



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



**PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA Y RELACIÓN CON
MINERALIZACIÓN METÁLICA DE LOS INTRUSIVOS
COLINDANTES AL SKARN DEL DISTRITO CAIMANES,
PROVINCIA DE CHOAPA, REGIÓN DE COQUIMBO,
CHILE.**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Víctor Andrés San Martín Pavez

Profesor Patrocinante: Dr. Osvaldo Miguel Rabbia Dalmaso
Profesores Comisión: Msc. Abraham Elías González Martínez
Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo

Concepción, 2017

ÍNDICE

Página

| | |
|--|----|
| RESUMEN | |
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1. PRESENTACIÓN | 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 | 4 |
| 1.4.1. Etapa de Gabinete I | 4 |
| 1.4.2. Etapa de Terreno I | 4 |
| 1.4.2.1. Protocolo de muestreo en terreno | 4 |
| 1.4.3. Etapa de Gabinete II | 5 |
| 1.4.3.1. Protocolo para descripción petrográfica cualitativa | 5 |
| 1.4.3.1. Protocolo para preparación de muestras y análisis FRX | 5 |
| 1.4.2. Etapa de Terreno II | 6 |
| 1.4.3. Etapa de Gabinete III | 6 |
| 1.4.3.1. Protocolo para descripción petrográfica cuantitativa | 6 |
| 1.5. TRABAJOS ANTERIORES | 6 |
| 1.6. AGRADECIMIENTOS | 8 |
| 2. MARCO GEOLÓGICO | 9 |
| 2.1. GENERALIDADES | 9 |
| 2.2. ROCAS ESTRATIFICADAS | 9 |
| 2.2.1. Estratos de Pupío | 10 |
| 2.2.1.1 Definición, distribución y relaciones estratigráficas | 10 |
| 2.2.1.2 Litología y potencia | 10 |
| 2.2.1.3 Edad, ambiente depositacional y correlaciones | 10 |
| 2.2.2. Formación Arqueros | 10 |
| 2.2.2.1 Definición, distribución y relaciones estratigráficas | 10 |
| 2.2.2.2 Litología y potencia | 11 |
| 2.2.2.3 Edad, ambiente depositacional y correlaciones | 11 |
| 2.2.3. Formación Quebrada Marquesa | 11 |
| 2.2.3.1 Definición, distribución y relaciones estratigráficas | 11 |
| 2.2.3.2 Litología y potencia | 12 |
| 2.2.3.3 Edad, ambiente depositacional y correlaciones | 12 |
| 2.2.4. Formación Salamanca | 13 |
| 2.2.4.1 Definición, distribución y relaciones estratigráficas | 13 |
| 2.2.4.2 Litología y potencia | 13 |
| 2.2.4.3 Edad, ambiente depositacional y correlaciones | 13 |
| 2.2.5. Formación Confluencia | 14 |
| 2.2.5.1 Definición, distribución y relaciones estratigráficas | 14 |

| | |
|---|----|
| 2.2.5.2 Litología y potencia | 14 |
| 2.2.5.3 Edad, ambiente depositacional y correlaciones | 14 |
| 2.2.6. Depósitos Cuaternarios no consolidados | 15 |
| 2.3. ROCAS INTRUSIVAS | 15 |
| 2.3.1. Superunidad Mincha | 15 |
| 2.3.1.1. Unidad Millahue | 15 |
| 2.3.1.2. Unidad Puerto Oscuro | 15 |
| 2.3.1.3. Unidad Tranquilla | 16 |
| 2.3.1.3. Unidad Cavilolén | 16 |
| 2.3.2. Superunidad Illapel | 16 |
| 2.3.2.1. Unidad Máfica | 17 |
| 2.3.2.2. Unidad Trondhjemítica | 17 |
| 2.3.2.3. Unidad Tonalítica Pincipal | 17 |
| 2.3.2.4. Unidad Granodiorítica | 17 |
| 2.3.2.5. Geocronología de la Superunidad Illapel | 17 |
| | |
| 3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL | 19 |
| 3.1. GENERALIDADES | 19 |
| 3.2. PALEOZOICO | 19 |
| 3.3. MESOZOICO | 20 |
| | |
| 4. PETROGRAFÍA | 25 |
| 4.1. GENERALIDADES | 25 |
| 4.2. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | 27 |
| 4.2.1. Granodiorita de Anfíbol y Biotita | 29 |
| 4.2.2. Tonalita de Anfíbol y Biotita | 31 |
| 4.2.3. Diorita Cuarcifera de Anfíbol | 31 |
| 4.2.4. Monzodiorita cuarcífera de Anfíbol | 33 |
| 4.2.5. Enclaves Dioríticos Cuarcíferos de Anfíbol y Biotita | 33 |
| 4.2.6. Diques Dioríticos | 36 |
| | |
| 5. GEOQUÍMICA | 40 |
| 5.1. GENERALIDADES | 40 |
| 5.2. ELEMENTOS MAYORES Y MENORES | 41 |
| 5.2.1. Diagramas Discriminantes | 43 |
| 5.2.2. Diagramas Harker | 46 |
| 5.3. ELEMENTOS TRAZAS | 48 |
| 5.3.1. Diagramas Discriminantes | 48 |
| 5.3.2. Diagrama Multielemental o <i>Spider</i> | 49 |
| 5.3.3. Diagramas Harker | 51 |

| | |
|--|----|
| 6. DISCUSIÓN | 52 |
| 6.1. PETROGRAFÍA | 52 |
| 6.2. GEOQUÍMICA | 53 |
| 6.2.1. Señal Geoquímica Adakítica | 56 |
| 6.3. EMPLAZAMIENTO Y GÉNESIS | 58 |
| 6.4. MAGMATISMO VERSUS TIPO DE DEPÓSITO | 61 |
| 6.4.1. Comparación de skarn Cu, Au y Mo | 63 |
| | |
| 7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES | 66 |
| | |
| 8. REFERENCIAS | 69 |
| | |
| ANEXOS | 78 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| Figura | | Página |
|---------------|--|---------------|
| 1. 1 | Mapa con las principales labores de la zona | 2 |
| 1. 2 | Mapa de ubicación del área de estudio | 3 |
| 2. 1 | Mapa de litología del área de estudio | 9 |
| 2. 2 | Mapa de dataciones radiométricas para toda la superunidad | 18 |
| 3. 1 | Representación del margen continental entre los 29° y 33°S | 20 |
| 3. 2 | Transición de un régimen extensional a uno compresivo | 22 |
| 3. 3 | Modelo de hipocentros en el plano de Wadati-Benioff | 24 |
| 4. 1 | Mapa con los diversos puntos de muestreo petrográfico | 25 |
| 4. 2 | Diagrama QAP de Strekeinsen | 27 |
| 5. 1 | Diagrama LOI vs SiO ₂ | 42 |
| 5. 2 | Diagrama TAS | 44 |
| 5. 3 | Diagrama AFM | 44 |
| 5. 4 | Diagrama SiO ₂ versus K ₂ O | 45 |
| 5. 5 | Diagrama K ₂ O versus total de biotita | 45 |
| 5. 6 | Diagrama A/NK versus A/CNK | 46 |
| 5. 7 | Diagramas Harker para elementos mayores y menores | 47 |
| 5. 8 | Diagrama Y+Nb versus Rb | 49 |
| 5. 9 | Diagramas multielementales o Spider | 50 |
| 5. 10 | Diagramas Harker para elementos Trazas | 51 |
| 6. 1 | SiO ₂ versus Sr/Rb y SiO ₂ versus K ₂ O/Na ₂ O | 54 |
| 6. 2 | SiO ₂ versus Mg #..... | 56 |
| 6. 3 | Diagrama clásico Sr/Y versus Y | 57 |
| 6. 4 | Modelo de emplazamiento para la Unidad Tonalítica Principal | 59 |
| 6. 5 | Diagrama multielemental normalizado al skarn de Cu | 63 |
| 6. 6 | Diagramas binarios comparativos | 64 |
| 6. 7 | Diagrama A/CNK versus A/NK comparativo | 65 |

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

| Fotografía | | Página |
|-------------------|--|---------------|
| 4. 1 | Afloramiento de monzodiorita cuarcífera con presencia de enclaves | 35 |
| 4. 2 | Dique diorítico cortando a roca monzodiorítica cuarcífera | 37 |
| 6. 1 | Contacto de diques con roca caja | 61 |

