cuales en algunos casos poseen fenocristales de cuarzo y/o plagioclasa y cuya composición más probable corresponde a riolitas o dacitas.



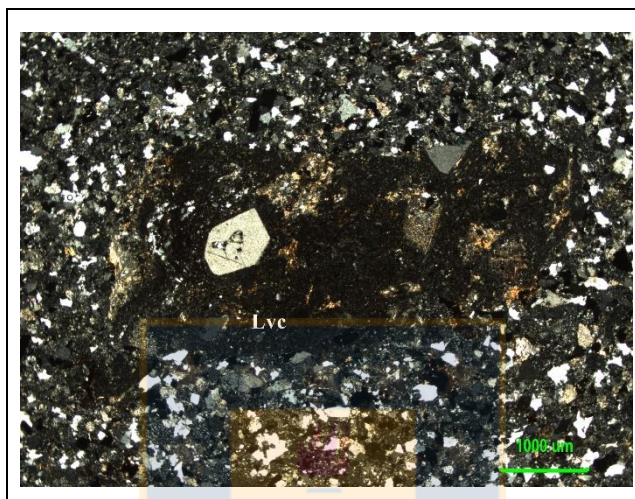
Fotomicrografía 5.9: Fragmento de lítico volcánico ácido (Lva) con masa fundamental felsosídica.

Los líticos volcánicos de composición básica a intermedia (Lvb), a diferencia de los Lva, alcanzan porcentajes de abundancia bastante bajos, ya que solo se encuentran en una de las muestras descritas. Su promedio corresponde a un de 7,6%, lo cual representa el 14,9% del total de los líticos volcánicos. Como se detalla en la tabla 4.1, los Lvb corresponden a líticos volcánicos de composición probablemente andesítica que generalmente presentan pequeñas plagioclasas orientadas (Fotomicrografía 5.10), gran cantidad de minerales opacos, algo de vidrio volcánico y algunas veces se reconocen fenocristales de plagioclasa.



Fotomicrografía 5.10: Lítico volcánico básico a intermedio (Lvb) con pequeñas plagioclasas orientadas.

Los líticos volcanoclásticos (Lvc) son los líticos más abundantes después de los Lva. Se encuentran presentes en cuatro de las muestras descritas, con valores que varían entre 0% y 46%, con un promedio de 12,4%. Se caracterizan por tener fenoclastos rotos y angulosos (Microfotografía 5.11), una matriz de vidrio que a veces contiene esquirlas aplanadas y/u orientadas, incluso en algunos casos contienen líticos volcánicos.



Fotomicrografía 5.11: Lítico volcanoclástico (Lvc) con fenoclasto de cuarzo.

Los líticos volcánicos indeterminados (Lvi) corresponden a fragmentos de rocas volcánicas en los que no es posible reconocer su masa fundamental. Estos líticos se encuentran solo en una de las muestras analizadas, por lo que su porcentaje de abundancia entre este grupo de rocas solo alcanza el 2,3%.

Los líticos sedimentarios (Ls) solo representan un 2,9% de los componentes de las muestras descritas y corresponden a fragmentos de rocas siliciclásticas de grano medio-fino, formadas principalmente por granos de cuarzo y feldespatos.

Por último, y en menor abundancia, se reconocen los líticos intrusivos (Li). Estos corresponden a rocas hipabisales de composiciones ácidas a intermedias, cuyo porcentaje de abundancia es de 1,3%.

5.2.2. Clasificación de las Areniscas de la Formación Sierra de Varas.

A continuación se clasifican textural y composicionalmente las 11 muestras descritas en esta sección.

5.2.2.1. Clasificación textural.

En primer lugar se calculan los porcentajes de cada componente, según su granulometría (limo, arena y grava), para cada una de las muestras descritas (los porcentajes de muestran en la tabla 5.8).

Tabla 5.8: Porcentajes de los componentes granulométricos y clasificación textural (Folk y otros, 1970) para cada muestra de la Formación Sierra de Varas.

Muestra	% Grava	% Arena	% Fango	Clasificación textural
CPV-15-335	0	100	0	Arenisca
CPV-15-342	0	92	8	Arenisca
CPV-15-346	0	98	2	Arenisca
CPV-15-352	4	96	0	Arenisca
CPV-15-366	0	98	2	Arenisca
CPV-15-367	0	98	2	Arenisca
CPV-15-369	0	98	2	Arenisca
CPV-15-378	12	85	3	Arenisca conglomerádica
CPV-15-393	2	93	5	Arenisca
CPV-15-398	0	98	2	Arenisca
CPV-15-402	2	98	0	Arenisca

Estos datos se ubican en el diagrama ternario de Folk y otros (1970) (Figura 5.8), el cual clasifica a las rocas siliciclásticas texturalmente de acuerdo al tamaño de sus granos. Los porcentajes promedio del tamaño de grano para las muestras son: 1,8% de limo, 95,8% de arena y un 2,4% de grava. Del total de las muestras solo una de ellas es una arenisca conglomerádica (CPV-15-378, óvalo morado), el resto de ellas clasifican como areniscas (están todas representadas en el óvalo celeste).

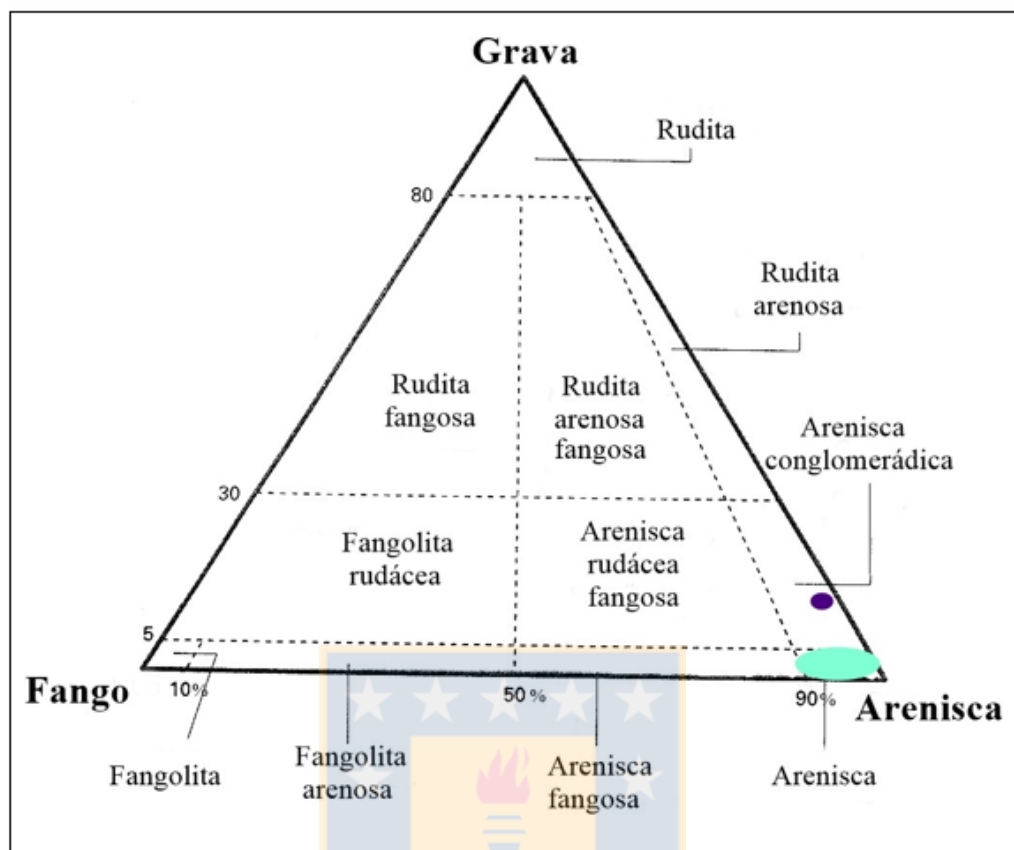


Figura 5.8: Diagrama ternario de clasificación textural para las rocas siliciclásticas de la Formación Sierra de Varas. Traducido de Folk y otros, 1970.

5.2.2.2. Clasificación composicional.

Para la clasificación composicional se realiza el mismo procedimiento que para la clasificación textural. Primero se calculan los porcentajes normalizados de los componentes principales (cuarzo, feldespatos y líticos) (tabla 5.9), para luego llevar estos datos al diagrama ternario de Folk y otros (1970) (Figura 5.9).

Los porcentajes normalizados de cuarzo varían entre 3% y 56%, con un promedio de un 32,1%. El porcentaje normalizado de los granos de feldespato (granos de plagioclasa + granos de feldespato potásico) está bastante por debajo en proporción a los granos de cuarzo, ya que tres de las muestras analizadas no poseen este componente. Sus porcentajes normalizados varían entre 0% y 38%, con una media de 11,5%. Finalmente, los líticos son el componente

predominante en la mayoría de las muestras descritas, con porcentajes normalizados que van desde 34% hasta 74%, con un valor promedio de 56,4%.

Tabla 5.9: Porcentajes de los componentes composicionales y clasificación composicional de las areniscas de la Formación Sierra de Varas (Folk y otros, 1970).

Muestra	% Cuarzo	% Feldespato	% Líticos	Clasificación composicional
CPV-15-335	3	38	59	Litarenita feldespática
CPV-15-342	26	0	74	Litarenita
CPV-15-346	45	5	50	Litarenita
CPV-15-352	7	21	72	Litarenita
CPV-15-366	49	17	34	Litarenita feldespática
CPV-15-367	56	0	44	Litarenita
CPV-15-369	52	10	38	Litarenita
CPV-15-378	58	0	42	Litarenita
CPV-15-393	22	4	74	Litarenita
CPV-15-398	27	3	70	Litarenita
CPV-15-402	8	31	61	Litarenita feldespática

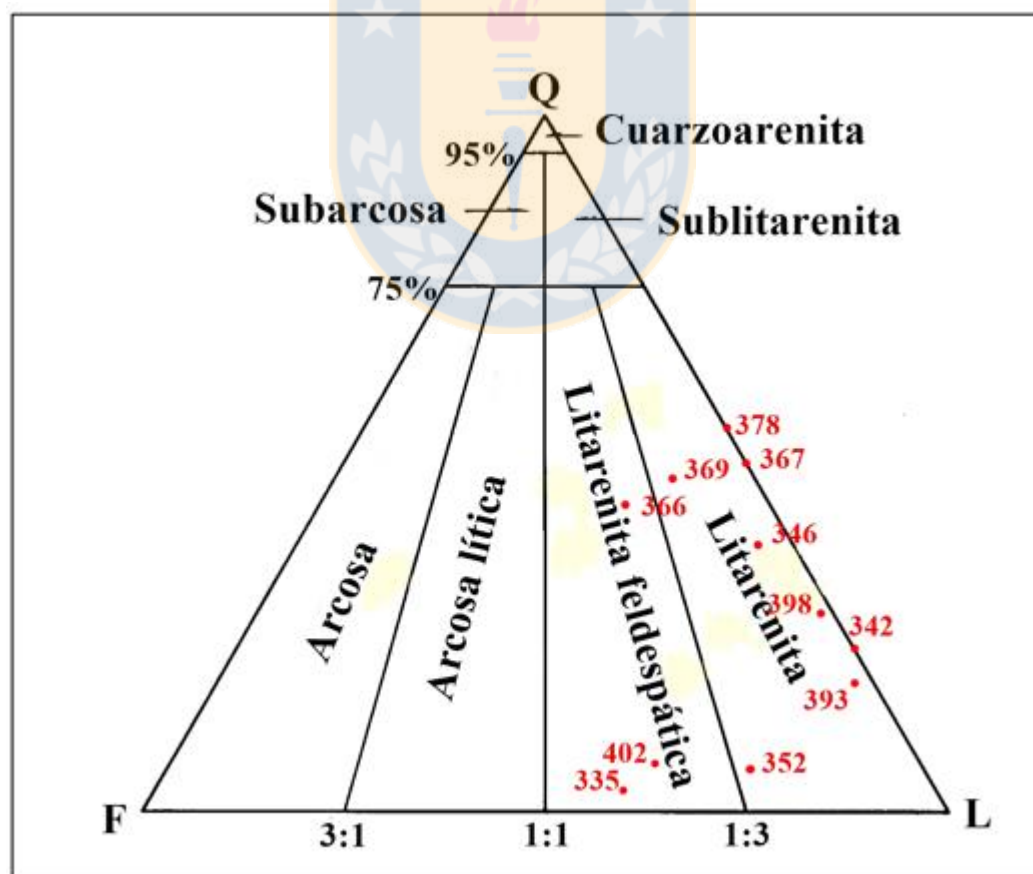


Figura 5.9: Diagrama ternario de clasificación composicional para las areniscas de la Formación Sierra de Varas. Traducido de Folk y otros, 1970.

Conforme a los porcentajes composicionales normalizados anteriormente detallados, ocho de las 11 muestras descritas clasifican como litarenitas y solo tres como litarenitas feldespáticas. Todas las litarenitas clasifican como volcarenitas o arenitas volcánicas según el diagrama auxiliar de Folk y otros (1970) (Figura 5.10, óvalo rojo representa a todas las muestras).

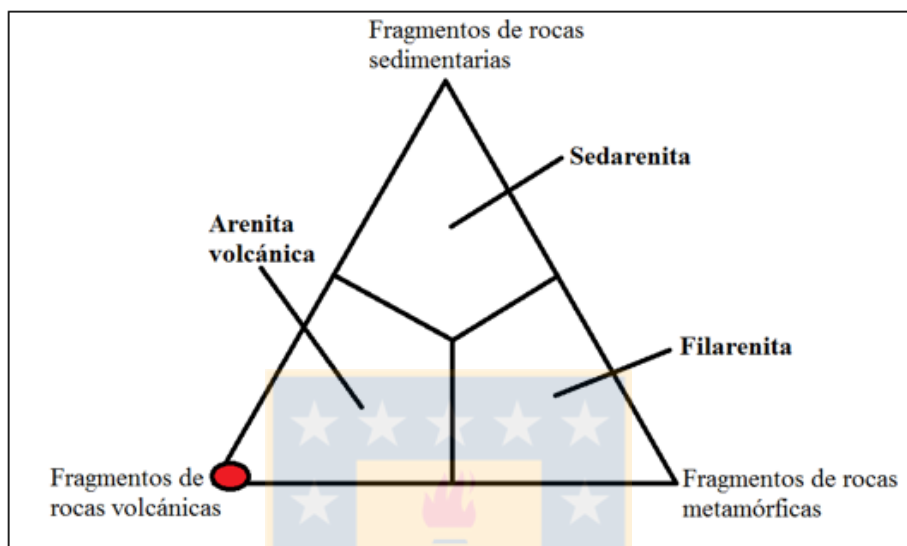


Figura 5.10: Diagrama ternario auxiliar de clasificación composicional de los líticos para las areniscas de la Formación Sierra de Varas. Traducido de Folk y otros, 1970.

5.2.3. Proveniencia de las Areniscas de la Formación Sierra de Varas.

Los resultados del conteo modal según el método de Gazzi-Dickinson se encuentran en las tablas del Anexo 2. En el capítulo 4.3. se describieron con mayor detalle los cuatro diagramas para discriminar el ambiente tectónico de proveniencia utilizados en este trabajo y específicamente en este capítulo.

En la tabla 5.10 se detallan los porcentajes normalizados de Qt, F y L utilizados en el triángulo QtFL (Figura 5.11) con énfasis en la madurez de las areniscas. En este diagrama (Figura 5.11) siete de las 11 muestras se ubican en el campo de orógeno reciclado. Sin embargo, la muestra CPV-15-393 se ubica en el límite con el área de transición de arco, sector en el que se posiciona la roca CPV-15-402 (cercana al límite con el campo de arco activo). Solo la muestra

CPV-15-366 se sitúa en el área de arco seccionado, mientras que las rocas CPV-15-335 y CPV-15-352 se posicionan en el sector de arco activo.

Tabla 5.10: Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Sierra de Varas para el diagrama QtFL.