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFÍAS

| Fotomicrografía | | Página |
|------------------------|--|---------------|
| 4. 1 | Fotomicrografías de Granodioritas de anfíbol y biotita | 30 |
| 4. 2 | Fotomicrografías de Tonalita de anfíbol y biotita | 32 |
| 4. 3 | Fotomicrografías de diorita cuarcífera de anfíbol | 32 |
| 4. 4 | Fotomicrografías de Monzodioritas cuarcíferas de anfíbol | 34 |
| 4. 5 | Fotomicrografías de enclave H1-2 | 36 |
| 4. 6 | Fotomicrografías de diques dioríticos | 37 |
| 4. 7 | Fotomicrografías de dique diorítico E4-2 | 38 |
| 4. 8 | Fotomicrografías de dique diorítico K1-2 | 39 |

ÍNDICE DE TABLAS

| Tabla | | Página |
|--------------|--|---------------|
| 4. 1 | Coordenadas de muestras extraídas en terreno | 26 |
| 4. 2 | Resumen de minerales | 28 |
| 4. 3 | Porcentajes normalizados de cuarzo, plagioclasa y ortoclasa | 29 |
| 5. 1 | Análisis geoquímicos FRX de elementos mayores y menores | 42 |
| 5. 2 | Análisis geoquímicos FRX de elementos trazas | 48 |
| 6. 1 | Datos comparativos de Defant y Drummond (1990) para adakititas | 56 |
| 6. 2 | Datos geoquímicos de elementos mayores. Meinert (1995) | 62 |

RESUMEN

En la Cordillera de la Costa en la Región de Coquimbo afloran rocas sedimentarias de la Formación Arqueros de edad cretácica inferior en las cuales toma lugar el depósito de tipo skarn del Distrito Minero Caimanes. Este skarn tiene origen, por la intrusión de rocas plutónicas pertenecientes a la Superunidad Illapel de edad Cretácico Superior.

Las rocas pertenecientes a la Superunidad Illapel muestreadas en terreno varían composicionalmente desde dioritas, las cuales corresponden a dique centimétricos hasta métricos presentes a lo largo de toda el área de estudio cortando rocas plutónicas y también rocas sedimentarias de la Formación Arqueros, hasta granodioritas que son las rocas más diferenciadas que se encontraron, pasando por tonalitas, monzodioritas cuarcíferas y dioritas cuarcíferas, como rocas plutónicas. También se muestreó una roca clasificada como un enclave diorítico cuarcífero (H1-2) encontrado en roca caja monzodiorítica. Las muestras presentan una incipiente alteración retrograda evidenciada por la alteración de minerales máficos a clorita y epidota principalmente. Los diques poseen una fuerte alteración caracterizada por la presencia de biotitas secundarias en grandes cantidades, las cuales disminuyen de norte a sur, alcanzando los valores más bajos en la Mina Saturno. En conjunto esta alteración de alta temperatura es también encontrada en algunas rocas plutónicas del área norte (J2-1, J4-1 y D7-1).

En relación a la geoquímica en términos globales de las 15 muestras analizadas solo 2 poseen valores mayores a 1 %_{peso} de pérdida por calcinación y todo el resto posee valores variados entre 0,98 y 0,42 %_{peso}, pero en general aproximándose al 0,5%_{peso}. Según el diagrama TAS las rocas son clasificadas como subalcalinas, con tendencial ácidas a intermedias. El diagrama AFM indica un enriquecimiento en Fe, según el diagrama SiO₂ versus K₂O se determinó que las muestras pertenecen a la serie calcoalcalina de alto K, junto con una afinidad metaluminosa, con evidencias de un empobrecimiento en Al, Ca, Mg, Ti y un enriquecimiento de K a medida que aumenta la diferenciación magmática. Diagramas de elementos trazas para diferenciar ambientes tectónicos nos indican que las rocas pertenecen a granitoides de arco volcánico y diagramas multielementales muestran un enriquecimiento de los LILE en relación a los HFS y también un pico negativo de Nb.

El origen de los magmas precursores de estas rocas plutónicas sería mantelito, el cual se habría mezclado con magmas félsicos en los niveles inferiores de la corteza, para posteriormente emplazarse cercano a los 5 m donde ocurriría *mixing* y *mingling*. El emplazamiento de la denominada Unidad Tonalítica Principal, ocurriría como un gran dique relacionado directamente con la Falla Pupío que separa las rocas intrusivas de las sedimentarias de la Formación Arqueros, definiéndose la zona de estudio como uno de los principales conductos alimentadores de esta unidad.

Para la determinación del tipo de depósito se comparó las muestras con patrones para rocas plutónicas asociadas a skarn de Cu, Au y Mo, donde se encontró que estos últimos depósitos presentan valores más bajos de Mg y más altos de álcalis, en conjunto con una clasificación peraluminosa principalmente. En conjunto se determinó que las rocas no son tan diferenciadas para hablar de un skarn de Mo a pesar de las altas leyes de este metal en la zona, ya que estos se relacionan especialmente a rocas graníticas leucocráticas y en la zona las rocas más diferenciadas son granodioritas.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN

Desde comienzos del siglo XX el Distrito Minero de Caimanes (Cordillera de la Costa, IV Región de Coquimbo), ha sido explotado por pirquineros y pequeñas empresas mineras de la zona, principalmente de manera subterránea, esto está relacionado con su alto contenido en Cu y Au principalmente. Este distrito corresponde a una franja Norte-Sur de rocas calcáreas de la Formación Arqueros de edad cretácica inferior, las cuales fueron intruidas por rocas ígneas de composiciones intermedias, pertenecientes a la Superunidad Illapel de edad Cretácico Superior. Estas rocas habrían proporcionado los fluidos necesarios para generar un evento de metasomatismo importante, generando considerables cuerpos de skarn de granate con mineralización de Cu, Mo, Ag, Zn y Pb.

Las labores principales de la zona son de Norte a Sur: Mina Las Mercedes-La Dura, Capagatos y Las Tres Marías (Figura 1.1). La distribución de la mineralización metálica de mena varía arealmente, en la zona Sur (Mina Tres Marías) es principalmente Cu, (bornita > calcopirita) y Au, en la zona Norte (Mina Capagatos) hay una importante concentración de Zn asociado a blenda, Cu asociado a bornita y calcopirita, y también importantes leyes de Mo presentes como molibdenita. En la zona más septentrional se encuentra la mina Las Mercedes-La Dura, en la que destacan importantes valores de Mo y Cu presente como molibdenita y calcopirita respectivamente (Vallette, 2017).

Esta variación Norte a Sur de las leyes de Mo generó la incertidumbre de si se trata de un skarn de Cu-Au (Mo) zonado o de dos sistemas distintos, con un sistema de skarn de Mo al norte y otro de Cu-Au más al sur. Es en este contexto que se desarrolló en el trabajo de memoria, principalmente basándonos en la caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas de la Superunidad Illapel, las cuales serían las responsables de la formación de la franja mineralizada. Meinert (1995), realizó un importante y completo trabajo en donde caracterizó geoquímicamente los diferentes tipos de skarn (Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo y Sn), el cual fue usado para comparar los resultados y discutir el origen de las variaciones de concentración de Mo de nuestro caso de estudio.

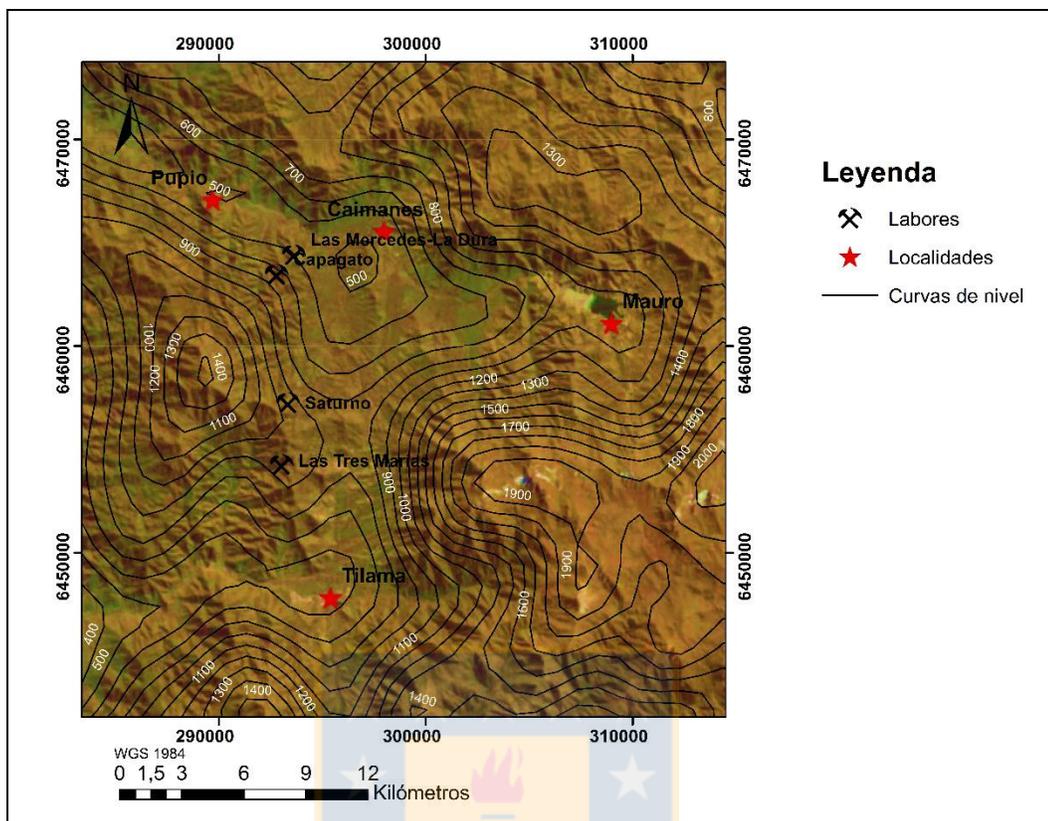


Figura 1.1: Mapa con las principales labores de la zona.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivos Generales

Caracterizar petrográfica y geoquímicamente las rocas intrusivas colindantes al depósito de tipo skarn del Distrito Caimanes.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Clasificar los intrusivos en base a petrografía, determinando además las texturas de las rocas y las alteraciones de los minerales.
- Establecer la petrogénesis y evolución de los magmas.
- Evaluar la relación espacio-temporal de los intrusivos con la mineralización.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se ubica en la Cordillera de la Costa, en la Provincia más austral de la IV Región de Coquimbo, específicamente en la Provincia de Choapa, próxima a la localidad de Caimanes, la cual forma parte de la comuna de Los Vilos, ubicándose a unos 50 kilómetros hacia el este de la última, entre los $31^{\circ}48'$ - $32^{\circ}7'$ latitud sur y $71^{\circ}20'$ - $70^{\circ}58'$ longitud oeste, con coordenadas UTM 6.478.000 – 6.444.000 N y 279.000 – 313.000 E (Figura 1.2), siendo las rutas o caminos principales para acceder a la zona de estudio los siguientes:

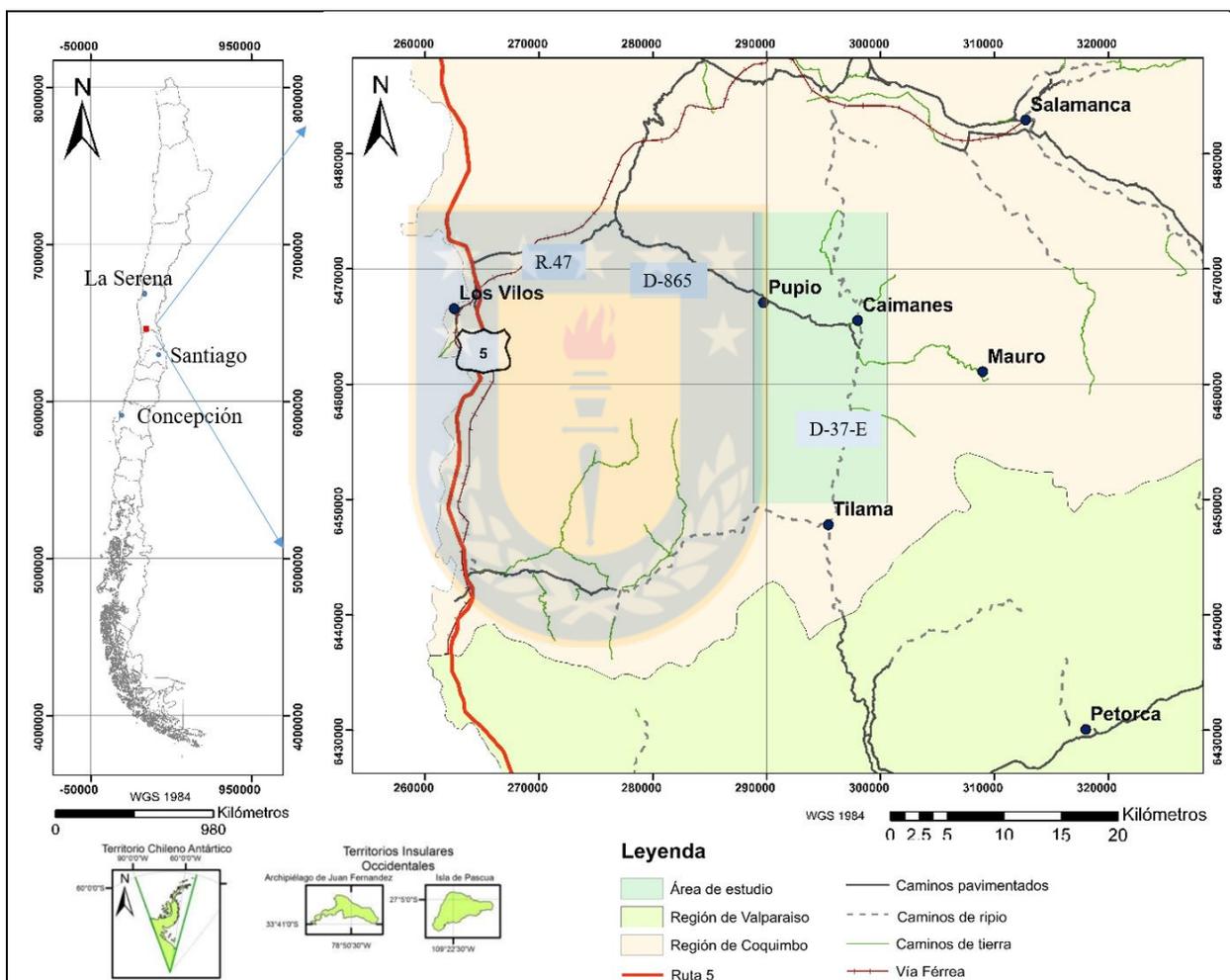


Figura 1.2: Mapa de ubicación del área de estudio.

- Ruta 5: Es la ruta más importante del país, atravesando Chile desde el límite con Perú hasta Puerto Montt, siendo la ruta obligada para acceder tanto por norte o por sur a la comunidad de Caimanes, empalmándose con la Ruta 47.

- Ruta 47: conecta la Ruta 5 con el Pueblo de Salamanca, y también se une con el camino a Caimanes (D-865) en la Estación la Vacas.
- D-865: camino principal para acceder a Caimanes y al área de estudio, empalmando con la Ruta 47, extendiéndose por cerca de 25 kilómetros.
- D-37-E: Camino de ripio que une las localidades de Caimanes y Tilama, y también es una vía de acceso hacia Salamanca desde el área de estudio.

Aparte de todas estas rutas, existen caminos de tierra no documentados dentro del área de estudio y de la localidad de Caimanes, principalmente de índole minero y agrícola los cuales no se encuentran en buen estado y su uso no es apto para cualquier tipo de vehículo.

1.4. METODOLOGÍA

1.4.1. Etapa de gabinete I

Se recopiló la mayor cantidad de información y datos bibliográficos, en conjunto con mapas en relación a la geología regional del área de estudio con énfasis en las rocas intrusivas. Información disponible en memorias de título (Herrera, 2001; Michea, 2010; Ferrando, 2014) y cartas geológicas, como la de Quillota-Portillo (Rivano y otros, 1996), pero principalmente la de Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991), ambas del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Paralelamente se elaboraron diferentes tipos de mapas con el *software* ArcGIS 10.1, para su posterior uso en las campañas de terreno. Finalmente, se coordinaron aspectos logísticos del terreno tales como el alojamiento y se reunieron los diferentes materiales para un buen desarrollo de este.

1.4.2. Etapa de terreno I

Se muestrearon las rocas intrusivas en las zonas aledañas al skarn del distrito minero, tanto para la confección de secciones transparentes pulidas y análisis de fluorescencia de rayos X (FRX). Esta campaña de terreno se efectuó entre el 20 y 28 de junio del año 2017.