Muestra	% Qt	% F	% L
CPV-15-335	0,8	44,5	54,7
CPV-15-342	35,6	0,0	64,4
CPV-15-346	65,9	1,0	33,1
CPV-15-352	5,5	27,5	67
CPV-15-366	41,1	23,3	35,6
CPV-15-367	55,3	1,1	43,6
CPV-15-369	44,7	11,2	43,8
CPV-15-378	67,7	0,0	32,3
CPV-15-393	31,1	4,4	64,5
CPV-15-398	52,2	7,3	40,5
CPV-15-402	6,8	41,5	51,7

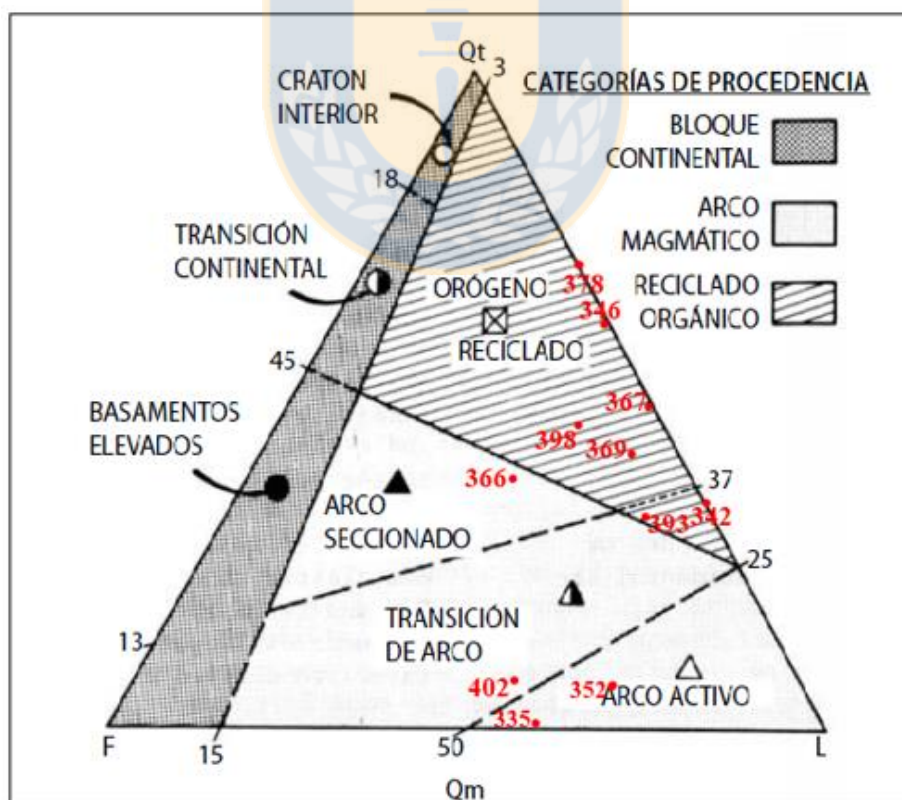


Figura 5.11: Diagrama ternario QtFL para las muestras de la Formación Sierra de Varas. Modificado de Dickinson y otros, 1983.

En la tabla 5.11 se detallan los porcentajes normalizados de Qm, F y L graficados en el triángulo QmFL (Figura 5.12) con énfasis en la roca fuente. La distribución de las muestras analizadas es un poco más variada que la del diagrama anterior (QtFL, Figura 5.11). En el sector reciclado cuarzoso solo se encuentra la muestra CPV-15-346. En el área denominada reciclado transicional se ubican la mayoría de las muestras (CPV-15-342, CPV-15-367, CPV-15-369, CPV-15-378 y CPV-15-398). En el campo reciclado lítico y cercana al límite del área reciclado transicional, se posiciona la roca CPV-15-393. En el sector arco seccionado, cercano al límite de mezcla, se encuentra la muestra CPV-15-366. Finalmente, en el área denominada transición de arco solo se ubica la roca CPV-15-402, mientras que el sector de arco activo se ubican las muestras CPV-15-335 y CPV-15-352.

Tabla 5.11: Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Sierra de Varas para el diagrama QmFL.

Muestras	% Qm	% F	% L
CPV-15-335	0,8	44,5	54,7
CPV-15-342	35,6	0,0	64,4
CPV-15-346	65,9	1,0	33,1
CPV-15-352	5,5	27,5	67
CPV-15-366	41,1	23,3	35,6
CPV-15-367	55,3	1,1	43,6
CPV-15-369	44,7	11,2	43,8
CPV-15-378	67,7	0,0	32,3
CPV-15-393	31,1	4,4	64,5
CPV-15-398	52,2	7,3	40,5
CPV-15-402	6,8	41,5	51,7

En la tabla 5.12 se detallan los porcentajes normalizados de Qp, Lv y Ls utilizados en el diagrama ternario QpLvLs (Figura 5.13) con énfasis en la naturaleza de los fragmentos líticos. La totalidad de las muestras analizadas se ubican en el campo de arcos orogénicos, ya que prácticamente la totalidad de los líticos que componen a estas areniscas tienen origen volcánico.

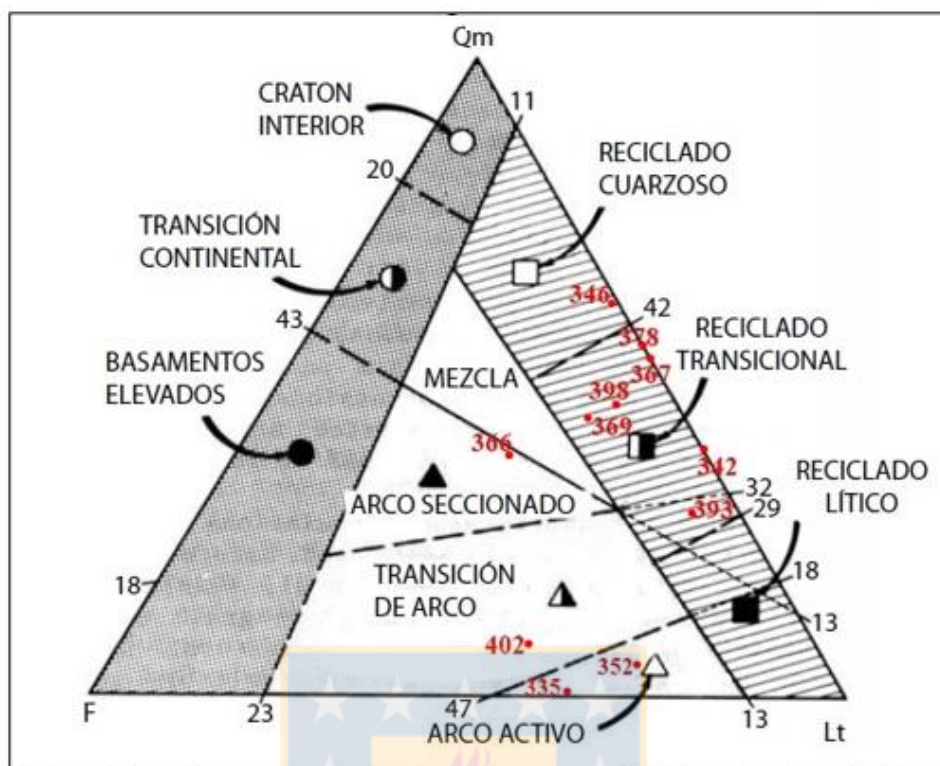


Figura 5.12: Diagrama ternario QmFL para las muestras de la Formación Sierra de Varas. Modificado de Dickinson y otros, 1983.

Tabla 5.12: Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Sierra de Varas para el diagrama QpLvLs.

Muestras	% Qp	% Lv	% Ls
CPV-15-335	0,0	100	0,0
CPV-15-342	0,0	96,6	3,4
CPV-15-346	0,0	100	0,0
CPV-15-352	0,0	100	0,0
CPV-15-366	0,0	100	0,0
CPV-15-367	0,0	100	0,0
CPV-15-369	0,0	100	0,0
CPV-15-378	0,0	100	0,0
CPV-15-393	0,0	100	0,0
CPV-15-398	0,0	100	0,0
CPV-15-402	0,0	100	0,0

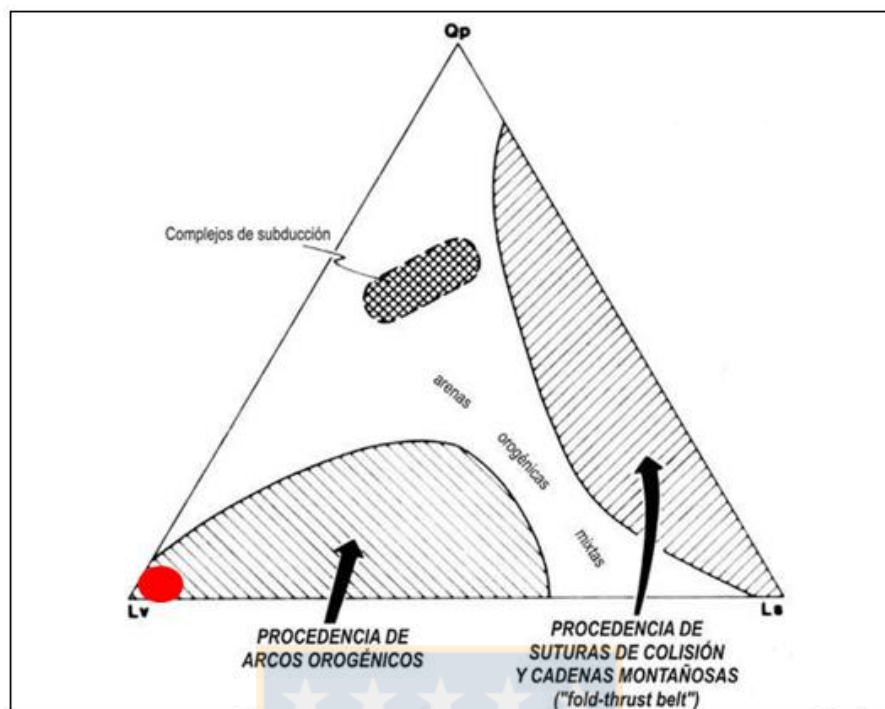


Figura 5.13: Diagrama ternario QpLvLs para las muestras de la Formación Sierra de Varas. El óvalo rojo representa a todas las muestras. Modificado de Dickinson y otros, 1983.

En la tabla 5.13 se detallan los porcentajes normalizados de Qm, P y K utilizados en el triángulo QpPK (Figura 5.14) con énfasis en la composición de los granos monomineales. En este diagrama (Figura 5.14) se observa que la muestra CPV-15-366 se posiciona en el campo de arcos magmáticos. La roca CPV-15-402 y CPV-15-352 se ubican fuera, pero cercanas al área de arcos magmáticos con mayor aporte volcánico, donde solo se encuentra CPV-15-335. El resto de las muestras se ubican en el sector de bloque continental.

Tabla 5.13: Porcentajes normalizados de las muestras descritas de la Formación Sierra de Varas para el diagrama QmPK.

Muestras	% Qm	% P	% K
CPV-15-335	1,7	98,3	0,0
CPV-15-342	100	0,0	0,0
CPV-15-346	98,5	0,0	1,5
CPV-15-352	16,7	62,8	20,5
CPV-15-366	63,9	36,1	0,0
CPV-15-367	98,1	1,9	0,0
CPV-15-369	80	20	0,0
CPV-15-378	100	0,0	0,0
CPV-15-393	87,6	12,4	0,0
CPV-15-398	87,8	12,2	0,0
CPV-15-402	14,1	66,6	19,3

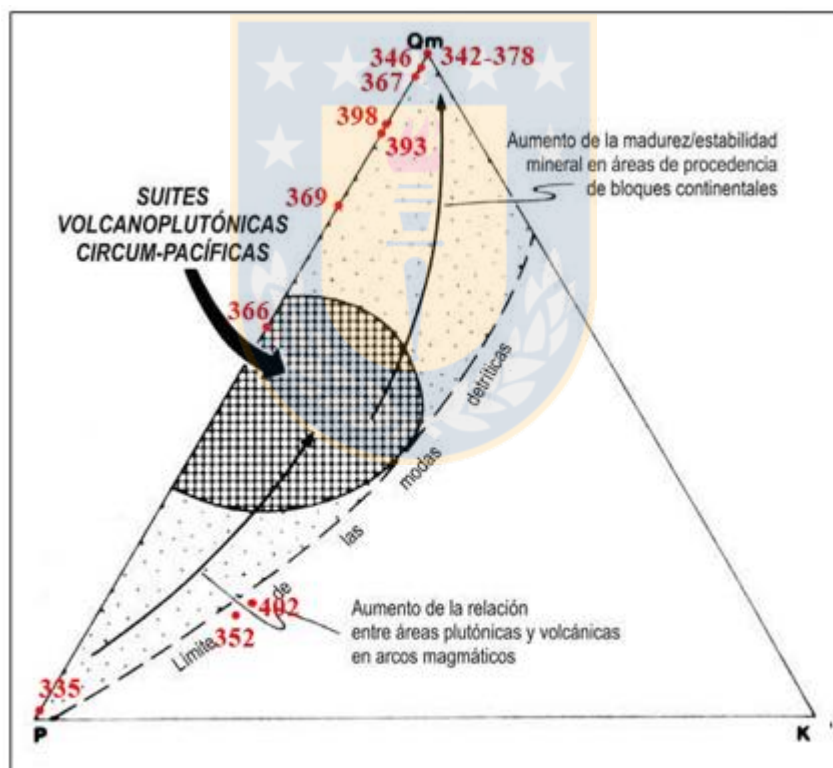


Figura 5.14: Diagrama ternario QmPK para las muestras de la Formación Sierra de Varas. Modificado de Dickinson y otros, 1983.

6. DISCUSIONES.

6.1. ORIGEN O FUENTE DE LOS SEDIMENTOS.

En este capítulo se inferirán las unidades de roca fuente (Figura 6.1) más probables que aportan sedimentos a la cuenca de estudio (Ladiniano – Rético), principalmente contrastando la petrografía de las rocas analizadas en este trabajo con la geología del área.

6.1.1. Formación Quebrada del Salitre.

El análisis petrográfico realizado en las muestras de la Formación Quebrada del Salitre pertenecientes al Ladiniano – Rético (Espinoza Vargas y otros, en revisión) indica que los componentes dominantes de estas areniscas corresponden a fragmentos de líticos volcánicos, cuarzo y feldespatos (abundancia decreciente).

De lo anterior, se desprende que la gran abundancia de líticos volcánicos (40% promedio), y en específico de líticos volcánicos de composición ácida a intermedia (23,4% promedio de Lva), provendrían de la erosión de las rocas de la Formación La Tabla. Esta secuencia, junto con el Batolito Pedernales y el Batolito Sierra Castillo, podrían ser las fuentes de origen de los granos de cuarzo (38,1%) que componen a las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre, los cuales incluso se reconocen en varias ocasiones como fenocristales de los líticos volcánicos ácidos a intermedios (Lva) y también como fenoclastos de los líticos volcanoclásticos (Lvc). Este último tipo de líticos también provendrían de la erosión de las rocas de la Formación La Tabla.

Todas las muestras de este periodo contienen al menos un tipo de feldespato (19,4% promedio de F), los cuales provendrían de la erosión del Batolito Pedernales y del Batolito Sierra Castillo. Lo anterior, repercute en su clasificación composicional (Folk y otros, 1970), ya que cuatro de las muestras corresponden a litarenitas feldespáticas y una a arcosa. Todas las rocas poseen granos de plagioclasa, pero solo cinco contienen feldespato potásico (además de

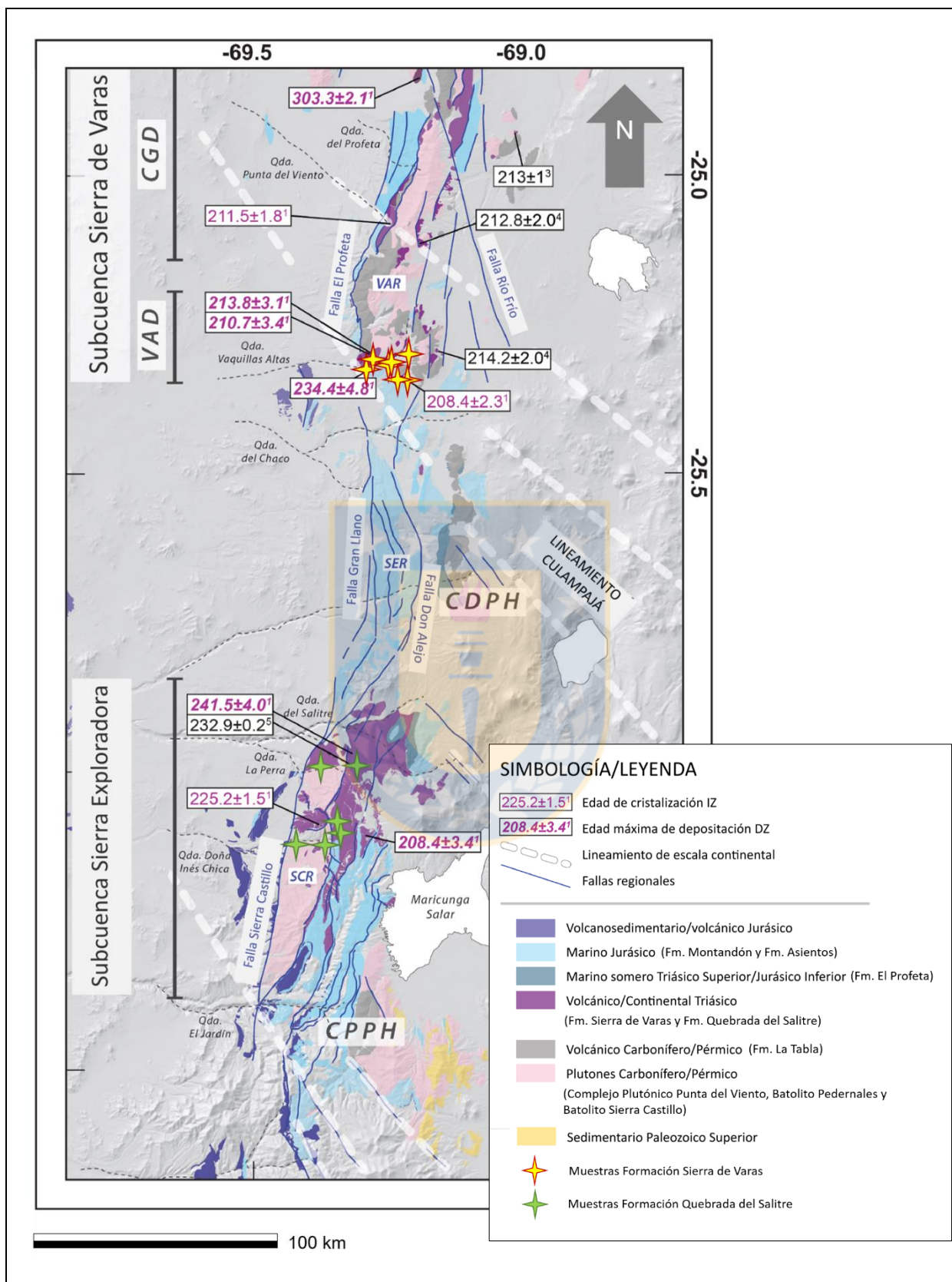


Figura 6.1: Mapa geológico del área de estudio con la ubicación de las muestras descritas en este trabajo. Modificado de Espinoza Vargas y otros (en revisión).

plagioclasa), estas muestras se encuentran tanto en la parte baja (CPV-15-316 y CPV-15-318) como en la parte alta (CPV-15-305, CPV-15-324 y CPV-15-325) de la secuencia.