1.4.2.1. Protocolo de muestreo en terreno

Tanto para las muestras dirigidas para petrografía y geoquímica, se utilizaron guantes para evitar la contaminación. En el caso de las muestras para petrografía, solo se extrajo el volumen

aproximado a un puño, se rotularon y guardaron en bolsas de plástico resistente. En el caso de las muestras para análisis geoquímicos, se tuvo especial cuidado en evitar que las muestras tocaran la tierra al momento de ser recolectadas y que las muestras extraídas tenían que tener todas sus caras frescas, (sin presentar alteración visible), ya que existe movilidad de elementos de importancia petrogenética en las etapas tardimagmática e hidrotermal, donde tienden a migrar elementos como K, Na, etc. Estas muestras se redujeron de tamaño in situ sobre el mismo tipo de roca, siguiendo la modalidad “Chip de roca”, siendo necesario un volumen mínimo cercano a uno 2000 cc, para su posterior rotulado y guardado.

1.4.3. Etapa de gabinete II

Se elaboraron y describieron petrográficamente las secciones transparente pulidas de las rocas de terreno bajo el microscopio polarizante y se prepararon las muestras destinadas a la realización de análisis FRX de elementos mayores, menores y trazas, ambos procedimientos se realizaron en el Instituto de Geología Económica (GEA). Se determinaron nuevos sitios o áreas donde se necesitaba realizar muestreo en la segunda etapa de terreno, en base a los resultados obtenidos en primera instancia tanto petrográfica como geoquímicamente, esto con el fin de recolectar las muestras de la manera más rápida y fluida posible.

1.4.3.1. Protocolo para descripción petrográfica cualitativa

Las rocas fueron marcadas para la elaboración de las secciones transparentes pulidas para el estudio con microscopio polarizante. El trabajo incluyó la descripción de los minerales formadores de roca y abundancia de estos, de manera cualitativa, las texturas que presentaban estas secciones y las alteraciones principales de los minerales.

1.4.3.2. Protocolo para preparación de muestras y análisis de FRX

Las muestras fueron lavadas con agua y escobilla de acero. Posteriormente fueron secadas 8 horas a 60°C en muflas de secado disponible en GEA. Luego fueron chancadas en primera instancia para permitir una selección visual, eliminando las posibles muestras contaminadas o que no se vean aptas, este proceso se denomina “*Hand Picking*”. Finalmente las muestras fueron chancadas con una apertura más pequeña, cuarteadas y pulverizadas, quedando en condiciones óptimas para la preparación del porta muestra que se usó para FRX. En total se realizaron 15

análisis de FRX y los datos obtenidos fueron procesados con el *software Geochemical Data Toolkit for Windows* (GCDkit 4.1.), con el cual se confeccionaron los diferentes diagramas geoquímicos.

1.4.4. Etapa Terreno II

Se muestrearon los nuevos puntos o sectores determinados en la Etapa de Gabinete II. El terreno tuvo una duración de 4 días, desde el 5 al 8 de diciembre del año 2017.

1.4.5. Etapa Gabinete III

Se elaboraron y describieron petrográficamente secciones transparente-pulidas de las nuevas muestras, junto a su preparación para un posterior análisis FRX de elementos mayores, menores y trazas. Se determinaron las pérdidas por calcinación (PPC o LOI) a 750° C de todas las muestras trabajadas para geoquímica y se realizó un conteo modal de puntos para confirmar proporciones minerales.

Por último se realizó la redacción de la Memoria de Título.

1.4.5.1. Protocolo para descripción petrográfica cuantitativa

Se efectuó un conteo modal de puntos en cada una de las 16 muestras a las cuales se les realizó una sección transparente-pulida. La cantidad de puntos efectuados para cada muestra fueron 1000, los cuales posteriormente se llevaron a porcentajes modales y así se determinó la clasificación de las rocas en el triángulo cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa (QAP) de Streckeisen (1976).

1.5. TRABAJOS ANTERIORES

Existen variados trabajos geológicos en la zona, los cuales principalmente están enmarcados en el ámbito minero y en la mineralización metálica, de los cuales se describieron los principales. Es importante mencionar que otros trabajos más antiguos han sido mencionados en memorias de título principalmente, pero no se pudo acceder a la referencia original, tanto por la antigüedad de estos o por temas de confidencialidad de las empresas o instituciones que los realizaron.

El año 1965 producto de un convenio entre el Instituto de Investigaciones Geológicas y el Fondo Especial de Naciones Unidas se realizaron variados estudios en la zona, siendo el más importante un levantamiento aeromagnético a escala 1:50.000, entre la ciudad de Los Vilos y la localidad de Caimanes. Tiempo después Rivano y otros (1985), llevaron a cabo un estudio geocronológico en rocas intrusivas, entre los 31° y 32°L.S. mediante dataciones de K-Ar, con lo cual distinguieron dos unidades dentro de la Superunidad Illapel, la Unidad Chalinga y Unidad Limáhuida. Seguido a esto Rivano y Sepúlveda (1991), efectuaron un levantamiento geológico a escala 1:250.000 de la Hoja Illapel, realizando un estudio regional a gran escala y repasando aspectos de la geología económica de la zona. Mourgues (2000), llevó a cabo un estudio bioestratigráfico de las facies marinas calcáreas de la Formación Quebrada Marquesa y Formación Arqueros en la cuarta región las cuales se engranan en el Hauteriviano.

Continuando con la geología regional y complementando el levantamiento de Rivano y Sepúlveda (1991), Herrera (2001), realizó su memoria de título en la zona del Distrito Minero de Caimanes llegando hasta la localidad de Tilama, en esta realizó un mapeo de superficie de la zona, centrándose principalmente en las rocas metasedimentarias del skarn, realizando una completa zonación de este mismo, determinando límites de aparición y determinación de minerales. Adicionalmente, realizó un estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en rocas clasificadas como skarn de wollastonita, granate y metacalizas, estimando temperaturas de homogenización y salinidades entre 320-370°C con ~35%_{peso} NaCl equivalente y 180°C con ~28%_{peso}. Ferrando y otros (2009) y Morata y otros (2010), elaboraron trabajos con un mayor enfoque a la rocas ígneas y tomando en consideración datos de Rivano y otros (1985). Ferrando y otros (2009) profundizaron en cuanto a la fábrica petromagnética en la Superunidad Illapel, la cual ellos denominan Complejo Plutónico Illapel y las implicancias de los mecanismos de emplazamiento de los diferentes plutones de este complejo. Morata y otros (2010) estudiaron los diferentes episodios de emplazamiento de la superunidad en base a estudios petrográficos y dataciones U-Pb, definiendo cuatro unidades dentro de la misma: La Unidad Máfica ($118,0 \pm 1,9$ a $115,7 \pm 2,0$ Ma), Unidad Trondhjemítica ($110,4 \pm 1,8$ a $109,7 \pm 1,5$ Ma), Unidad Tonalítica Principal ($102,4 \pm 1,5$ a $98,8 \pm 1,3$ Ma) y Unidad Granodiorítica ($86,9 \pm 1,2$ Ma), las cuales difieren de las propuestas por Rivano y otros (1985).

En completa relación con la mineralización metálica se desarrollaron trabajos de memoria de título como el de Michea (2010), en donde se estudia la geología, alteración y mineralización

del skarn Cu-Au de la Mina Tres Chepas, realizando también estudios geoquímicos para determinar concentraciones de Cu y Au. La Empresa Nacional de Minería, ENAMI (2012), elaboró un informe, denominado “Estudio de diagnóstico geológico distrital, distrito Caimanes Norte, Región de Coquimbo”, en el cual trata temas mineralógicos, metalogénéticos y estimación de recursos.

Ferrando (2014), desarrolló un estudio paleomagnético de la Superunidad Illapel entre los $31^{\circ}25'$ - $32^{\circ}30'$ L.S., determinando mecanismos de emplazamiento y relaciones con la evolución tectónica regional. También realizó dataciones Ar-Ar en anfíbol, en la Unidad Máfica ($113,4 \pm 0,2$ Ma) y Unidad Tonalítica Principal ($98,2 \pm 0,1$ a $101,2 \pm 0,1$ Ma), definidas por Morata y otros (2010).

Finalmente, también enmarcado en la mineralización metálica se realizó la memoria de Vallette (2017), en la cual se caracterizó la mineralogía y geoquímica de los cuerpos mineralizados del distrito minero, enfocándose en la detección de elementos adicionales al Cobre y de valor económico.

1.6. AGRADECIMIENTOS

Al profesor Osvaldo Rabbia por aceptarme en este proyecto, guiarme y apoyarme con información tanto para las campañas de terreno como para la realización del texto. A Juan Alcalde por apoyar con el financiamiento y funcionamiento de los terrenos.

También agradezco a las personas que me acompañaron en terreno, Josefa y Marcarian, junto con las que me ayudaron posteriormente para preparar muestras, realizar secciones transparente pulidas y análisis en el instituto GEA, don miguel, don Emiliano, doña Nolvía y doña Miriam.

Agradezco a mis padres por el apoyo incondicional para la realización de este trabajo y a mi pareja por darme ánimo todo los días.

Por ultimo agradecer a mis amigos y a toda la gente que directa o indirectamente ayudo para la realización de esta memoria.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. GENERALIDADES

El contexto geológico regional en el que se encuentra el área de estudio, está principalmente formada por rocas sedimentarias e ígneas, que afloran tanto en fracciones N y S de las hojas Quillota y Portillo e Illapel, respectivamente.

Las unidades más antiguas corresponden al Jurásico, pertenecientes a rocas de los Estratos de Pupío y también rocas ígneas de la Superunidad Mincha, y las más recientes a los sedimentos cuaternarios del tipo coluvial y aluvial (Figura 2.1).

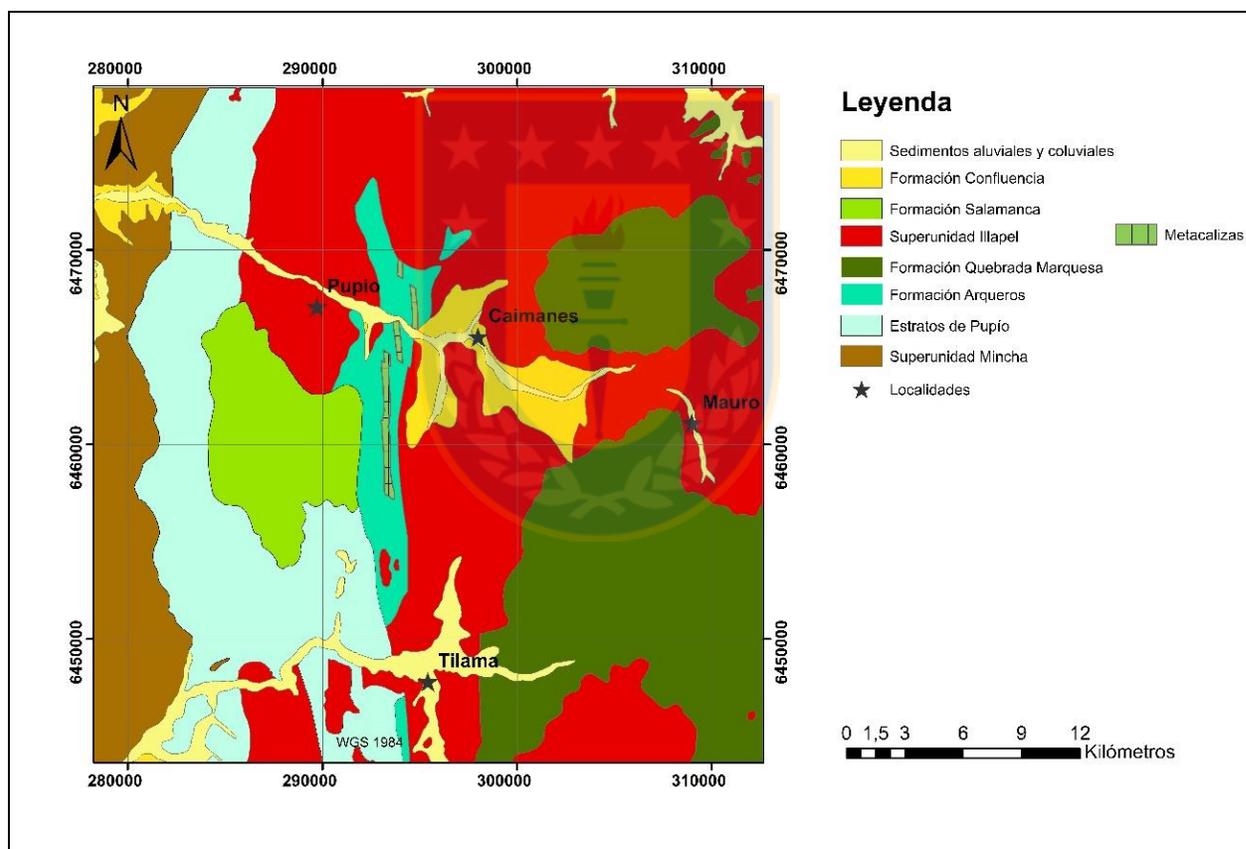


Figura 2.1: Mapa de litología del área de estudio, combinando las hojas de Quillota Portillo e Illapel. Modificado de Rivano y Sepulveda (1991); Rivano y otros, (1996).

2.2. ROCAS ESTRATIFICADAS

En el área de estudio afloran cinco formaciones de rocas estratificadas: Estratos de Pupío, Formación Arqueros, Formación Quebrada Marquesa, Formación Salamanca y Formación

Confluencia, además de depósitos no consolidados actuales (Pleistoceno-Holoceno) (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.2.1. Estratos de Pupío

2.2.1.1. Definición, distribución y relaciones estratigráficas

Rivano y Sepúlveda (1991), definieron estos estratos como unidad informal, distribuida en la parte S-O de la Hoja Illapel, en una franja de orientación N-S. Se encuentra en discordancia angular erosiva con rocas de la Formación Salamanca y es intruída por rocas de la Superunidad Illapel y Mincha.

2.2.1.2. Litología y potencia

Los estratos están compuestos principalmente por lavas ácidas, brechas volcánicas con clastos andesíticos, calizas y areniscas, con una potencia aproximada de 700 m en la zona sur del Estero de Pupío (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.2.1.3. Edad, ambiente depositacional y correlaciones

Rivano y Sepúlveda (1991), correlacionan estos estratos con la Formación Ajial, definida por Thomas (1958), presente en la Hoja Quillota-Portillo, a la cual se le asignó según su contenido fósil en rocas calcáreas una edad Post-Sinemurano a Bajociano (Corvalán, 1955; Thomas, 1958 en Muñoz-Cristi, 1973) con un ambiente depositacional subacuático según Rivano y Sepúlveda (1991), a diferencia de Vergara (1995), que propuso una alternancia entre condiciones marinas y continentales.

2.2.2. Formación Arqueros

2.2.2.1. Definición, distribución y relaciones estratigráficas

Definida por Aguirre y Egert (1962 y 1965), denominada por Thomas (1967) como Grupo Ovalle junto a los Estratos del Reloj y Tamaya, para posteriormente Rivano y Sepúlveda (1991), redefinirla nuevamente como Formación Arqueros. Se distribuye principalmente entre el Puente Confluencia y el Estero San Pedro de Quilles, en la Hoja Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991), encontrándose sobre la formación triásica El Quereo, en discordancia angular erosiva (Cecioni y

Westermann, 1968 en Nova y otros, 2000), cubierta en concordancia con rocas de la Formación Quebrada Marquesa (Rivano y Sepúlveda, 1991) e intruida por rocas de la Superunidad Illapel (Rivano y otros, 1985).

2.2.2.2. Litología y potencia

Se compone de brechas volcánicas y aglomerados con intercalaciones lenticulares de calizas fosilíferas, areniscas y niveles de conglomerados (Rivano y Sepúlveda, 1991). Nova y otros (2000), identifican tres subunidades en las cercanías de la localidad de Canela Alta. La Subunidad Basal consta de brechas volcánicas y andesitas basálticas porfídicas, con escasos niveles de tobas vítreas parcialmente desvitrificadas. La Subunidad Intermedia formada por alternancia entre brechas volcánicas, lavas, tobas vítreas y lentes de rocas sedimentarias y la Subunidad Superior constituida por dos cinturones de lavas porfídicas, denominadas ocoíticas, separadas por tobas vítreas, andesitas y brechas volcánicas.

2.2.2.3. Edad, ambiente depositacional y correlaciones

Rivano y Sepúlveda (1991), le asignaron una edad Neocomiano (Cretácico Inferior). Mourgues (2000), según contenido fósil, le asigna una edad Hauteriviano Superior-Barremiano Superior. Morata y otros (2008), determinaron mediante dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasas de secuencias volcánicas edades de $114,1 \pm 0,5$ Ma, $111,3 \pm 0,9$ Ma y $91,0 \pm 0,6$ Ma.