Hay señales de proveniencia que son muy difíciles de distinguir a partir de la petrografía, pero que sí son reconocidas en el estudio de Espinoza Vargas y otros (en revisión). Estos autores analizan circones detríticos obtenidos tanto de la parte baja de la secuencia de la Formación Quebrada del Salitre como de su parte alta. Los circones pertenecientes al miembro inferior indican un *peak* principal a los ~295 Ma y un grupo secundario muestra un *peak* a los ~265 Ma, mientras que los circones correspondientes al miembro superior indican edades entre los 260-280 Ma, con un grupo subordinado a los 278 Ma. Estas edades, pertenecientes al Pérmico, se relacionan con las rocas que corresponderían a las fuentes principales que dan origen a las areniscas de la Formación quebrada del Salitre, es decir, la Formación La Tabla, el Batolito Pedernales y el Batolito Sierra Castillo. Espinoza Vargas y otros (en revisión) también reconocen *peaks* menores bien definidos, tanto del Ordovícico (~460-475 Ma) como del Carbonífero. Estos *peaks*, correspondientes al Ordovícico, se podrían relacionar con los escasos líticos de origen metamórfico (capítulo 5.1.1.3.) reconocidos en algunas de las areniscas pertenecientes a la Formación Quebrada del Salitre. Estos clastos metamórficos, ricos en cuarzo, posiblemente provendrían de la erosión de las rocas de los Estratos Cerro del Medio.

Las edades obtenidas por estos autores indican una fuente principal desde el Orógeno Gondwánico, con un aporte principal equivalente al evento magmático del Choiyoi “superior” (~265 Ma, Kleiman y Japas, 2009 en Espinoza Vargas y otros, en revisión) y una fuente secundaria asociada al arco Famatiniano.

6.1.2. Formación Sierra de Varas.

El análisis petrográfico realizado en las muestras de la Formación Sierra de Varas pertenecientes al Triásico Superior también revela, al igual que el grupo perteneciente a la Formación Quebrada del Salitre, que los componentes dominantes en estas areniscas

corresponden a fragmentos de líticos volcánicos, cuarzo y feldespatos (abundancia decreciente).

Las muestras del Triásico Superior tienen un porcentaje mayor de líticos volcánicos que las rocas pertenecientes a la subcuenca Sierra Exploradora, estos componentes tienen un promedio de abundancia del 52%, donde los líticos volcánicos de composición intermedia a ácida (Lva) son los más abundantes con un 28,6% promedio. Los resultados petrográficos indican que la unidad sujeta a erosión que aportaba Lva a la subcuenca Sierra de Varas, y que da origen a las areniscas de la Formación Sierra de Varas, sería la Formación La Tabla. Esta formación también sería una de las fuentes de origen de los granos de cuarzo (promedio de 32%), que conforman las areniscas del Triásico Superior, los que se reconocen en gran abundancia y en repetidas ocasiones, incluso, como fenocristales de líticos volcánicos ácidos a intermedios (Lva) y como fenoclastos en líticos volcanoclásticos (Lvc). Este último tipo de líticos, los cuales tienen una abundancia del 12,4%, también provendrían de la erosión de las rocas de la Formación La Tabla.

La fuente de origen de los granos de cuarzo que forman parte de las areniscas de la Formación Sierra de Varas correspondería al Complejo Plutónico Punta del Viento. El cual también habría aportado los granos de feldespatos (11,5% promedio de abundancia), tanto de plagioclasa como de feldespato potásico, presentes en las rocas del Triásico Superior.

Al igual que para la Formación Quebrada del Salitre, Espinoza Vargas y otros (en revisión) también realizan estudios en circones detríticos pertenecientes a la Formación Sierra de Varas. Las edades de estos circones muestran un *peak* principal entre los 283 y 297 Ma (Pérmico inferior), lo cual indica una fuente predominante del magmatismo Gondwánico, particularmente desde el evento magmático del Choiyoi “bajo” (~ 280 Ma, Kleiman y Japas, 2009 en Espinoza Vargas y otros, en revisión), con grupos menores de edades triásicas a los 250 Ma, 245 Ma y 225 Ma. Una fuente subordinada de edad ordovícica es evidenciada por un *peak* a los ~478 Ma registrado únicamente en una muestra del sur de la cuenca, indicando una contribución menor del arco Famatiniano. Por otro lado, escasos circones de edades mayores a 500 Ma se observan en las muestras pertenecientes a esta cuenca. Los circones provenientes

del Pérmico inferior estarían asociados a las rocas fuentes que originan los sedimentos de las areniscas de la Formación Sierra de Varas, es decir, la Formación La Tabla y el Complejo Plutónico Punta del Viento.

6.2. AMBIENTES TECTÓNICOS RELATIVOS A LAS FUENTES DE PROVENIENCIA.

En esta parte del estudio se utilizan los diagramas ternarios QtFL, QmFLt, QpLvLs y QmPK para analizar la evolución de los ambientes tectónicos que determinan la proveniencia de las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre y de la Formación Sierra de Varas.

6.2.1. Formación Quebrada del Salitre.

En dos de los cuatro diagramas ternarios de proveniencia (QtFL y QmFLt; figuras 5.4 y 5.5 respectivamente) es posible ver dos grandes tendencias, arco magmático y orógeno reciclado. En los dos triángulos mencionados, las muestras CPV-15-304 y CPV-15-325 se ubican en el área de arco magmático (arco disectado y arco transicional respectivamente). Sin embargo, se considera que las muestras CPV-15-316 y CPV-15-324 también corresponden a esta categoría, ya que en el diagrama QtFL (figura 5.4) ambas rocas se ubican muy cercanas al límite de esta área y en el diagrama QmFLt (figura 5.5) se posicionan en la zona de mezcla. En el triángulo QmPK (figura 5.7) también se aprecia que las cuatro muestras mencionadas se disponen en la zona de arcos magmáticos.

Debido a que casi la totalidad de los líticos presentes en las rocas descritas son de origen volcánico, es que todas las muestras se posicionan en el área de arcos orogénicos en el diagrama QpLvLs (Figura 5.6), es por esto, que se deben tomar en cuenta los datos de la descripción petrográfica, la cual expresa la abundancia de líticos volcánicos de composición ácida a intermedia (23,4%), los cuales provendrían de la erosión de las lavas ácidas de la Formación La Tabla. La gran cantidad de granos de cuarzo (38,1%), los que también procederían de la erosión de las rocas de la Formación La Tabla y del aporte de las rocas intrusivas del Batolito Pedernales y del Batolito Sierra Castillo. Producto de la abundancia de

granos de cuarzo y líticos, descrita anteriormente, y sumado a la relativamente baja cantidad de granos de feldespato, es que la mitad de las areniscas descritas de la Formación Quebrada del Salitre se posicionan, en los diagramas QtFL (Figura 5.4) y QmFL (Figura 5.5), en el campo de orógeno reciclado.

Como se mencionó anteriormente, las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre se caracterizan por su alto contenido de líticos de origen volcánico (40%) y granos de cuarzo. La abundancia de ambos componentes, posicionan en los diagramas de proveniencia QtFL (Figura 5.4) y QmFL (Figura 5.5) a la mitad de las muestras descritas en el campo de orógeno reciclado, mientras que las muestras restantes se ubican en el área de arcos magmáticos (aunque muy cercanas al campo de orógenos reciclados). El ambiente de orógeno reciclado, genera areniscas con un alto contenido de granos de cuarzo y líticos, específicamente, de origen sedimentario. Este no es el caso de las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre, las cuales sí contienen altos porcentajes de granos de cuarzo, pero no presentan abundancia de líticos de origen sedimentario. Por el contrario, casi la totalidad de los líticos reconocidos en estas rocas corresponden a líticos de origen volcánico, lo cual no se asocia a las areniscas provenientes de orógenos reciclados.

El ambiente de orógeno reciclado se asocia a zonas con una alta compresión tectónica (capítulo 4.3.3.), lo cual no se relaciona con las lavas originadas en la cuenca de Domeyko, las cuales se habrían generado por un alto nivel de adelgazamiento cortical asociado a la extensión producida por los periodos de *rift*, permitiendo el ascenso de magmas primitivos (Espinoza Vargas y otros, en revisión)

La gran cantidad de granos de cuarzo, la abundancia de líticos de origen volcánico y la baja presencia de líticos sedimentarios, concluyen que las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre provendrían de un ambiente tectónico de arco magmático, lo que coincide con el estudio realizado por Espinoza Vargas y otros (en revisión), quienes postulan la formación de cuencas y generación de magmas debido a procesos extensionales y lo que a su vez se contrapone con la alta compresión tectónica en un ambiente de orógeno reciclado.

6.2.2. Formación Sierra de Varas.

Al igual que en las muestras de la subcuenca de Sierra Exploradora, en dos de los cuatro diagramas ternarios de proveniencia (QtFL y QmFL; Figuras 5.11 y 5.12 respectivamente) es posible ver dos grandes tendencias, arco magmático y orógeno reciclado. En ambos diagramas las muestras CPV-15-366, CPV-15-402, CPV-15-335 y CPV-15-352 se posicionan en el campo de arco magmático (arco disectado, arco transicional y arco activo respectivamente), las siete muestras restantes se distribuyen en el área de orógeno reciclado.

En el diagrama QmPK (Figura 5.14) las muestras CPV-15-335 y CPV-15-366 se ubican en el campo de arcos magmáticos, aunque la primera de estas tendría un mayor aporte volcánico, mientras que las muestras CPV-15-352 y CPV-15-402 se encuentran muy cercanas al área de arcos magmáticos con mayor aporte volcánico. El triángulo QmLvLs (Figura 5.13) expone que todas las areniscas pertenecientes a la Formación Sierra de Varas que fueron analizadas proceden de arcos orogénicos.

Al igual que para las rocas descritas de la Formación Quebrada del Salitre, en este caso también se debe tomar en cuenta la evidencia petrográfica al considerar la abundancia de los líticos volcánicos (52,3%) y los granos de cuarzo (37%). La presencia y cantidad de ambos componentes sugieren un aporte mayoritario a partir de la erosión de las lavas diferenciadas de la Formación La Tabla y del Complejo Plutónico Punta del Viento.

Según Espinoza Vargas y otros (en revisión) la parte baja de la Formación Sierra de Varas correspondería al “inicio” del volcanismo, mientras que la parte alta se habría formado cuando el volcanismo ya habría alcanzado un nivel más desarrollado. Para el caso de la parte alta de esta formación, lamentablemente se encuentra submuestreada, por lo que no es posible analizar una cantidad representativa de esta sección. Sin embargo, las tres muestras (CPV-15-335, CPV-15-352 y CPV-15-402) pertenecientes a la parte alta de la secuencia sí se ubican en el área de arcos magmáticos, específicamente arco transicional y arco activo. Así por ejemplo, los líticos volcánicos de composición básica a intermedia (Lvb) en la parte media-alta de la Formación Sierra de Varas (muestra CPV-15-402) provendrían de la erosión de las rocas

producidas por el volcanismo coetáneo, el cual se habría generado producto del adelgazamiento de la litósfera asociado a los procesos de *rift*.

Al igual que las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre, las areniscas pertenecientes a la Formación Sierra de Varas también se caracterizan por su alto contenido de líticos de origen volcánico (52,3%) y gran abundancia de granos de cuarzo (37%). La abundancia de ambos componentes, ubican en los diagramas de proveniencia QtFL (Figura 5.11) y QmFL (Figura 5.12) a más de la mitad de las muestras pertenecientes a la subcuenca de Sierra de Varas, en el área de orógeno reciclado. Solo cuatro de las areniscas estudiadas se posicionan en el campo de arco magmático. Como se mencionó en el capítulo 6.2.2., el ambiente de orógeno reciclado genera areniscas con un alto contenido de granos de cuarzo y líticos, específicamente, de origen sedimentario. Lo anterior, no es el caso de las areniscas de la Formación Sierra de Varas, las cuales sí presentan grandes cantidades de granos de cuarzo, pero no contienen abundancia de líticos de origen sedimentario. En contraste, casi la totalidad de los líticos reconocidos en estas rocas corresponden a líticos de origen volcánico, lo cual no se asocia a las areniscas provenientes de orógenos reciclados.

Del mismo modo que para las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre, la gran cantidad de granos de cuarzo, la abundancia de líticos de origen volcánico y la baja presencia de líticos sedimentarios, concluyen que las areniscas de la Formación Sierra de Varas provendrían de un ambiente tectónico de arco magmático, lo que coincide con el estudio realizado por Espinoza Vargas y otros (en revisión), quienes postulan la formación de cuencas y generación de magmas debido a procesos extensionales y lo que a su vez se contrapone con la alta compresión tectónica en un ambiente de orógeno reciclado.

6.3. IMPLICANCIAS DE LA PETROGRAFÍA Y EL ESTUDIO DE PROVENIENCIA EN LA EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE DOMEYKO.

En el área de estudio se observan una serie de fallas inversas y transcurrentes de orientación N-S y NNO-SSE (asociadas al sistema de fallas de Domeyko). Originalmente, estas fallas se

habrían formado por procesos de extensión asociados a los dos episodios de *rift* abortados durante el Triásico, por lo que esta serie de pequeñas fallas habrían correspondido a fallas normales, las cuales se habrían invertido con los procesos compresivos del ciclo Andino. La generación de estas fallas normales durante el Triásico habría dado origen a la cuenca de Domeyko y, en específico, a la subcuenca Sierra de Varas y a la subcuenca de Sierra Exploradora (Figura 6.2), las cuales habrían estado separadas por un paleoalto estructural denominado Cerro Danko (Espinoza Vargas y otros, en revisión).

Tanto la petrografía de la Formación Quebrada del Salitre como de la Formación Sierra de Varas revela un bajo grado de madurez textural para sus areniscas. Esto indicaría una corta distancia de transporte de los sedimentos, es decir, que los clastos que originan a las areniscas pertenecientes a las formaciones anteriormente mencionadas, se habrían depositado relativamente cerca del lugar de origen. Lo anterior, se relaciona con las edades de los circones detríticos determinados por Espinoza Vargas y otros (en revisión), las que corresponderían a las edades de las rocas del basamento, cuya erosión genera los sedimentos que forman a las areniscas de ambas formaciones. Como se mencionó anteriormente, las rocas del basamento que dan origen a las areniscas de la Formación Sierra de Varas son más antiguas (330-270 Ma, Espinoza Vargas y otros, en revisión) que las rocas del basamento que dan origen a las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre (290-260 Ma, Espinoza Vargas y otros, en revisión). A partir de todo lo anterior, se desprende que la subcuenca Sierra Exploradora y la subcuenca Sierra de Varas habrían sido cuencas pequeñas, relativamente cerradas y sin conexión entre ellas, lo que implicaría una erosión constante y un reciclaje de las rocas del basamento.

En la cuenca de Domeyko ocurrieron dos etapas de *synrit*, los dos pertenecientes a eventos de *rift* abortados, ambos desarrollados durante el Triásico. El primer episodio *synrift* tuvo lugar en la subcuenca de Sierra Exploradora, durante el Ladiniano – Carniano ($241,5 \pm 4,0 - 226,7 \pm 1,4$ Ma aproximadamente), lo cual originaría a las areniscas pertenecientes a la parte baja de la Formación Quebrada del Salitre. El segundo episodio *synrift* habría desarrollado la apertura de la subcuenca Sierra de Varas y la reactivación de la subcuenca Sierra Exploradora durante el Nórico “superior” – Rético (218-200 Ma aproximadamente) (Espinoza Vargas y otros, en

revisión), lo cual generaría a las areniscas de la Formación Sierra de Varas y a las areniscas de la parte alta de la Formación Quebrada del Salitre, en sus respectivas subcuencas.