Morales-Ruano y otros (2006), establecieron un ambiente de depositación que varía desde litoral hasta uno de tipo lagoon, finalizando en un ambiente continental para la Formación Quebrada Marquesa. La Formación Arqueros Se puede correlacionar con las formaciones Lo Prado y Veta Negra (Thomas, 1958; Piraces y MaksaeV, 1977 en Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.2.3. Formación Quebrada Marquesa

2.2.3.1. Definición, distribución y relaciones estratigráficas

Fue definida en la localidad de igual nombre en el Valle del Elquí, como una secuencia continental, con intercalaciones de areniscas marinas en su base, formada de cuatro miembros, de los cuales solo dos afloran en la Hoja de Illapel (Aguirre y Egert, 1962 en Rivano y Sepúlveda, 1991). Posteriormente, Kamono y Boric (1982), definieron 7 unidades, para la formación y Romero

(2008), llega a definir 10 unidades para esta misma, pero en este trabajo se describieron los miembros definidos por Aguirre y Egert (1962) y trabajados en la Hoja Illapel, por Rivano y Sepúlveda (1991). Se encuentra en concordancia sobre la Formación Arqueros y subyaciendo en discordancia angular a la Formación Salamanca (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.2.3.2. Litología y potencia

- Miembro El Espino (Inferior): Formado por areniscas, conglomerados, margas, lutitas, calizas estromatolíticas y yeso estratificado. Presencia de troncos fósiles en las calizas, estructuras tipo hummocky en los niveles evaporíticos con una marcada y rápida variación lateral-vertical de facies, esto último, dificulta el establecimiento de una columna tipo y la estimación de la potencia del miembro (Rivano y Sepúlveda, 1991).
- Miembro Quelén (Superior): Conformado por andesitas alternadas con brechas piroclásticas, volcanoarenita y conglomerados, con afloramientos de calizas intercaladas con chert subyaciendo a la Formación Salamanca. Se estimó una potencia mínima de 1.150 m (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.2.3.3. Edad, ambiente depositacional y correlaciones

Se le asignó una edad Neocomiano superior (Barremiano)-Albiano, esto en base al contenido fósil presente en la sección basal de la unidad (Aguirre y Thomas, 1964; Aguirre y Egert, 1965 en Rivano y Sepúlveda, 1991). Thomas (1967) en Rivano y Sepúlveda (1991), también con información fósil, en la Hoja Ovalle, determinó una edad Aptiano-Albiano.

El ambiente depositacional de la Formación Quebrada Marquesa, en esta zona, representa una regresión a finales del Cretácico Inferior, con un miembro inferior depositado en condiciones litorales y un miembro superior netamente continental, sedimentado durante un periodo donde se reactiva el volcanismo. Es similar litológica y geográficamente con la Formación Las Chilcas, con la cual se correlaciona (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.2.4. Formación Salamanca

2.2.4.1. Definición, distribución y relaciones estratigráficas

Rivano y Sepúlveda (1991), definieron esta formación en la Hoja Illapel, distribuyéndose a lo largo de toda esta, formando una franja de orientación N-S, ocupando parte de la Mediana Montaña al oriente de Salamanca, parte de la Cordillera Principal y al oeste de Caimanes, adoptando una forma sinclinal.

Sobreyace en discordancia a la Formación Quebrada Marquesa, Tascadero y Pucalume y subyace en discordancia angular y erosiva a la Formación Farellones en la Hoja Quillota y Portillo (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.2.4.2. Litología y potencia

Formada por una secuencia de lavas de composición andesítica, tobas y brechas volcánicas andesíticas a dacíticas, con intercalaciones riolíticas. Hacia la base, en la parte occidental de la formación existen niveles importantes de areniscas y conglomerados, definiéndose dos miembros, Santa Virginia y Río Manque (Rivano y Sepúlveda, 1991).

- Miembro Santa Virginia (Inferior): Conformado en gran parte por conglomerados, areniscas e intercalaciones de fangolitas y calizas lacustres. Su espesor varía hasta los 400 m (Rivano y Sepúlveda, 1991).
- Miembro Río Manque (Superior): Formado por lavas de características andesíticas a dacíticas, con niveles abundantes de brechas volcánicas e intercalaciones menores de conglomerados, areniscas y calizas lacustres. El espesor máximo de este miembro es de 1.800 m, aunque en la Cordillera Principal, aflora solo este miembro volcánico, encontrándose afloramientos de más de 2.000 m (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.2.4.3. Edad, ambiente depositacional y correlaciones

Se han realizado dataciones radiométricas K-Ar en tobas en el Miembro Río Manque, donde se obtuvieron edades desde los 86 a 80 Ma. En la Hoja Quillota y Portillo la Formación Salamanca es intruída por la Superunidad Cogoti con edades radiométricas entre los 45 y 68 Ma, lo que

permitió asignar una edad mínima, Paleoceno y una edad máxima, Coniaciano (Rivano y otros, 1996).

Las condiciones de depositación del miembro inferior, son en un ambiente de pie de monte y llanura aluvial, con facies más proximales en la base y más distales hacia techo. En cuanto al miembro superior, evidencia condiciones de un intenso volcanismo básico (Rivano y Sepúlveda, 1991).

La Formación Salamanca se correlaciona con la Formación Viñita, descrita anteriormente en la Hoja Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991; Rivano y otros, 1996).

2.2.5. Formación Confluencia

2.2.5.1. Definición, distribución y relaciones estratigráficas

Definida por Rivano y Sepúlveda (1991), como depósitos semi-consolidados continentales, de origen fluvio-aluvial, expuesta en los principales valles de la zona, en niveles aterrazados. Sus principales afloramientos se encuentran en el Estero Pupío, Estero de Chigualoco, Río Choapa e Illapel. Esta formación se engrana hacia el oeste con la Formación Coquimbo.

2.2.5.2. Litología y potencia

Son depósitos polimícticos, con una buena estratificación, clastos bien redondeados que varían en tamaño hasta bolones con más de 15 cm de diámetro (Rivano y Sepúlveda, 1991). Paskoff (1970) en Rivano y Sepúlveda (1991), define cuatro niveles de terrazas, relacionados con los cambios en el nivel del mar, durante el Pleistoceno. La potencia de la formación varía entre los 50 a 100 m (Herrera, 2001).

2.2.5.3. Edad, ambiente depositacional y correlaciones

A la Formación Confluencia se le asignó una edad Mio-Plioceno, en base a la relación de engranaje lateral con la Formación Coquimbo, en un ambiente depositacional continental fluvial-aluvial (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.2.6. Depósitos Cuaternarios no consolidados

Unidad informal definida por Rivano y Sepúlveda (1991), correspondiente en el área a sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de rellenos de valles, relacionados a los cursos actuales de agua. Estos se encuentran formados principalmente por gravas y ripios, mal estratificados junto a arenas y limos con buena estratificación. Se dividen en Conos de deyección torrencial, escombros de falda y depósitos de colapso gravitacional, siendo estos últimos de escasa ocurrencia y reconocibles exclusivamente en la Cordillera Principal.

2.3. ROCAS INTRUSIVAS

Afloran dos superunidades en la zona, Superunidad Mincha e Illapel, las cuales en conjunto forman el denominado cinturón occidental entre los 30°30'-32°30' LS (Parada y otros, 1985).

2.3.1. Superunidad Mincha

Esta superunidad se extiende por aproximadamente 20 Km a lo largo de toda la hoja Illapel, Rivano y otros (1985), la dividen en cuatro unidades: Millahue, Puerto Oscuro, Tranquilla y Cavilblén, ubicadas en franjas progresivamente más jóvenes hacia el este con un edad general jurásica. Intruye al complejo metamórfico del Choapa, Formación Arrayán y Formación Huentelauquén de edades paleozoicas y a las formaciones El Quereo, Pichidangui y Estratos de Pupío.

2.3.1.1. Unidad Millahue

Formada por las rocas más antiguas dentro de la Superunidad Mincha y a su vez compuesta por tres plutones mayores: Millahue, Quebrada el Boldo y Agua Fría, a los cuales se le asocian pequeños apófisis de no más de 2 Km de eje mayor. Composicionalmente varían entre monzogranitos y sienogranitos, con un bajo contenido de minerales máficos correspondientes a biotita y hornblenda. Existen diferentes dataciones K-Ar que indican una edad Jurásico Inferior para esta unidad (Rivano y otros, 1985).

2.3.1.2. Unidad Puerto Oscuro

Está formada por solo un cuerpo plutónico que posee un ancho aproximado de 8 Km, con una orientación N-S. Petrográficamente compuesta por dioritas cuarcíferas, monzodioritas

cuarcíferas y gabros, siendo estos últimos los más escasos dentro de la unidad. Dataciones K-Ar indican una edad entre los 171 y 187 Ma, asignado a la unidad una edad Jurásico Medio (Rivano y otros, 1985).

2.3.1.3. Unidad Tranquilla

Está compuesta por cuatro plutones: Conchalí, Quebrada Martinillo, Cerro el Olivo y Cerro Gualcalhue, que intruyen a la Unidad Puerto Oscuro. Composicionalmente está formada por sienogranitos de biotita y piroxeno (Rivano y otros, 1985). Isócronas de Rb-Sr determinan una edad de 203 ± 15 Ma (Brook y otros, 1986 en Rivano y Sepúlveda, 1991), señalándose una edad jurásica inferior para estas rocas y una posible relación genética temporal con la Unidad Millahue (Rivano y otros, 1985 en Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.3.1.4. Unidad Cavilolén

Conformada por cinco plutones: Cavilolén, Portezuelo Hondo, Hilita, Atelcura y Espíritu Santo, los cuales en conjunto ocupan la posición más oriental respecto a las otras unidades de la superunidad. Composicionalmente formada por rocas granodioríticas y tonalíticas de biotita y hornblenda (Rivano y otros, 1985). Espiñeira (1989) en Rivano y Sepúlveda (1991), mediante dataciones K-Ar la ubica entre 150 y 160 Ma (Jurásico Medio a Jurásico Superior).

2.3.2. Superunidad Illapel

Rivano y otros (1985), definieron esta superunidad de edad cretácica, siendo arealmente la más importante dentro de la Hoja de Illapel, la cual se encuentra emplazada en rocas volcánicas jurásicas y sedimentarias cretácicas (Ferrando, 2014). Rivano y otros (1985), definieron dos unidades que forman esta superunidad, las cuales son, Unidad Chalinga y Unidad Limahuida, para que posteriormente Morata y otros (2010) definieran 4 unidades en base a estudios U-Pb, Unidad Máfica, Unidad Trondhjemítica, Unidad Tonalítica Principal y Unidad Granodiorítica.

En conjunto, Herrera (2001), realizó un estudio de geología regional, entre las localidades de Caimanes y Tilama, donde dividió las rocas ígneas del área de estudio en dos unidades informales, una de composición granodiorítica con variaciones locales a monzogranitos denominada Unidad Caimanes y la otra menos ácida, de composición cuarzo mozodiorítica, designada como Unidad Tilama, las cuales se distribuyen de manera no uniforme, abarcando una

mayor área la unidad de composición monzodiorítica cuarcifera, que se presenta tanto en la parte sur como en la parte norte de Caimanes.

2.3.2.1. Unidad Máfica

Principalmente compuesta por gabros y dioritas con tonalitas subordinadas que afloran al norte y oeste de la superunidad (Morata y otros, 2009 en Morata y otros, 2010). Dataciones U-Pb en circones efectuadas por Morata y otros (2010), indican edad entre los $118,0 \pm 1,9$ y $115,7 \pm 2,0$ Ma. Ferrando (2014), acota más esta edad con dataciones Ar-Ar en anfíbol a 113 Ma.

2.3.2.2. Unidad Trondhjemítica

Compuesta por trondhjemitas y leucogranitos con orientación principalmente N-S en el centro de la superunidad (Morata y otros, 2010). Ferrando (2014) hizo dataciones Ar-Ar en anfíbol, dando resultados de edad de emplazamiento de 108 Ma, edades más acotadas que las dataciones U-Pb en circones de Morata y otros (2010), con resultados de $110,4 \pm 1,8$ y $109,7 \pm 1,5$ Ma.

2.3.2.3. Unidad Tonalítica Principal

Principalmente compuesta por tonalitas con enclaves de composiciones máficas (Varas y otros, 2009), con granodioritas subordinadas (Ferrando y otros 2009, en Morata y otros, 2010), con una orientación N-S en la parte central de la superunidad (Ferrando, 2014). Dataciones U-Pb en circones, realizadas por Morata y otros (2010), determinaron una edad entre los $102,4 \pm 1,5$ y $98,8 \pm 1,3$ Ma.

2.3.2.4. Unidad Granodiorítica

Conformada predominantemente por granodioritas, expuestas en la parte oriental de la superunidad, con una edad determinada por dataciones U-Pb en circones de $86,9 \pm 1,2$ Ma (Morata y otros, 2010).

2.3.2.5. Geocronología de la Superunidad Illapel

En cuanto a las edades radiométricas, existen 33 medidas elaboradas por diversos autores en la superunidad, variando las edades, pero con valores cercanos a los 100 Ma en los alrededores de las localidades de Caimanes y Tilama. Las primeras dataciones de las rocas intrusivas próximas

al sector de interés fueron efectuadas por Rivano y otros (1993) en Ferrando (2014), en el sector N-E de la localidad de Tilama del tipo K-Ar en anfíboles, con resultado de 101 ± 5 Ma. Morata y otros (2006), mediante dataciones U-Pb en titanita le asignan una edad de $97,7 \pm 0,5$ Ma, al norte de Caimanes en el sector que se conoce como Los Túneles. Morata y otros (2010), con dataciones de U-Pb en zircón, en dos puntos, el primero en el mismo sector muestreado por Morata y otros (2006), y el segundo punto entre las localidades de Caimanes y Tilama, siendo más próximo a este último, determinaron edades cercanas a los 100 Ma. Por último y más contemporáneo, dataciones Ar-Ar en biotitas con resultados de $98,2 \pm 0,1$ Ma tomadas por Ferrando (2014), algunos kilómetros al Norte de Tilama (Figura 2.2).

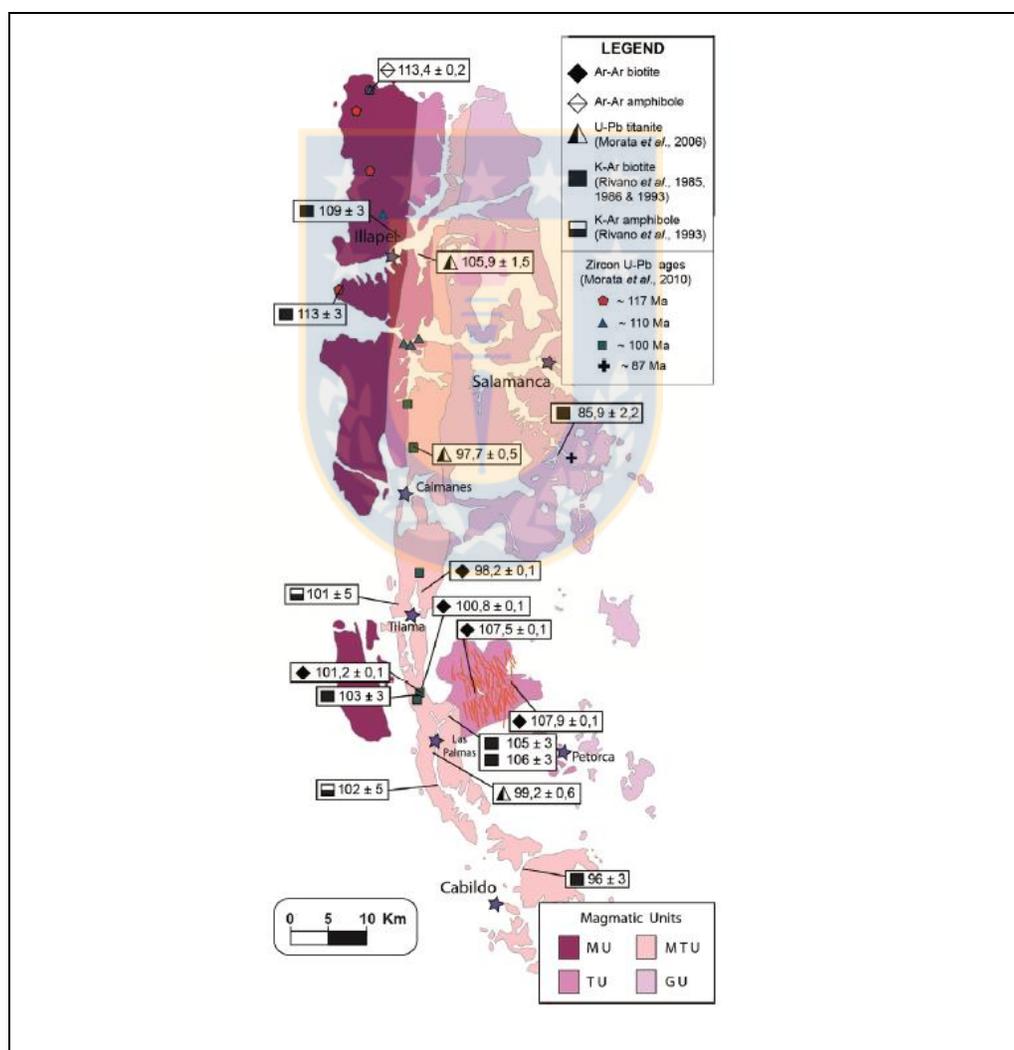


Figura 2.2: Mapa de dataciones radiométricas para toda la Superunidad Illapel. Donde se señalan de diferentes autores, siendo las dataciones Ar-Ar, las realizadas por Ferrando (2014), conjuntamente se señalan las cuatro unidades propuestas por Morata y otros (2010). Extraído de Ferrando (2014).