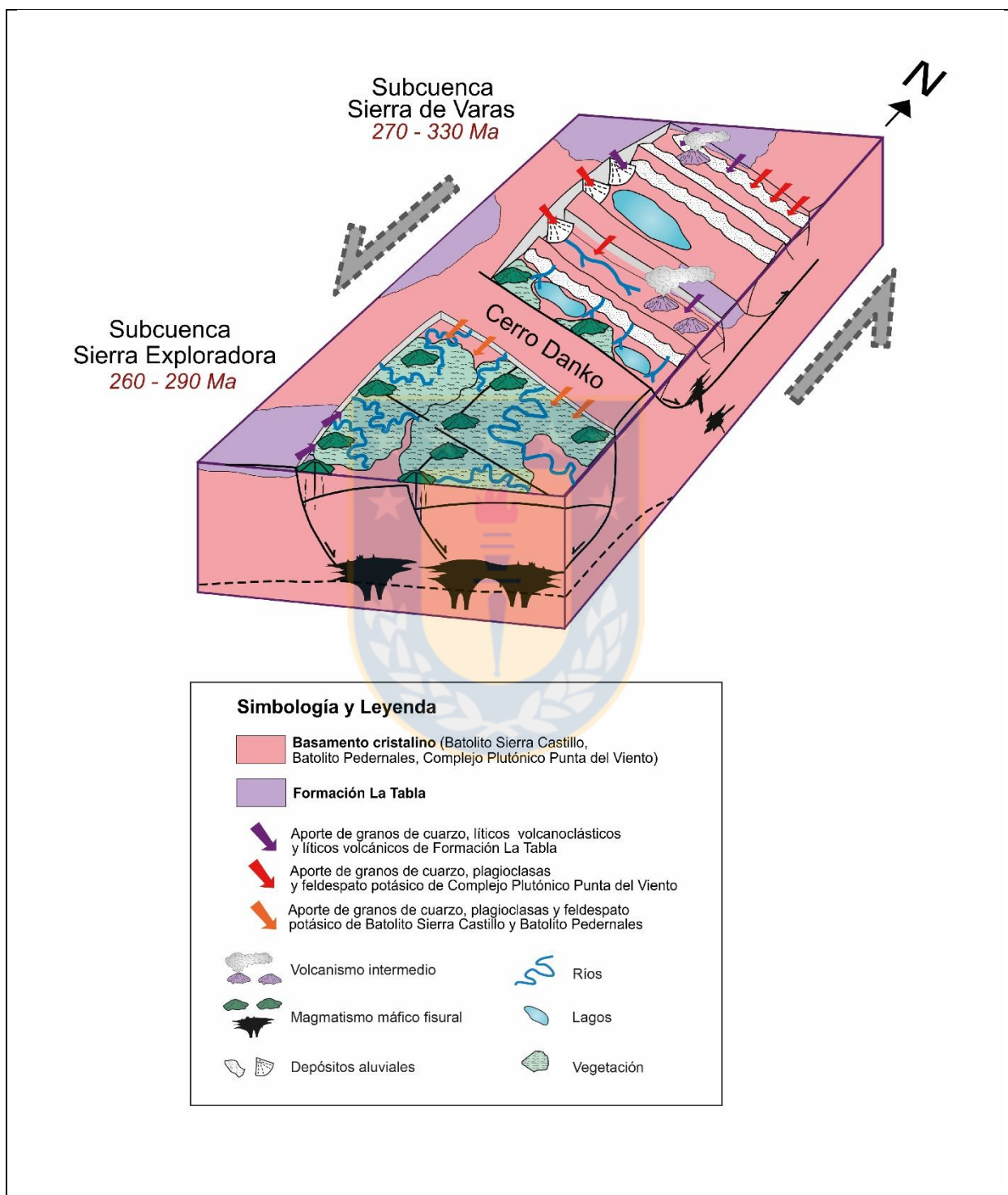
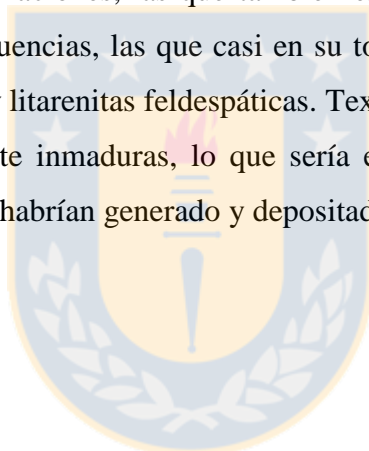


Figura 6.2: Paleogeografía del área de estudio durante el Triásico Superior. Modificada de Espinoza Vargas y otros (en revisión).

Como se mencionó previamente, las principales rocas fuentes de las areniscas analizadas en este estudio corresponden a rocas asociadas, tanto a la parte volcánica como intrusiva, de un arco magmático. En este caso, corresponderían a las rocas de la Formación La Tabla, el Complejo Plutónico Punta del Viento, el Batolito Pedernales y el Batolito Sierra Castillo. Lo anterior, se desprende del alto contenido de líticos volcánicos, principalmente de composición ácida a intermedia (Lva), y de granos de cuarzo (Q).

El contexto geológico indica que tanto la Formación Quebrada del Salitre como la Formación Sierra de Varas se habrían originado en un contexto de arco magmático, ya que ambas formaciones están compuestas principalmente por intercalaciones de rocas sedimentarias y rocas volcanoclásticas. A esto, se suma el estudio petrográfico que determina la composición de las areniscas de ambas formaciones, las que también estarían asociadas a la componente volcánica de estas mismas secuencias, las que casi en su totalidad corresponden a litarenitas, específicamente volcarenitas, y litarenitas feldespáticas. Texturalmente, las areniscas de ambas formaciones son principalmente inmaduras, lo que sería evidencia del poco transporte que sufrieron los clastos, ya que se habrían generado y depositado en cuencas pequeñas y cerradas.



7. CONCLUSIONES.

Durante el Triásico, la tectónica extensional dio lugar a dos episodios de *rift*. La generación de fallas normales asociadas a estos procesos dieron origen a la Cuenca de Domeyko.

El primer episodio de *synrift* generó a las areniscas de la parte baja de la Formación Quebrada del Salitre (Ladiniano – Carniano, $241,5 \pm 4,0 - 226,7 \pm 1,4$ Ma aproximadamente) en la subcuenca de Sierra Explorada. El segundo evento de *synrift* reactivó esta última subcuenca originando a las areniscas de la parte superior de la Formación Quebrada del Salitre (Nórico “superior” – Rético, 218-200 Ma aproximadamente) y a las areniscas de la Formación Sierra de Varas depositadas en la subcuenca homónima.

El estudio petrográfico de las areniscas de ambas formaciones determina que composicionalmente, casi la totalidad de estas corresponden a litarenitas feldespáticas y litarenitas, estas últimas específicamente son volcarenitas.

El orden decreciente de abundancia de los componentes de las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre corresponde a líticos volcánicos, cuarzo y feldespatos. El estudio petrográfico y de proveniencia de las areniscas de esta Formación revela que las rocas fuente que originan a los líticos volcánicos, y más aún a los líticos volcánicos de composición ácida a intermedia (Lva), serían las lavas de la Formación La Tabla. Esta última secuencia también sería la responsable, en parte, de la generación de los granos de cuarzo que componen a las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre. Estos últimos componentes también provendrían tanto de la erosión del Batolito Pedernales como del Batolito Sierra Castillo. Finalmente, los granos de feldespato, tanto de plagioclasa como de feldespato potásico, también derivarían de la erosión de los Batolitos anteriormente mencionados.

El orden de abundancia de los componentes de las areniscas de la Formación Sierra de Varas es el mismo que para las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre. En este caso el aporte de líticos volcánicos, y en mayor proporción líticos volcánicos de composición ácida a intermedia, y volcanoclásticos también provendrían de la erosión de las lavas de la

Formación La Tabla. Esta secuencia también correspondería, parcialmente, a la fuente de origen de los granos de cuarzo que conforma a las areniscas de la Formación Sierra de Varas. La otra fuente asociada a la generación de los granos de cuarzo correspondería al Complejo Intrusivo Punta del Viento, cuya erosión también sería la responsable del origen de los granos de plagioclasa y feldespato potásico.

Los diferentes diagramas ternarios utilizados en el estudio de proveniencia indican, en algunos de estos, dos tendencias: orógeno reciclado y arco magmático. Solo uno de estos diagramas muestra como único ambiente tectónico, de arcos orogénicos, para la totalidad de las muestras analizadas.

Los altos contenidos de cuarzo de las areniscas de ambas formaciones, detectados en el estudio de proveniencia, sitúan a una gran cantidad de las muestras analizadas en el área de orógeno reciclado. Sin embargo, se deben considerar las rocas fuentes que originan a las areniscas analizadas, el estudio petrográfico, los datos de edades aportados por el estudio de Espinoza Vargas y otros (en revisión), la tectónica extensional de ese periodo y el submuestreo de la parte alta de la Formación Sierra de Varas. Todo lo anterior, indica que el ambiente tectónico desarrollado en el área de estudio durante el Ladiniano – Rético, y en el cual se generaron las areniscas de la Formación Quebrada del Salitre y de la Formación Sierra de Varas, corresponde a un arco magmático.

8. REFERENCIAS.

ALFARO, R. 2014. Estratigrafía de las rocas triásicas de la Formación Cerro Guanaco (Nueva unidad) en la Cordillera de Domeyko, sector Sierra de Varas. Región de Antofagasta. (24°48 - 25°00 Lat. Sur). Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito): 95pp. Antofagasta.

ÁLVAREZ, P.P. 1996a. Los Depósitos Triásicos y Jurásicos de la Alta Cordillera de San Juan. In: Ramos, *et al.* (Eds.), Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza, Anales. **24 (5)**: de la Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección del Servicio Geológico, Buenos Aires.

ÁLVAREZ, P.P.; BENOIT, S.V. Y OTTONE, E.G. 1995. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades Mesozoicas de la Cordillera Principal de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina. **49 (1-2)**: 133-152. Buenos Aires.

AGUAD, H. 2015. Caracterización y proveniencia del aporte terrígeno-volcánico a la cuenca marina del Jurásico-Cretácico Inferior de la alta cordillera de Copiapó, Región de Atacama, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 106pp. Concepción.

ALPERS, C.N. Y BRIMHALL, G.H. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile. Evidences from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America, Bulletin*. **100 (10)**: 1640-1656.

AMILIBIA, A.; SABAT, F.; CHONG, G.; MUÑOZ, J.A.; ROCA, E. Y GELABERT, B. 2000. Criterios de Inversión tectónica: ejemplos de la Cordillera de Domeyko (II región de Antofagasta, Chile). IX Congreso Geológico Chileno. **2**: 548-552. Puerto Varas.

AMILIBIA, A.; SABAT F.; MCCLAY K.R.; MUÑOZ, J.A.; ROCA, E. Y CHONG, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*. **30**: 1520–1539.

ARDILL, J. 1996. Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko basin, northern Chile. PhD thesis, University of Liverpool. 245. Liverpool.

ARRIBAS, J. 2010. Análisis de la procedencia en depósitos arenosos. En: *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Editor A. Arche. Servicio de Publicaciones del CSIC. Cap. X, 397-440. Madrid.

ASTUDILLO, N.; FERRANDO, R. Y MONTECINO, D. 2017. Carta Augusta Victoria, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. Santiago.

BASU, A. 1976. Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimatic interpretation. *Journal Sedimentay Petrology*. **46**: 694-709.

BELL, C.M. Y SUÁREZ, M. 1991. Late Triassic fluvial and marine shelf succession in Quebrada Doña Inés Chica, Atacama Region, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. **4**: 286-293.

BLANCO, N. 1997. Formación La Ternera: ambientes depositacionales fluviales. Triásico Superior, III Región de Atacama, Chile. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*. **1**: 445-448. Antofagasta.

BLATT, H.; MIDDLETON, G. V. Y MURRAY, R. C. 1980. *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall. New Jersey.

BOGDANIC, T. 1983. Antecedentes generales y bioestratigrafía del Sistema Jurásico en la Zona Preandina, entre los 24°30' y los 25°30' de latitud Sur y los 69°00' y los 69°30' de longitud Oeste, II Región de Antofagasta-Chile. Memoria para optar el Título de 131 Geólogo. Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito): 243. Antofagasta.

CAMUS, F. 2003. Geología de los sistemas porfídicos en Los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile. 267pp. Santiago.

CASTILLO, P. 2008. Proveniencia sedimentaria del Grupo Península Trinidad, Península Antártica. Similitudes con el Complejo Duque de York, Patagonia. Memoria de Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 93pp. Santiago.

CHARRIER, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Universidad de Chile, Departamento de Geología. Comunicaciones **26**: 1-47. Santiago.

CHARRIER, R.; FARIÁS, M. Y MAKSAEV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, **65 (1)**: 05-35. Buenos Aires.

CHARRIER, R.; PINTO, L. Y RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. – En: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.). The Geology of Chile. The Geological Society, London, 21-114. Londres.

CHONG, G. 1973. Reconocimiento geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, Provincia de Antofagasta. Memoria de Título de Geólogo (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 284pp. Santiago.

CHONG, G. 1977. Contribution to the knowledge of the Domeyko range in the Andes of northern Chile. *Geologische Rundschau*. **66 (2)**: 374-404

CHONG, G. Y HILLEBRANDT, A. 1985. El Triásico preandino de Chile entre los 23°30' y 26°00' de lat. Sur. IV Congreso Geológico Chileno. **4 (1)**: 138-154. Antofagasta.

CHONG, G. Y REUTTER, K. J. 1985. Fenómenos de tectónica compresiva en las Sierras de Varas y de Argomedo, Precordillera chilena, en el ámbito del paralelo 25° sur. Congreso Geológico Chileno. **4**: 219-238. Antofagasta.

CONTRERAS, J. F. 2014. Estratigrafía de la Formación Sierra de Varas, Cordillera de Domeyko, región de Antofagasta entre las coordenadas 7.273.103- 7.268.892 m N; 481.320-482.290 m E. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito): 105. Antofagasta.

CORDANI U.G.; TEIXEIRA W.; D'AGRELLA M.S. Y TRINDADE R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, **15**: 396-407.

CORNEJO, P. Y MPODOZIS C. 1996. Geología de la Región de Sierra Exploradora (Cordillera de Domeyko 25°-26°S). Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, Informe Registrado, IR-96-09, 330. 9 mapas escala 1:50.000.

CORNEJO, P.; MPODOZIS, C. y TOMLINSON, A. 1998. Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, Escala 1:100.000. N° 7. Santiago.

CORNEJO, P.; MPODOZIS, C.; RAMÍREZ, C.F. Y TOMLINSON, A.J. 1993. Estudio Geológico de la Región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S). Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, Informe Registrado, IR-93-01: 258. 12 mapas escala 1:50.000. Santiago.

CORNEJO, P.; MPODOZIS, C.; RIVERA, O. Y MATTHEWS, S.J. 2009. Carta Exploradora, Región de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica: 100. Santiago.

DALZIEL, I. 1992b. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia: *GSA Today*, **2**: 237-241.

DALZIEL, I. Y BROWN, A. 1987. Andean core complex evolution related to marginal basin collapse: Implications for Cordilleran tectonics. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*. **19**: 634. Phoenix, Arizona.

DECELLES, P. Y HORTON, B. 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona 85721, USA. Department of Earth and Space Sciences, University of California, Los Angeles, California, 90095 USA.

DICKINSON, W. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*. **40**: 695-707.

DICKINSON, W. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Provenance of Arenites. G. G. Zuffa Ed. Springer Netherlands: 333-361. Dordrecht.

DICKINSON, W. Y SUCZEC, C. 1979. Plate tectonic and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*. **63**, **12**: 2164-2182.

DICKINSON, W.; BEARD, L.; BRAKENRIDGE, G.; ERJAVEC, J.; FERGUSON, R.; INMAN, K.; KNEPP, R.; LINDBERG, F. Y RYBERG, P. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*. **94**: 222-235.

DOTT, R. 1964. Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*. **34**: 625-632.

ESCAIOLA, M.P.; PIMENTEL, M.M. Y ARMSTRONG, R. 2007. Neoproterozoic backarc basin: Sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the Eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology*. **35** (6): 495.

ESPINOZA VARGAS, M.; MONTECINO, D.; OLIVEROS, V.; ASTUDILLO, N.; VÁSQUEZ, P.; REYES, R.; CELIS, C.; GONZÁLEZ, R.; CONTRERAS, J.; CREIXELL, C. Y MARTÍNEZ, A. (en revisión). The synrift phase of the early Domeyko Basin (Triassic, northern Chile): Sedimentary, volcanic and tectonic interplay in the evolution of an ancient subduction-related rift basin. *Basin Research*.

FERRANDO, R. Y ESPINOZA, F. 2013. Carta Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica: 28. Santiago.

FISHER R.V. Y SCHMINCKE H.U. 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, 472. Berlin.

FOLK, R. 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*. **21**: 127-130.

FOLK, R.; ANDREWS P. Y LEWIS D. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*. **13**, **4**: 937-968.

FRANZESE, J.R. Y SPALLETTI, L.A. 2001. Late Triassic-Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* **14**: 257-270.

FRANZESE, J. Y OTROS. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Sciences* **16**: 81–90.

FRUTOS, J.; TOBAR, A. Y THOMAS, A. 1975. Geología del área de Sierra del Jardín, Salvador y Potrerillos, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Informe (Inédito). **4684**: 1-41. Santiago.

GARCÍA A. F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. ENAP: 138pp. Santiago.

GARZIONE, C.; HOKE, G.; LIBARKIN, J.; WITHERS, S.; MACFADDEN, B.; EILER, J.; GHOSH, P. Y MULCH, A. 2008. Rise of the Andes. *Science*. **320**: 1.304-1.307. Washington.

GAZZI, P. 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il Flysch di Monghidoro. *Mineralogia e Petrografia. Acta*. **12**: 69-97.

GONZÁLEZ, R.; WILKE, H.; MENZIES, A.; ESPINOZA, F.; RIQUELME, R. Y HERRERA, C. 2015. Carta Sierras de Varas. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica.

GRÖSCHKE, M.; HILLEBRANDT, A. V.; PRINZ, P., QUINZIO, L. A; Y WILKE, H. 1988. Marine mesozoic paleogeography in northern Chile between 21°-26° S.- En: Bahlburg, H., Breitzkreuz, C., Giese, P.: *The Southern Central Andes, Lecture Notes in Earth Sciences*. **17**: 105-117.

HERRERA, C. 1995. Geología e hidrología del área de Sierra de Varas - Sierra Vaquillas Altas (24°30'-25°30' de latitud sur y 69°00' - 69°30' de longitud oeste): Segunda Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas. 146pp. Antofagasta.

HERVÉ, M.; MARINOVIC, N.; MPODOZIS, C. Y SMOJE, I. 1991. Mapa Geológico de la Hoja Sierra de Varas (1:100.000). Servicio Nacional de Geología y Minería. Documento de trabajo N°2. Santiago.

HUTTON, J. 1785. Abstract of a dissertation read in the Royal Society of Edinburgh, upon the seventh of March, and fourth of April, M,DCC,LXXXV, concerning the system of the Earth, its duration, and stability. Reprinted in G. W. White (1973), *Contributions to the history of geology*. **5**. James Hutton. Hafner Press, New York.

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. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*. **93**: 3.211-3.231.

JORDAN, T.E.; ISACKS, B.L.; ALLMENDINGER, R.W.; BREWER, J.A.; RAMOS, V.A. Y ANDO, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America*. **94**: 341-361.

KAY, S.M.; RAMOS, V.A.; MPODOZIS, C. Y SRUOGA, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America. *Geology*. **17**: 324-328.

KLEIMAN, L.E. Y JAPAS, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*. **473**: 283-299.

KRÖNER, A. Y CORDANI, U. 2003. African and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: Evidence from field relationships and geochronology: *Tectonophysics*. **375**: 325-352.

LLAMBÍAS, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. 1. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico Superior-Triásico. En Caminos, R.N. (ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales **29**: 349- 363, Buenos Aires.

LLAMBÍAS, E.J. Y SATO, A.M. 1990. El Batolito de Colangüil, cordillera frontal de Argentina: Estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile. **17 (1)**: 89-108. Santiago.

LLAMBÍAS, E.J.; KLEIMAN, L.E. Y SALVARREDI, J.A. 1993. El Magmatismo Gondwánico. In Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ramos, V.; editor). Congreso Geológico Argentino, N° 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2. Relatorio: 53-64. Mendoza.

LLAMBÍAS, E.J.; LEANZA, H.A. Y CARBONE, O. 2007. Evolución tectonomagmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37° 05' S – 37° 15' S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. **62(2)**: 217-235. Buenos Aires.

LOEWY, S.; CONNELLY, J. Y DALZIEL, I. 2004. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *GSA Bulletin*. **116**: 171-187.

MARINOVIC, N. Y LAHSEN, A. 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. **58**: 144pp. Santiago.

MARINOVIC, N.; SMOJE, I.; MAKSAEV, V.; HERVÉ, M. Y MPODOZIS, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. **70**: 150pp. Santiago.

MAKSAEV, V. 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° south, and the origin of major porphyry copper deposits. Ph.D. (Unpublished) Thesis, Dalhousie University, Nova Scotia: 1-554. Halifax.

MONTECINO, D. 2015. Nuevo esquema estratigráfico, condiciones de sedimentación y evolución de la cuenca triásica del Profeta entre los 24°00'–24°30' S y los 69°00'–69°30' W, Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 145 pp. Concepción.

MORTIMER, E. 1973. The Cenozoic history of the Southern Atacama Desert, Chile. *Geological Society of London, Journal*. **129**, **5**: 505-526.

MPODOZIS, C. Y CORNEJO, P. 1997. El Rift Triásico-Sinemuriano de Sierra Exploradora, Cordillera de Domeyko (25°-26°S): Asociaciones de facies y reconstrucción tectónica. Actas VIII Congreso Geológico Chileno. **1**: 550-554. Antofagasta.

MPODOZIS, C. Y KAY, S. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile*. **17** (**2**): 153-180. Santiago.

MPODOZIS, C. Y RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina, in: Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources; Ericksen, G.E., Cañas M.T. and Reinemund, J.A. (Editores), Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Science Series*. **11**: 59-90.

MUÑOZ, N. 1989. Estudio geológico estratigráfico de las Hojas Baquedano y Pampa Unión, II Región de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 161pp. Santiago.

NARANJO, J.A. Y COVACEVICH, V. 1979. Nuevos antecedentes sobre la geología de la Cordillera de Domeyko en el área de Sierra Vaquillas Altas, Región de Antofagasta. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 45- 64. Arica.

NARANJO, J.A. Y PUIG, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. **62-63**: 140 p. Santiago.

NAVEA, A.; WILKE, H. Y GONZÁLEZ, R. 2015. Naturaleza de la transgresión marina triásica superior en Sierra Áspera de Argomedo y Sierra de Varas, Región de Antofagasta, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno. Actas: 808-811. La Serena.

NICHOLS, G. 2009. Sedimentology and Stratigraphy. Willey-Blackwell.: 432.

NIEMEYER, H. R.; URZÚA, F.; ACEÑOLAZA, F.G. Y GONZÁLEZ, C.R. 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la Región de Antofagasta. IV Congreso Geológico Chileno. Actas: 410-438. Antofagasta.

OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; CREIXELL, C.; VALLEJOS, D. Y VALIN, X. 2012. Geological study of the Triassic to Lower Jurassic volcano-sedimentary units in northern Chile: the quest to Andean subduction initiation. XIII Congreso Geológico Chileno. Actas: 159-161. Antofagasta.

PADILLA, H. 1988. Eventos intrusivos y deformaciones en la Cordillera de Domeyko a la latitud del Salar de Punta Negra. Antecedentes geocronológicos K-Ar. Actas IV Congreso Geológico Chileno. **3**: 229-243. Antofagasta.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E. Y SIEVER, R. 1972. Sand and sandstone: New York, Springer-Veriag, 618.

PETTIJOHN F.; POTTER, P. Y SIEVER, R. 1987. Sand and sandstone. Springer-Verlag. 573pp. New York.

RAMÍREZ, C.F. Y GARDEWEG, M. 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. **54**: 122. Santiago.

RAMOS, V. A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of Southern America. *Episodes*. **11 (3)**: 168-174.

RAMOS, V. 2008A. The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. **36**.

RAMOS, V. 2008B. Patagonia: A paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences*. **26**: 235–251.

RAMOS, V. 2010. The Grenville-Age basement of the Andes. *Journal of South America Earth Sciences*. 77-91.

RAMOS, V. A.; JORDAN, T. E.; ALLMENDINGER, R. W.; MPODOZIS, C.; KAY, S. M.; CORTÉS, J. M. Y PALMA M. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine – Chilean Andes. *Tectonics*. **5**: 855-880.

RICCARDI, A.C.; DAMBORENEA, S.E.; MANCENIDO, M.O.; SCASSO, R.; LANÉS, S. Y IGLESIA-LLANOS, M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. **52**: 228-234. Buenos Aires.

ROLLERI, E.O. Y CRIADO, P. 1968. La Cuenca Triásica del norte de Mendoza. 3º Jornadas Geológicas Argentinas. **1**: 1-60. Comodoro Rivadavia.

ROSSEL, P.; OLIVEROS, V.; DUCEA, M.; CHARRIER, R.; SCAILLET, S.; RETAMAL, L. Y FIGUEROA, O. 2013. The Early Andean subduction system as an analogue to island arcs: evidence from across-arc geochemical variations in Northern Chile. *Lithos*. **179**: 211-230.

SÁNCHEZ, J. Y CENTENO, E. 2000. Técnicas y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos del grano fino: procedencia y tectónica. Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México.

SATO, A.M.; LLAMBÍAS, E.J.; BASEI, M.A.S. Y CASTRO, C.A. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins: *Journal of South American Earth Sciences*. **63**: 48-69.

SEPÚLVEDA, P Y NARANJO, J. 1982. Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Escala 1:100.000. **53**: 60. Santiago.

SOBOLEV, S.; BABEYKO, A.; KOULAKOV, I. Y ONCKEN, O. 2006. Mechanism of the andean orogeny: insight from numerical modeling. The Andes. *Frontiers in Earth Sciences*. **25**: 513-525. Springer, Berlin, Heidelberg.

SOMOZA, R. Y GHIDELLA, M.E. 2005, Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk, *Rev. Asoc. Geol. Argentina*. **60**: 797-809. Buenos Aires.

SPALLETTI, L.A. 1999. Cuencas triásicas del oeste argentino: Origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica*. **32**: 29-50.

STIPANICIC, P. N. 2001. Antecedentes geológicos y paleontológicos, en el sistema triásico en la Argentina, fundación museo de la plata “Francisco Pascasio Moreno”: 1-21 La Plata.

SUÁREZ, M. Y BELL, C. M. 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°–29°S). *Journal of South American Earth Sciences*. **6 (3)**: 109-121.

SUTTNER, L. J. 1974. Sedimentary petrographic provinces: an evolution: Soc. Econ. Paleontologist Mineralogist Special Publ. **21**: 75-84.

THOMAS, W.A. Y ASTINI, R.A. 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*. **16**: 67-79.

TOMLINSON, A.J.; CORNEJO, P. Y MPODOZIS, C. 1999. Hoja Potrerillos, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, 14: mapa escala 1.100.000.

ULIANA M. Y BIDDLE K. 1988. Mesozoic – Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Rev. Brasileira de Geociencias*. **18, 2**: 172 - 190.

VALENZUELA, J. 2014. Estratigrafía y geología estructural de la región de cerro La Ballena – portezuelo Azabache (cordillera de domeyko 23°40'– 24°00's). Memoria para optar al Título de Geólogo. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias Mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 135pp. Santiago.

VALIN, X. 2014. Geoquímica de las unidades del Triásico a Jurásico Inferior en el Norte de Chile (28°00'– 29°30'S): Implicancias para el inicio de la Subducción. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra. 106pp. Concepción.

VALLONI, R. 1985. Reading provenance from modern marine sands. Provenance of Arenites. G. G. Zuffa editor. Springer Netherlands: 309-332. Dordrecht.

VAN DER PLAS, L. Y TOBI, A. 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*. **263**: 87-90.

VÁSQUEZ P.; FRANZ G.; GLODNY J.; FREI D. Y ROMER R. 2011. Early Mesozoic granitoids of the Cordillera de la Costa (34-37°S), Chile: Constraints of the onset of Andean Orogeny. *Journal of Geology*. **119 (2)**: 159-184.

VENEGAS, C.; CERVETTO, M.; ASTUDILLO, N Y ESPINOZA, F. 2013. Carta Sierra Vaquillas Altas, Regiones de Antofagasta y Atacama. Carta Geológica de Chile Serie Geología Básica N° 159. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.

WOTZLAW, J. 2011. Jurassic to Palaeogene tectono-magmatic evolution of northern Chile and adjacent Bolivia from detrital zircon U-Pb geochronology and heavy mineral provenance. Abt. Sedimentologie/Umweltgeologie, Universität Göttingen, D-37077 Göttingen.

ANEXO 1



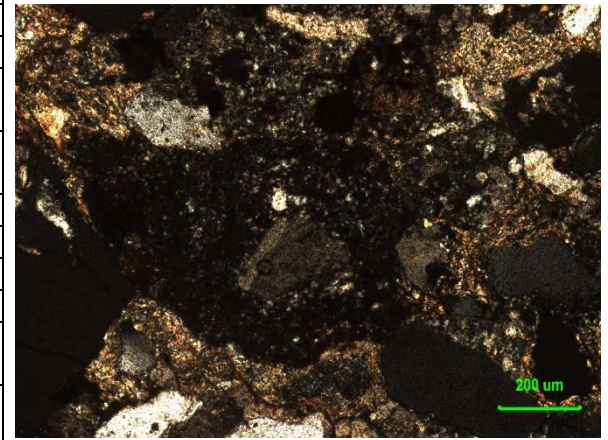
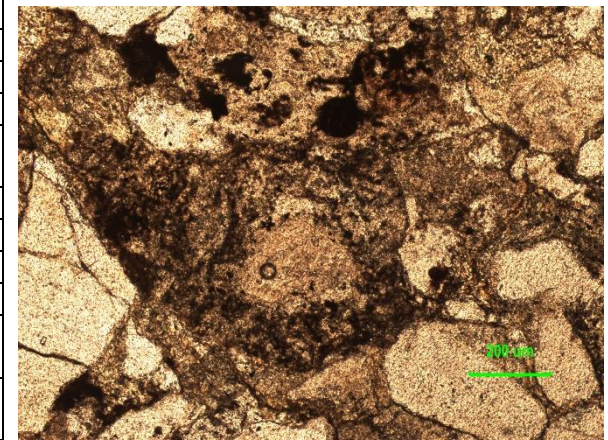
ROCAS SEDIMENTARIAS

En este anexo se encuentran las tablas con la descripción petrográfica detallada y sus respectivas fotomicrografías, tanto en luz polarizada plana como en nicols cruzados, de los cortes transparentes de las rocas sedimentarias triásicas analizadas en este estudio.

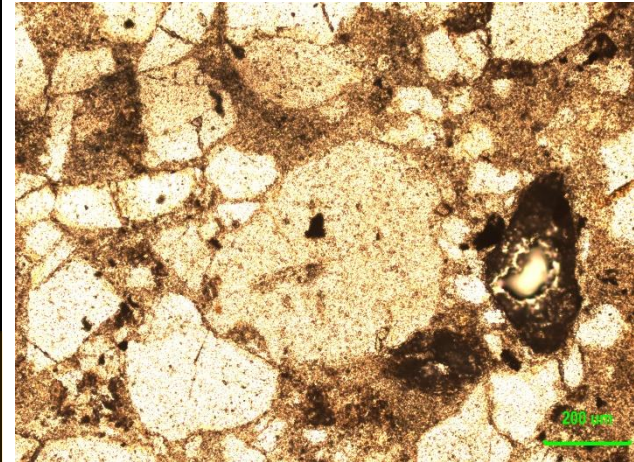
Algunos de los parámetros texturales y composicionales, de estas rocas, se determinaron mediante simple observación de los cortes transparentes al microscopio. Sin embargo, para establecer otros parámetros como: porcentajes, se emplearon cartas comparativas para estimación de porcentaje visual (Folk, 1951 y Terry y Chilingar, 1955 en Folk y otros, 1970); para el tamaño de grano se utilizó la escala propuesta originalmente por Wentworth en 1922 (Folk y otros, 1970); la selección de los clastos y la matriz se determinó a partir de cartas visuales diseñadas por Jerram (2001); la esfericidad y redondez, para cada muestra, se obtuvo gracias a las cartas de comparación de Powers (1982) (Tucker, 1988); la madurez textural de las areniscas se estableció a partir de tablas creadas por Folk (1951), mientras que para la madurez composicional o mineralógica se consideró a Nichols (2009); y para el empaquetamiento se utilizaron los tipos de contactos entre los granos definidos por Taylor (1950).

Finalmente, para las clasificaciones texturales se graficaron puntos en los dos diagramas ternarios propuestos por Folk y otros (1970) y el esquema de Dott (1964) y para la clasificación composicional de las rocas siliciclásticas se usó los triángulos de Folk y otros (1970).

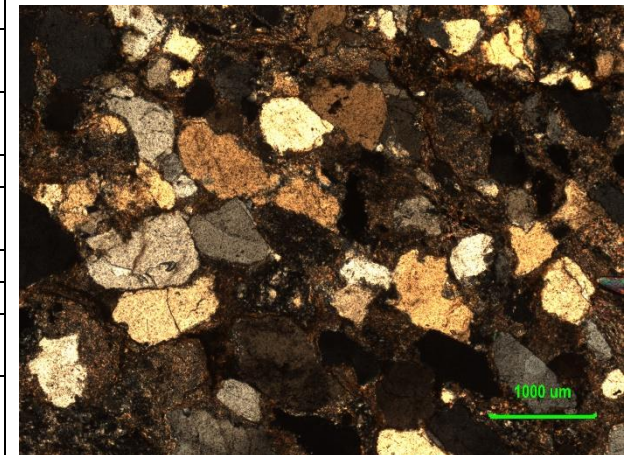
Muestra: CPV-15-304			Formación: Quebrada del Salitre	
Localidad: Quebrada Doña Inés Chica			Coordenadas: 7112597 N - 467201 E	
Textura: clástica	Clastos 14%	Matriz 66%	Cemento 20%	Fábrica
	Grava 0%	Arena 97%	Limo 3%	Matriz soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	1,3	0,35	0,5	Buena a moderada
Matriz	0,3	<0,062	0,15	Buena
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	19	0,15	Prismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subredondeado
Plagioclasa	20	0,2	Prismoidal a subdiscoidal	Anguloso
Micas	2	0,1	Prismoidal	Anguloso
Opacos	4	0,1	Subdiscoidal	Subanguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	37	0,4	Subprismoidal a subdiscoidal	Subredondeado
Volcánicos indiferenciados	18	0,6	Subprismoidal a subdiscoidal	Subredondeado
QFL	Q: 20%	F:21%	L: 59%	
Madurez	Textural	ARENISCA	Composicional	
Cemento	Calcita		Tipo: B	
Contacto entre granos: puntual y tangencial, en menor proporción flotante				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA FELDESPÁTICA
Observaciones	Es difícil calcular la cantidad exacta de cemento ya que muchos granos están calcitizados y pueden confundirse con el cemento calcáreo.			



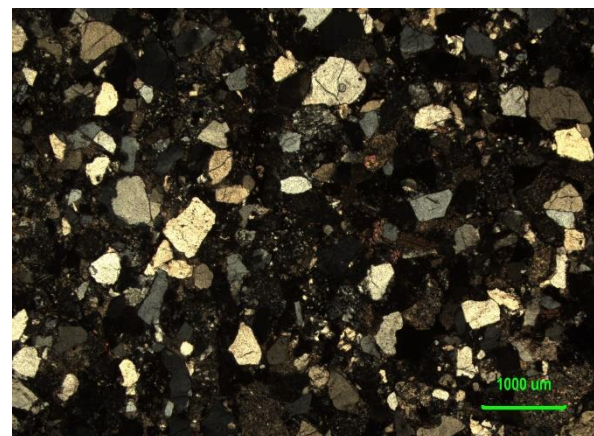
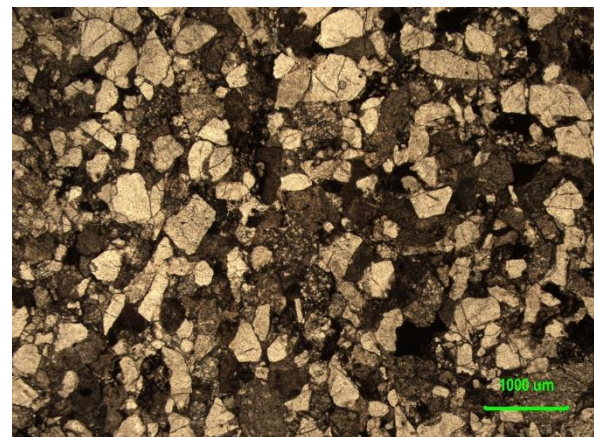
Muestra: CPV-15-305		Formación: Quebrada del Salitre		
Localidad: Quebrada Doña Inés Chica		Coordenadas: 7115311 N - 470728 E		
Textura: clásica	Clastos 77%	Matriz 20%	Cemento 3%	Fábrica
	Grava 2%	Arena 91%	Limo 7%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	4	0,3	0,5	Moderada
Matriz	0,25	<0,062	0,15	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	37	0,4	Prismoidal a subdiscoidal	Anguloso
Plagioclasa	3	0,3	Prismoidal	Subanguloso
Feldespato potásico	2	0,4	Subprismoidal	Subredondeado
Micas	1	0,2	Prismoidal	Anguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	23	0,45	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Volcánicos básicos	5	0,6	Prismoidal	Subanguloso
Volcanoclásticos	8	0,45	Subprismoidal a subdiscoidal	Subredondeado
Volcánicos indiferenciados	18	0,35	Subprismoidal a subdiscoidal	Subredondeado
Intrusivos	3	0,3	Subdiscoidal	Subredondeado
QFL	Q: 33%	F: 5%	L: 62%	
Madurez	Textural	Submadura	Composicional	Submadura
Cemento	Arcilloso		Tipo: A	
Contacto entre granos: Puntual y tangencial				
CLASIFICACIÓN	TEXTURA	ARENISC	COMPOSICIONA	LITARENIT
	L	A	L	A
Observaciones	Hay vetillas de clorita, limonita y arcilla, y de cuarzo clorita y óxidos de hierro. Algunas micas están deformadas. La matriz está compuesta por cuarzo, limonita, clorita y sericita. Se reconoce un cristal de turmalina de 0,15mm.			



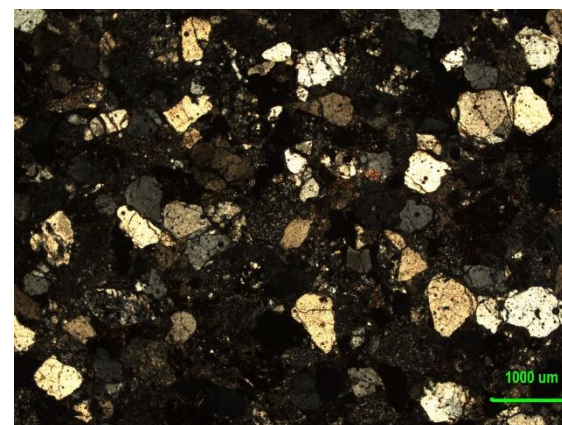
Muestra: CPV-15-308			Formación: Quebrada del Salitre	
Localidad: Quebrada Doña Inés Chica			Coordenadas: 7114867 N - 470738 E	
Textura: clástica	Clastos: 92%	Matriz: 5%	Cemento: 3%	Fábrica
	Grava: 0%	Arena: 97%	Limo: 3%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	0,8 mm	0,1 mm	0,25 mm	Buena a moderada
Matriz	0,09 mm	0,025 mm	0,08 mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	56	0,3	Subprismoidal a subdiscoidal	Redondeado
Plagioclasa	13	0,2	Subprismoidal	Subredondeado
Micas	1	0,3	Prismoidal	Subanguloso
Opacos	2	0,1	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	27	0,3	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Líticos indiferenciados	1	0,2	Subdiscoidal	Subredondeado
QFL	Q: 58%	F: 13%	L: 29%	
Madurez	Textural	Submadura a madura	Composicional	Madura
Cemento	Arcilloso	Tipo: A		
Contacto entre granos: Tangenciales y completos				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA FELDESPÁTICA
Observaciones	Los líticos están alterados a sericita y limonita.			



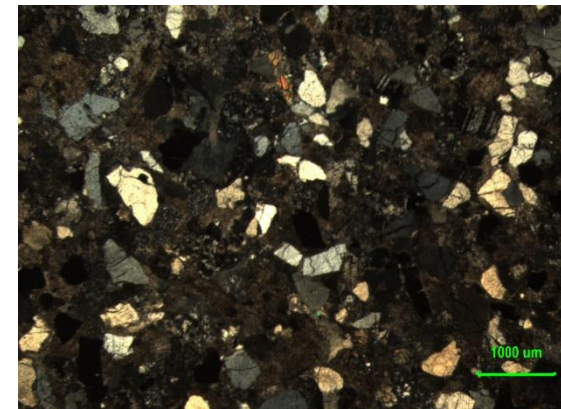
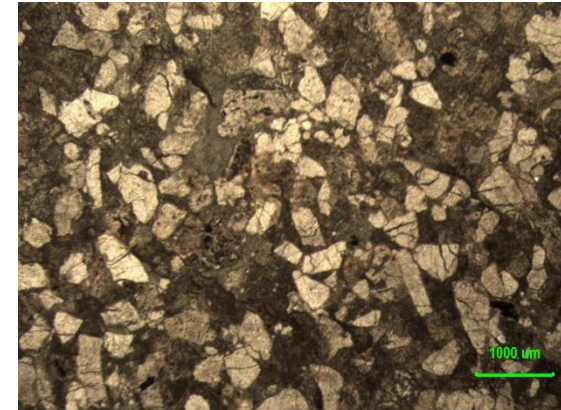
Muestra: CPV-15-316			Formación: Quebrada del Salitre	
Localidad: N de Quebrada Agua Dulce			Coordenadas: 7125507 N - 468083 E	
Textura: clástica	Clastos: 89%	Matriz: 9%	Cemento: 2%	Fábrica
	Grava: 1%	Arena: 97%	Limo: 2%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	2,1 (1) mm	0,3 mm	0,5 mm	Moderada
Matriz	0,2 mm	0,03 mm	0,125 mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	45	0,35	Subprismáticos a subdiscoidales	Anguloso a subanguloso
Plagioclasa	18	0,2	Prismoidal	Subanguloso
Feldespato potásico	3	0,3	Subprismático	Subanguloso
Micas	1	0,3	Prismáticos	Subanguloso
Opacos	2	0,3	-	Subanguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	17	0,3	Subdiscoidal	Subredondeado
Volcánicos básicos	1	0,3	Subprismático	Subredondeado
Volcanoclásticos	1	1	Subprismático	Subredondeado
Sedimentarios	4	0,5	Redondeado	Subredondeado
Intrusivos	1	0,5	Subredondeado	Redondeado
Volcánicos indiferenciados	7	0,3	Subprismáticos a subdiscoidales	Subredondeado
QFL	Q: 46%	F: 22%	L: 32%	
Madurez	Textural	Submadura a madura	Composicional	Madura
Cemento	Arcilloso	Tipo:A	Calcáreo	Tipo: B
Contacto entre granos: Puntuales y tangenciales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA FELDESPÁTICA
Observaciones	-			



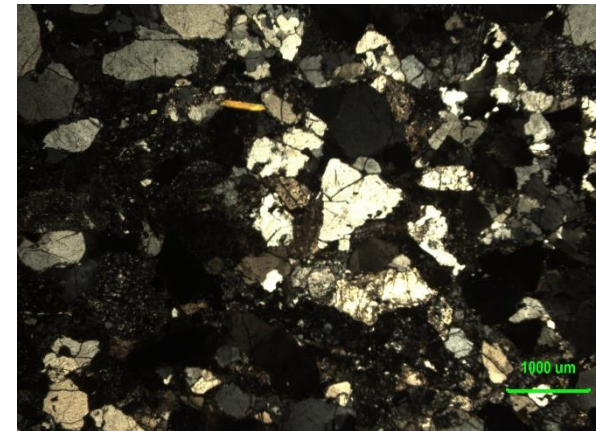
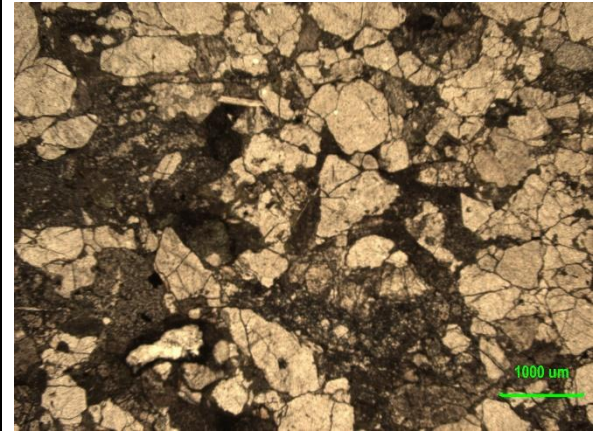
Muestra: CPV-15-318			Formación: Quebrada del Salitre	
Localidad: Quebrada Agua Dulce			Coordenadas: 7126088 N - 467333E	
Textura: clástica	Clastos: 90%	Matriz: 5%	Cemento: 5%	Fábrica
	Grava: 0%	Arena: 100%	Limo: 0%	Grano soportada
	“Phi” grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	2 mm	0,5 mm	0,7 mm	Buena
Matriz	0,45 mm	0,1 mm	0,3 mm	Buena
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	36	0,75	Prismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subredondeado
Feldespato potásico	3	0,7	Subprismoidal	Subredondeado
Plagioclasa	5	0,6	Subprismoidal	Subanguloso
Anfíbol	1	0,7	Subdiscoidal	Anguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	43	0,8	Subprismoidal a subdiscoidal	Subredondeado
Volcánicos indiferenciados	12	0,7	Subprismoidal	Subredondeado
QFL	Q: 36%	F: 8%	L: 56%	
Madurez	Textural	Madura	Composicional	Madura
Cemento	Silíceo	Tipo B	Óxidos de hierro	Tipo B
Contacto entre granos: puntuales y tangenciales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA
Observaciones	-			



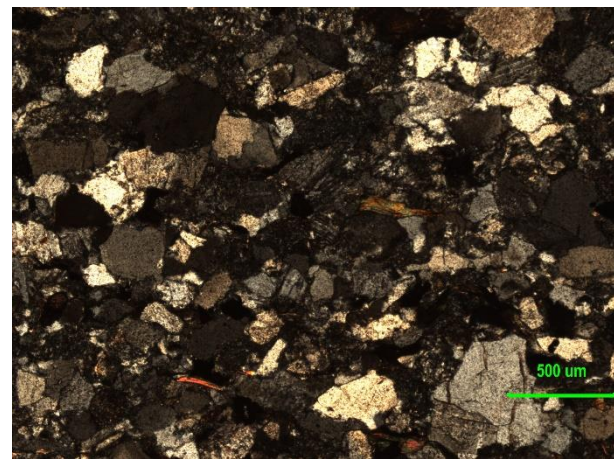
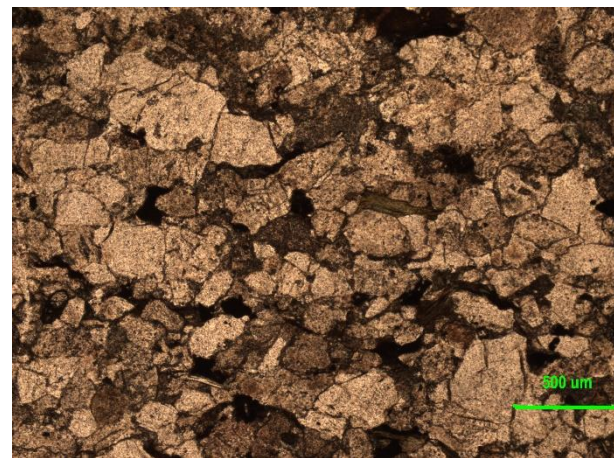
Muestra: CPV-15-321		Formación: Quebrada del Salitre		
Localidad: Quebrada de la Perra		Coordenadas: 7123891 N - 460709 E		
Textura: clásica	Clastos: 80%	Matriz: 10%	Cemento: 10%	Fábrica
	Grava: 0%	Arena: 100%	Limo: 0%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	1,1mm	0,3mm	0,4mm	Buena a moderada
Matriz	0,2mm	0,1mm	0,2mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	25	0,4	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subredondeado
Plagioclasa	13	0,25	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subanguloso
Micas	1	0,2	Subprismoidal	Subanguloso
Opacos	1	0,15	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	27	0,3	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Volcánicos indiferenciados	30	0,4	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Volcanoclásticos	3	0,3	Subdiscoidal	Subredondeado
QFL	Q: 26%	F: 13%	L: 61%	
Madurez	Textural	Madura	Composicional	Submadura
Cemento	Calcita		Tipo: B	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA
Observaciones	Las plagioclasas están fuertemente alteradas a arcilla y levemente a calcita. Se reconocer una vetilla de calcita.			



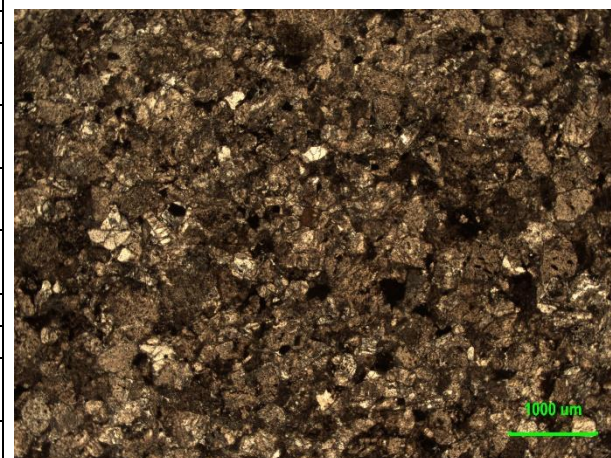
Muestra: CPV- 15-324		Formación: Quebrada del Salitre		
Localidad: Quebrada de la Perra		Coordenadas: 7115254 N - 470733 E		
Textura: clásica	Clastos: 70%	Matriz: 27%	Cemento: 3%	Fábrica
	Grava: 1%	Arena: 97%	Limo: 2%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	2,1 (1,3) mm	0,3 mm	0,4 mm	Moderada
Matriz	0,2 mm	0,05 mm	0,1 mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	50	0,6	Subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Plagioclasa	18	0,35	Subprismoidal	Subanguloso
Feldespatos potásico	3	0,5	Subdiscoidal	Subredondeado
Micas	1	0,25	Prismoidal	Subanguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	11	0,7	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Volcánicos indifenciados	10	0,6	Subprismoidal	Subanguloso a subredondeado
Metamórficos	3	0,5	Subprismoidal	Subanguloso
Intrusivo	4	1	Subdiscoidal	Subredondeado
QFL	Q: 51%	F: 21%	L: 28%	
Madurez	Textural	Submadura a madura	Composicional	Madura
Cemento	Clorítico		Tipo: B	
Contacto entre granos : Puntuales y tangenciales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA FELDESPÁTICA
Observaciones	-			



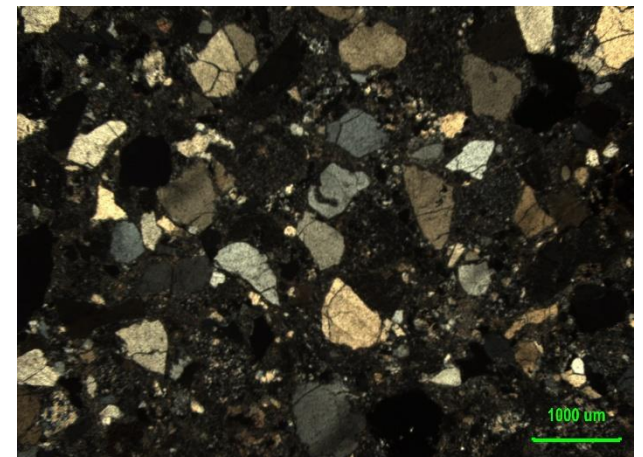
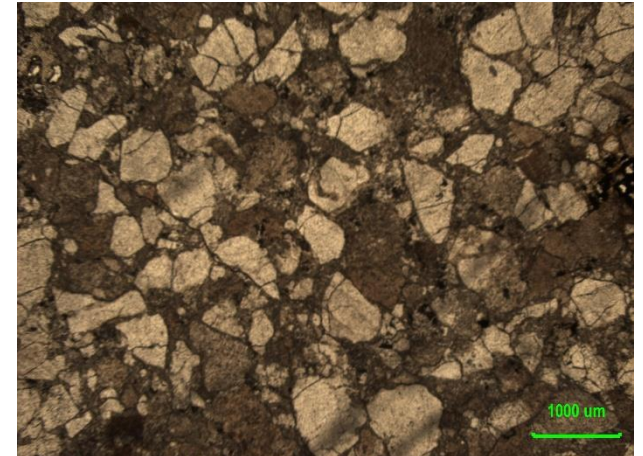
Muestra: CPV-15-325			Formación: Quebrada del Salitre	
Localidad: Quebrada Doña Inés Chica			Coordenadas: 7113292 N 469000 E	
Textura: clástica	Clastos: 88%	Matriz: 10%	Cemento: 2%	Fábrica
	Grava: 0%	Arena: 99%	Limo: 1%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	0,8 mm	0,3 mm	0,4 mm	Buena
Matriz	0,2 mm	0,06 mm	0,2 mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	34	0,35	Subdiscoidal	Subanguloso
Plagioclasa	37	0,5	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subanguloso
Feldespato potásico	13	0,4	Subdiscoidal	Subanguloso
Micas	1	0,2	Prismoidal	Subanguloso
Opacos	2	0,3	Subdiscoidal	Subanguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	10	0,4	Subdiscoidal	Redondeado
Sedimentarios	3	0,6	Subdiscoidal	Redondeado
QFL	Q: 35%	F: 52%	L: 13%	
Madurez	Textural	Madura	Composicional	Submadura
Cemento	Arcilloso	Tipo: A	Silíceo syntaxial	
Contacto entre granos: tangenciales y completos				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	ARCOSA
Observaciones	Los granos de feldespato potásico están levemente alterados a arcillas, mientras que los granos de plagioclasa están levemente alterados a arcilla y sericita.			



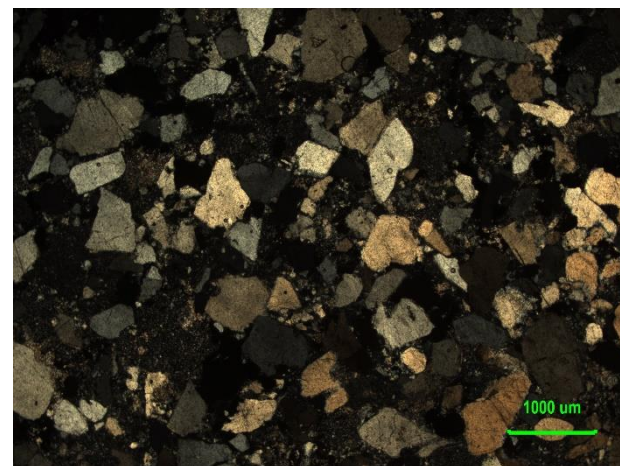
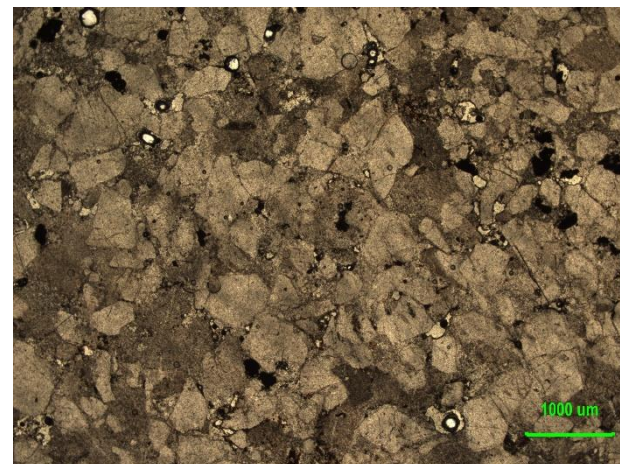
Muestra: CPV-15-335			Formación: Sierra de Varas	
Localidad: Quebrada el Salitre			Coordenadas: 7226030 N - 475287 E	
Textura: clásica	Clastos: 80%	Matriz: 10%	Cemento: 10%	Fábrica
	Grava: 0%	Arena: 100%	Limo: 0%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	0,6 mm	0,2 mm	0,3 mm	Buena a moderada
Matriz	0,15 mm	0,07 mm	0,1 mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	3	0,2	Subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Plagioclasa	37	0,35	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subredondeado
Micas	1	0,2	Prismoidal	Subanguloso
Opacos	1	0,1	-	-
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	28	0,35	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Volcánicos básicos	15	0,3	Subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Volcánicos indiferenciados	15	0,3	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
QFL	Q: 3%	F: 38%	L: 59%	
Madurez	Textural	Submadura a madura	Composicional	Inmadura
Cemento	Calcita y óxidos de hierro		Tipo: A y B	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURA	ARENISC	COMPOSICIONA	LITARENITA
N	L	A	L	FELDESPÁTIC
Observaciones	-			



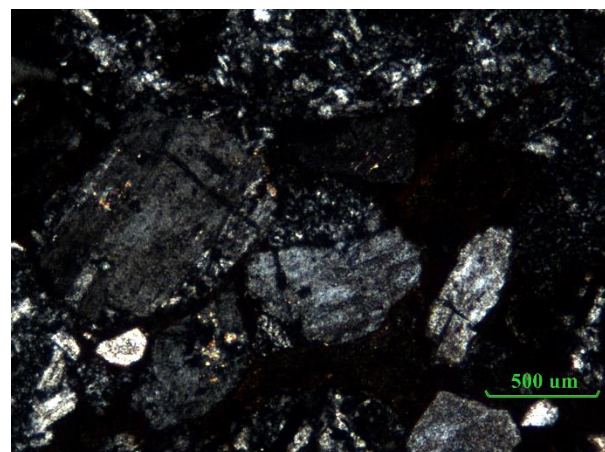
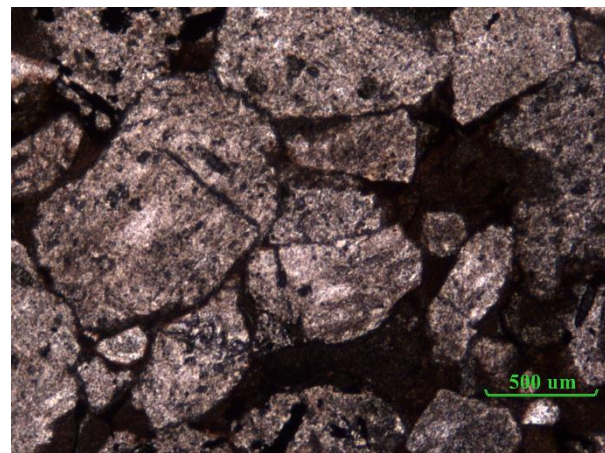
Muestra: CPV-15-342			Formación: Sierra de Varas	
Localidad: Quebrada Los Pozos			Coordenadas: 7201928 N - 471961 E	
Textura: clásica	Clastos: 72%	Matriz: 21%	Cemento: 7%	Fábrica
	Grava: 0%	Arena: 92%	Limo: 8%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	1,1mm	0,25mm	0,4mm	Buena
Matriz	0,2mm	<0,062mm	0,15mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	26	0,4	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso
Opacos	1	0,1	Subdiscoidal	Subanguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	17	0,4	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso
Volcanoclásticos	46	0,5	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Sedimentarios	7	0,35	Subprismoidal	Subredondeado
Intrusivos	3	0,35	Subdiscoidal	Subredondeado
QFL	Q: 26%	F: 0%	L: 74%	
Madurez	Textural	Inmadura	Composicional	Submadura
Cemento	Arcilloso		Tipo: A	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA
Observaciones	La matriz está compuesta por cuarzo, limonita y sericita.			



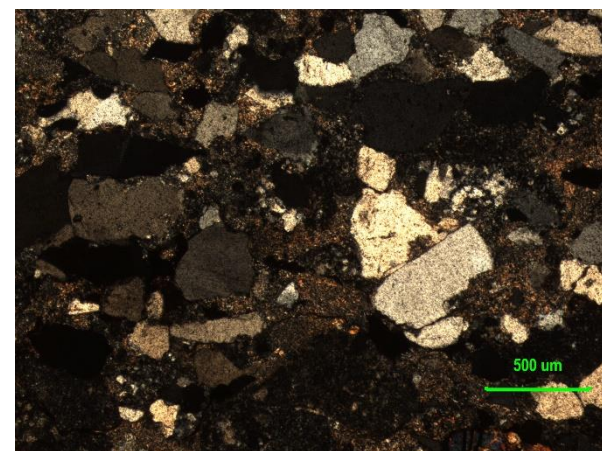
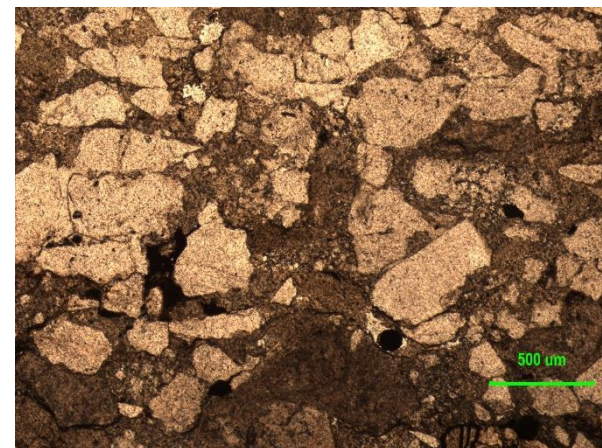
Muestra: CPV-15-346			Formación: Sierra de Varas	
Localidad: Quebrada los Pozos			Coordenadas: 7201895 N - 471951 E	
Textura: clásica	Clastos: 85%	Matriz: 13%	Cemento: 2	Fábrica
	Grava: 0%	Arena: 98%	Limo: 2%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	1 mm	0,3 mm	0,5 mm	Moderada a buena
Matriz	0,2 mm	0,06 mm	0,1 mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	45	0,4	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subanguloso
Feldespato potásico	5	0,3		
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	44	0,5	Subdiscoidal	Subanguloso
Intrusivos	3	0,4	Subdiscoidal	Subanguloso
Sedimentarios	3	0,3	Subdiscoidal	Subredondeado
QFL	Q: 45%	F: 5%	L: 50%	
Madurez	Textural	Submadura a madura	Composicional	Madura
Cemento	Óxidos de hierro		Tipo: B	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA
Observaciones	-			



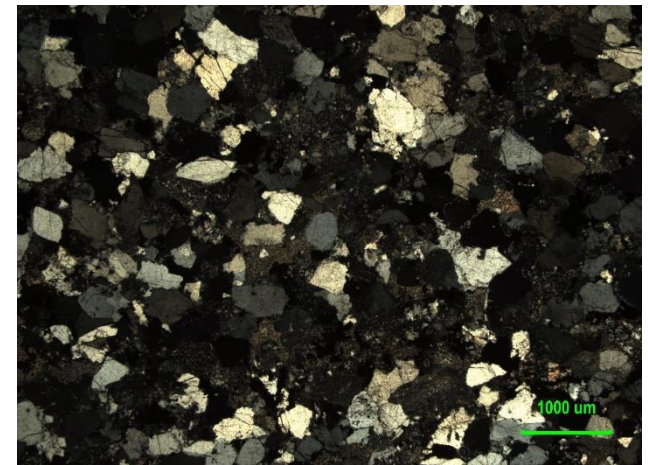
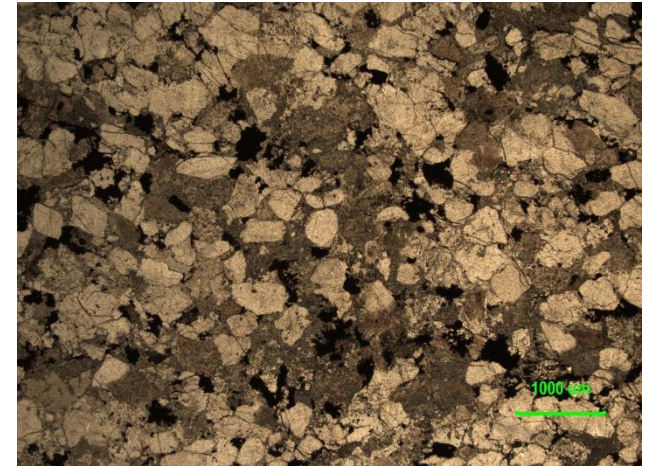
Muestra: CPV-15-352			Formación: Sierra de Varas	
Localidad: Quebrada Los Pozos			Coordenadas: 7201617 N 471839 E	
Textura: clástica	Clastos: 15%	Matriz: 73%	Cemento: 12%	Fábrica
	Grava: 4%	Arena: 96%	Limo: 0%	Matriz soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	2,2mm	0,8mm	1mm	Moderada
Matriz	0,7mm	0,1mm	0,5mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	7	0,4	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso a redondeado
Feldespato potásico	8	0,4	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso
Plagioclasa	13	0,4	Prismoidal a subdiscoidal	Anguloso
Opacos	1	0,15	Subprismoidal	
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	8	0,35	Subprismoidal	Redondeado
Volcanoclásticos	40	0,7	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a redondeado
Volcánicos básicos	23	0,6	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a redondeado
QFL	Q: 7%	F: 21%	L: 72%	
Madurez	Textural	Madura	Composicional	
Cemento	Óxido de hierro		Tipo: B	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales, en menor proporción flotante				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA
Observaciones	-			



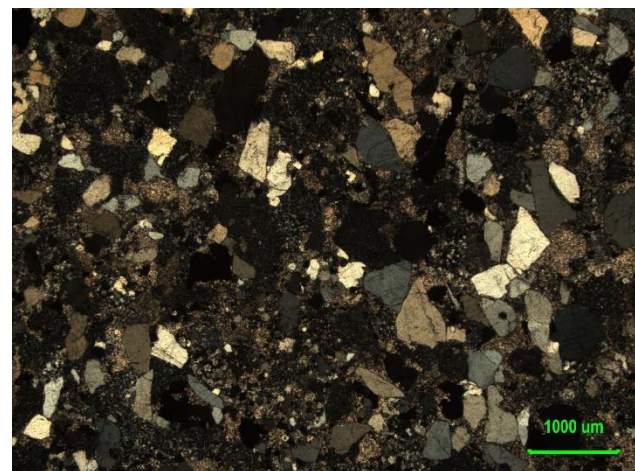
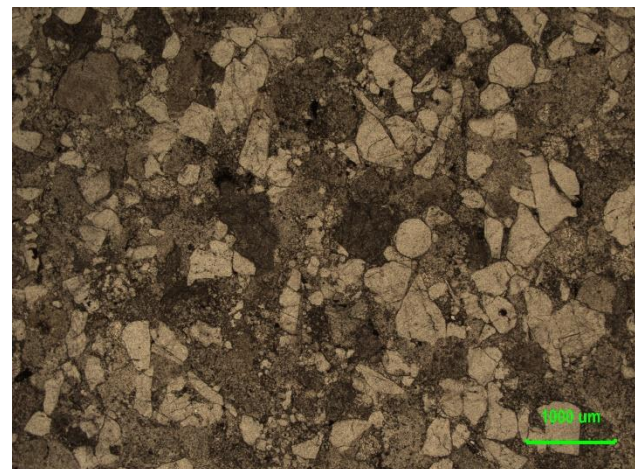
Muestra: CPV-15-366			Formación: Sierra de Varas	
Localidad: Quebrada Vaquillas			Coordenadas: 7200650 N 475235 E	
Textura: clásica	Clastos: 92%	Matriz: 5 %	Cemento: 3%	Fábrica
	Grava: 0%	Arena: 98%	Limo: 2%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	0,5mm	0,15mm	0,25mm	Moderada
Matriz	0,1mm	0,03mm	0,08mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	48	0,2	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso
Plagioclasas	17	0,25	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso
Opacos	1	0,1	Subdiscoidal	Anguloso
Micas	1	0,2	Prismoidal	Subanguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	27	0,3	Subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Volcanoclásticos	3	0,35	Subdiscoidal	Redondeado
Intrusivos	3	0,3	Subdiscoidal	Redondeado
QFL	Q: 49%	F: 17%	L: 34%	
Madurez	Textural	Submadura a madura	Composicional	Madura
Cemento	Arcilloso		Tipo: A	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA FELDESPÁTICA
Observaciones	La matriz está compuesta por sericita y cuarzo.			



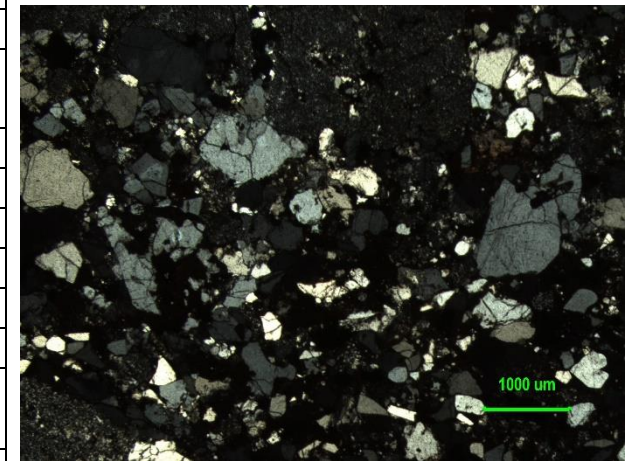
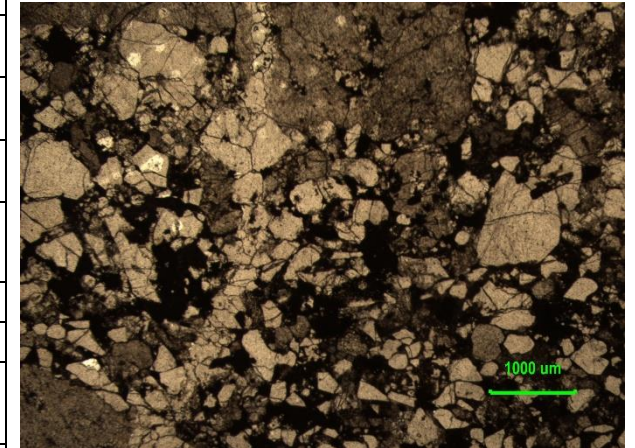
Muestra: CPV-15-367			Formación: Sierra de Varas	
Localidad: Quebrada Vaquillas			Coordenadas: 7200858 N - 475433 E	
Textura: clástica	Clastos: 94%	Matriz: 4%	Cemento: 2	Fábrica
	Grava: 0%	Arena: 98%	Limo: 2%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	0,8mm	0,1mm	0,2mm	Moderada
Matriz	0,09mm	0,04mm	0,09mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	50	0,25	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subanguloso
Opacos	10	0,2	-	-
Micas	1	0,2	Sunprismoidal	Subanguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	35	0,3	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Sedimentarios	4	0,3	Subdiscoidal	Subredondeado
QFL	Q: 56%	F: 0%	L: 44%	
Madurez	Textural	Submadura a madura	Composicional	Madura
Cemento	Arcilloso		Tipo: A	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA
Observaciones	La matriz está compuesta por cuarzo y sericita. Además se distingue un grano de turmalina de 0,2 mm.			



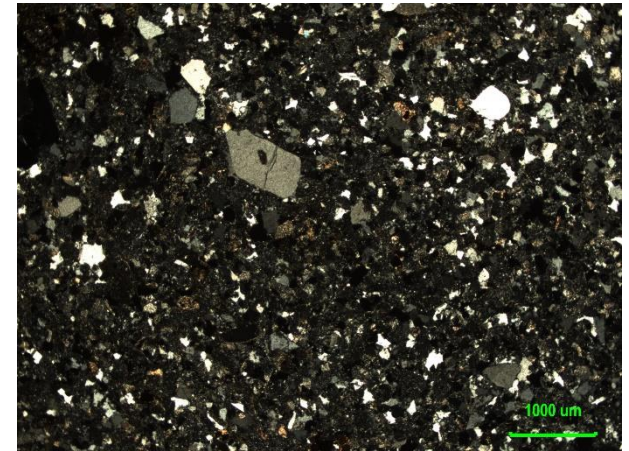
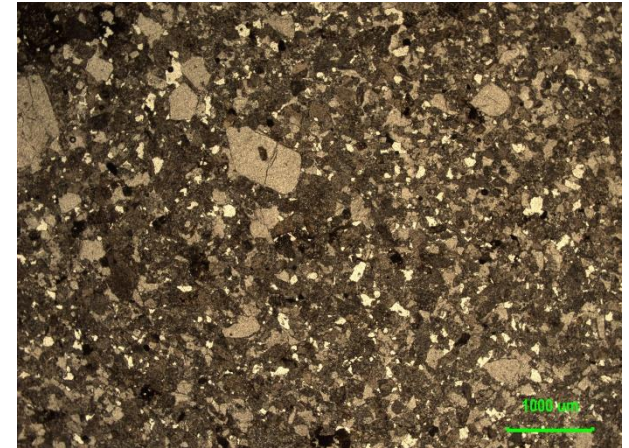
Muestra: CPV-15-369			Formación: Sierra de Varas	
Localidad: Quebrada Vaquillas			Coordenadas: 7201891 N - 471947 E	
Textura: clástica	Clastos: 92%	Matriz: 3%	Cemento: 5%	Fábrica
	Grava: 0%	Arena: 98%	Limo: 2%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	0,8mm	0,2mm	0,35mm	Moderada
Matriz	0,15mm	0,03mm	0,1mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	50	0,35	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subanguloso
Opacos	2	0,1	-	Subanguloso a subredondeado
Micas	1	0,25	Subprismoidal	Subanguloso
Plagioclasas	10	0,3	Subprismoidal a subdiscoidal	Subalgunos a subredondeados
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	34	0,3	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Intrusivos	3	0,3	Subprismoidal a subdiscoidal	Subredondeado
QFL	Q: 52%	F: 10%	L: 38%	
Madurez	Textural	Submadura a madura	Composicional	Madura
Cemento	Arcilloso		Tipo: A	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA
Observaciones	Los líticos volcánicos indiferenciados están alterados a sericita y calcita.			



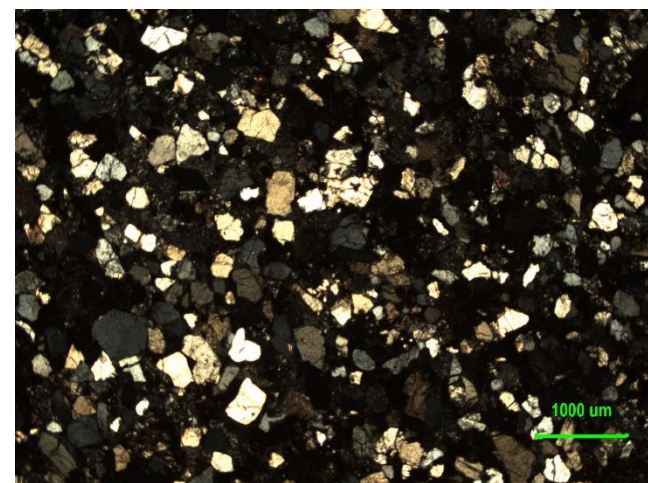
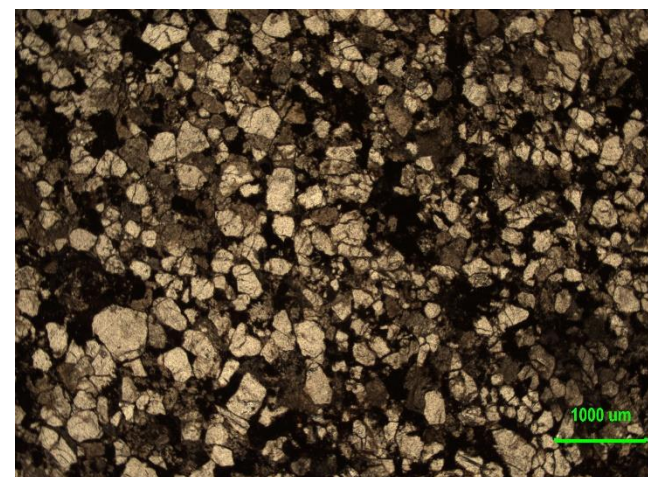
Muestra: CPV-15-378		Formación: Sierra de Varas		
Localidad: afloramiento Quebrada Los Pozos		Coordenadas: 7201890 N 471999 E		
Textura: clástica	Clastos: 20%	Matriz: 70%	Cemento: 10%	Fábrica
	Grava: 12%	Arena: 85%	Limo: 3%	Matriz soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	8 mm	1mm	2,5mm	Mala
Matriz	0,9mm	0,03mm	0,035mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	56	0,7	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subredondeado
Opacos	3	0,15	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subredondeado
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	27	1	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Volcanoclásticos	4	0,35	Subdiscoidal	Subanguloso
Sedimentarios	10	1	Subprismoidal	Subredondeado
QFL	Q: 58%	F: 0%	L: 42%	
Madurez	Textural	Submadura	Composicional	Madura
Cemento	Arcilloso y Óxidos de hierro		Tipo: A y B	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA CONGLOMERÁDICA	COMPOSICIONAL	LITARENITA
Observaciones	Destaca el gran tamaño de sus líticos.			



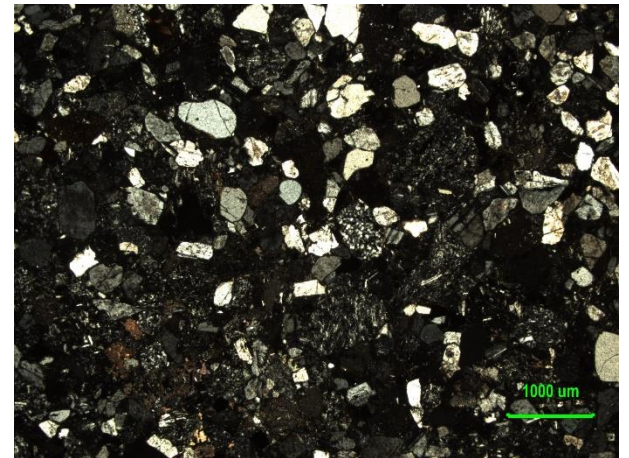
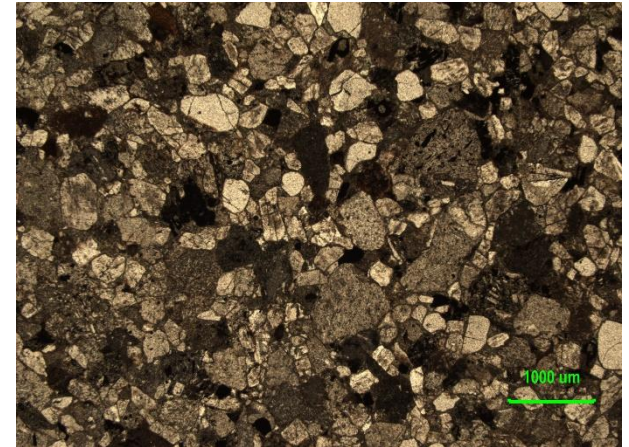
Muestra: CPV-15-393			Formación: Sierra de Varas	
Localidad: Quebrada Vaquillas			Coordenadas: 7199157 N 470076 E	
Textura: clástica	Clastos: 10%	Matriz: 88%	Cemento: 2%	Fábrica
	Grava: 2%	Arena: 93%	Limo: 5%	Grano soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	2,8mm	0,5mm	0,7mm	Moderada a mala
Matriz	0,4mm	0,05mm	0,2mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	21	0,3	Subdiscoidal	Subsubanguloso
Plagioclasas	4	0,15	Subprismoidal a subdiscoidal	Subsubanguloso a subredondeado
Micas	1	0,2	Subprismoidal	Subsubanguloso a subredondeado
Opacos	3	0,15	Subdiscoidal	Subsubanguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	28	0,4	Subdiscoidal	Subsubanguloso a subredondeado
Volcanoclásticos	43	0,7	Subprismoidal a subdiscoidal	Subsubanguloso a subredondeado
QFL	Q: 22%	F: 4%	L: 74%	
Madurez	Textural	Inmadura	Composicional	Inmadura
Cemento	Arcilloso		Tipo: A y B	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA
Observaciones	-			



Muestra: CPV-15-398			Formación: Sierra de Varas	
Localidad: Quebrada La Carreta			Coordenadas: 7197580 N 477590 E	
Textura: clásica	Clastos: 66%	Matriz: 25%	Cemento: 9%	Fábrica
	Grava: 0%	Arena: 98%	Limo: 2%	Matriz soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	0,8mm	0,3mm	0,5mm	Moderada
Matriz	0,25mm	0,06mm	0,2mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	26	0,45	Subprismoidal a subdiscoidal	Anguloso a subredondeado
Plagioclasa	3	0,3	Subprismoidal	Subanguloso a subredondeado
Micas	3	0,15	Subprismoidal	Subanguloso
Epidota	1	0,1	Subdiscoidal	Anguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	54	0,45	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso a subredondeado
Volcánicos indiferenciados	10	0,3	Subprismoidal	Subanguloso a subredondeado
Sedimentarios	3	0,35	Subprismoidal	Subredondeado
QFL	Q: 27%	F: 3%	L: 70%	
Madurez	Textural	Submadura a madura	Composicional	Inmadura
Cemento	Óxido de hierro		Tipo: B	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA
Observaciones	-			



Muestra: CPV-15-402			Formación: Sierra de Varas	
Localidad: Quebrada La Carreta			Coordenadas: 7197339 N 476409 E	
Textura: clásica	Clastos: 11%	Matriz: 84%	Cemento: 5%	Fábrica
	Grava: 2%	Arena: 98 %	Limo: 0%	Matriz soportada
	Grano máximo	Grano mínimo	Moda	Selección
Clastos	2,1mm	0,5mm	0,9mm	Moderada
Matriz	0,4mm	0,08mm	0,3mm	
Composición, tamaño y forma de los granos				
Monominerales	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Cuarzo	8	0,3	Subdiscoidal	Anguloso a subanguloso
Feldespato potásico	13	0,3	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso
Plagioclasa	17	0,3	Subprismoidal a subdiscoidal	Subanguloso
Micas	1	0,2	Subprismoidal	Subanguloso
Opacos	2	0,15	Subdiscoidal	Subanguloso
Líticos	%	Moda (mm)	Esfericidad	Redondez
Volcánicos ácidos	13	0,4	Subprismoidal a subdiscoidal	Subredondeado
Volcánicos básicos	46	0,8	Subprismoidal a subdiscoidal	Subredondeado
QFL	Q: 8%	F: 31%	L: 61%	
Madurez	Textural	Submadura a madura	Composicional	Inmadura
Cemento	Calcita B	Clorita B	Arcilloso B	
Contacto entre granos: puntuales y longitudinales				
CLASIFICACIÓN	TEXTURAL	ARENISCA	COMPOSICIONAL	LITARENITA FELDESPÁTICA
Observaciones	Destaca la abundancia de líticos volcánicos de composición intermedia a básica.			



ANEXO 2



Porcentajes normalizados para el ploteo en los diagramas ternarios de proveniencia												
Muestra	Q	F	L	Qm	F	Lt	Qp	Lv	Ls	Qm	P	K
CPV-15-304	17,0	27,8	55,2	16,9	27,8	55,3	0,4	99,6	0,0	37,7	62,3	0,0
CPV-15-305	50,7	0,5	48,8	50,7	0,5	48,8	0,0	100	0,0	99,0	1,0	0,0
CPV-15-308	62,5	10	27,5	61,7	10,2	28,1	7,0	93	0,0	85,8	14,2	0,0
CPV-15-316	49,4	21,6	29	47,1	22,6	30,3	5,6	87,1	7,3	67,6	29,8	2,6
CPV-15-318	47	5,5	47,5	47	5,5	47,5	0,0	100	0,0	89,5	10,5	0,0
CPV-15-321	36,7	2,7	60,6	36,7	2,7	60,6	0,0	100	0,0	93,1	6,9	0,0
CPV-15-324	52,3	25,2	22,5	49,9	26,5	23,6	17,3	82,7	0,0	65,3	30,3	4,4
CPV-15-325	47,2	36,4	16,4	47,2	36,4	16,4	0,0	96,1	3,1	56,4	30	13,6
CPV-15-335	0,8	44,5	54,7	0,8	44,5	54,7	0,0	100	00	1,7	98,3	0,0
CPV-15-342	35,6	0,0	64,4	35,6	0,0	64,4	0,0	96,6	3,4	100	0,0	0,0
CPV-15-346	65,9	1,0	33,1	65,9	1,0	33,1	0,0	100	0,0	98,5	0,0	1,5
CPV-15-352	5,5	27,5	67	5,5	27,5	67	0,0	100	0,0	16,7	62,8	20,5
CPV-15-366	41,1	23,3	35,6	41,1	23,3	35,6	0,0	100	0,0	63,9	36,1	0,0
CPV-15-367	55,3	1,1	43,6	55,3	1,1	43,6	0,0	100	0,0	98,1	1,9	0,0
CPV-15-369	44,7	11,2	43,8	44,7	11,2	43,8	0,0	100	0,0	80	20	0,0
CPV-15-378	67,7	0,0	32,3	67,7	0,0	32,3	0,0	100	0,0	100	0,0	0,0
CPV-15-393	31,1	4,4	64,5	31,1	4,4	64,5	0,0	100	0,0	87,6	12,4	0,0
CPV-15-398	52,2	7,3	40,5	52,2	7,3	40,5	0,0	100	0,0	87,8	12,2	0,0
CPV-15-402	6,8	41,5	51,7	6,8	41,5	51,7	0,0	100	0,0	14,1	66,6	19,3