3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL

3.1. GENERALIDADES

A lo largo de gran parte de la historia, el margen continental ha estado activo, en un primer periodo, desde el Proterozoico hasta el Paleozoico, caracterizado por la colisión o acreción de terrenos y después del Triásico, caracterizado por la migración de arco atribuido a una erosión por subducción, comprendiendo un periodo intermedio Pérmico-Triásico, dado por un episodio en el cual no hubo subducción o si existió, fue muy lenta (Charrier y otros, 2007).

La zona de estudio se encuentra en el borde occidental del margen andino y ha sido afectada por diversos procesos tectónicos, que desarrollan y dan lugar a la diversa geología regional y local.

3.2. PALEOZOICO

En el área que se desarrolló este trabajo, no afloran rocas paleozoicas, pero si lo hacen más hacia el oeste, en la zona costera, quedando evidenciadas en rocas del Complejo Metamórfico del Choapa, Formación Arrayán y Huenteleuquén.

La historia tectónica regional comienza, con el choque del terreno de Chileña contra Gondwana a finales de Devónico (Ramos y otros, 1984; Ramos y otros, 1986 en Charrier y otros, 2007), mientras que Astini (1996) en Charrier y otros (2007) propone una edad Pérmico temprano para este evento. Según Charrier y otros (2007), en la región tuvo una gran importancia el denominado Ciclo Gondwanico, el cual comienza en el Devónico Superior, con la depositación de la Formación Arrayán, en un ambiente de características marinas, luego el alzamiento de la cuenca de antearco a mediados del Carbonífero, para una posterior sedimentación de la Formación Huenteleuquén entre el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, ocurriendo en conjunto un evento tectónico correlacionable con la Fase Tectónica San Rafael (Pérmico), la cual generó deformación, alzamiento y el comienzo del cierre de la cuenca de antearco (Carrier y otros, 2007; Mpodozis y Ramos, 1989) (Figura 3.1).

Las rocas metamórficas en la región, corresponden al Complejo Metamórfico del Choapa, el cual se correlaciona con el denominado Basamento Metamórfico presente en la zona sur de Chile, el cual consta con un protolito Silúrico-Devónico, con rocas de ambiente marino principalmente, que se incorporaron al prisma de acreción en el protomargen continental. Este

protolito tiene características similares a las rocas de la Formación Arayán, pudiendo ser este, parte del mismo (Charrier y otros, 2007).

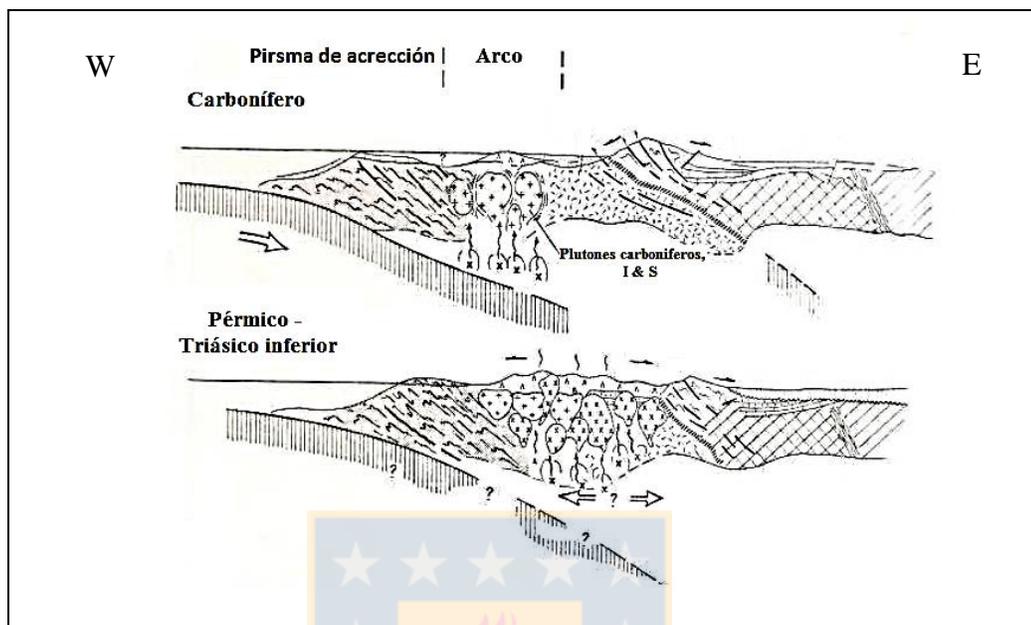


Figura 3.1: Representación del margen continental entre los 29° y 33°S, en el Carbonífero y Posteriormente en el Pérmico-Triásico. Episodio marcado por el alzamiento, relacionable con la Fase Tectónica San Rafael. Modificado de Mpodozis y Ramos (1989).

3.3. MESOZOICO

Posterior al Pérmico y hasta el Jurásico temprano, tuvo lugar el denominado Ciclo Pre-Andino, el cual se caracterizó por la disminución o cese de la subducción en el protomargen continental, lo que trajo consigo un periodo más bien extensivo, atribuyéndose a este periodo estacionario al ensamblaje final del continente durante todo el Paleozoico y donde se genera un fuerte volcanismo a lo largo de todo el territorio andino junto a un cese del metamorfismo dado principalmente en el prisma acrecionario (Charrier y otros, 2007). Por otro lado autores como Del Rey y otros (2016), señalan que no existe evidencia para para señalar un cese de la subducción durante el Triásico, proponiendo mediante datos geoquímicos de Lu-Hf, datos de isotopos de oxígeno y dataciones U-Pb en zircones, que la subducción ha sido un proceso continuo desde tiempos Paleozoicos, lo cual coincide con lo propuesto en base a geoquímica por Coloma y otros (2017). Oliveros y otros (2006) asocian este enorme volcanismo a episodios periódicos de extensión geodinámica como consecuencia de condiciones particulares de la subducción, tales

como, cambios en la oblicuidad de la convergencia, cambios en el ángulo de subducción, *roll-back* del *slab* o una disminución de la tasa de convergencia.

Ya en el Jurásico temprano comenzó el Ciclo Andino (Charrier y otros, 2007), aunque otros autores (Del Rey y otros, 2016) proponen que este periodo comienza a principios del Carbonífero Tardío, donde empieza a desarrollarse un arco magmático paralelo al margen occidental de Gondwana, junto con cuencas de retro-arco, para finalmente producirse la migración gradual del arco magmático hacia el este y la formación de cuencas de ante-país en los periodos más tardío del ciclo.

El plutonismo entre el Jurásico y el Cretácico Inferior fue bastante continuo, formando un cinturón de cuerpos epizonales alargados cercanos a la costa como la Superunidad Mincha y a su vez, material proveniente del arco activo originaron sedimentos perteneciente a la formación Ajial, correlacionable con los denominados Estratos de Pupío, los cuales se intercalan con rocas marinas, que indican que el arco no poseía grandes elevaciones topográficas en ese momento. En el Cretácico Inferior tiene lugar una importante transgresión marina que afecta la plataforma de Aconcagua la cual en conjunto con el importante volcanismo proveniente del arco, depositaron formaciones sedimentarias, como Quebrada Marquesa y Arqueros, sugiriendo algunos autores como Mpodozis y Ramos (1989), que la sedimentación de estas formaciones ocurrió en una cuenca marginal abortada.

Durante este periodo domina un contexto extensivo regional evidenciado por grandes espesores de material volcánico de arco, en el cual se generó deformación tanto en el arco como en el tras-arco, llegando a su fin con un periodo compresivo en el Cretácico Superior, el cual invirtió la antigua cuenca de tras-arco y generó una discordancia regional importante. El periodo extensivo se explica por medio de un *roll-back* de la placa, o también por la teoría del ascenso de la cuña del manto astenosférico, que produciría un volcanismo de arco bimodal (Charrier y otros, 2007; Aguirre y otros, 1989 en Ferrando, 2014), el cual es coincidente con bajas tasas de expansión oceánica, cercanas a los 5 cm/año. El final de este mismo, se debió probablemente al aumento de la tasa de subducción a lo largo del margen o bien un desplazamiento más rápido hacia el oeste del continente (Charrier y otros, 2007).

Es importante mencionar la actividad de la Zona de Falla de Atacama, relacionada a la subducción más bien oblicua del periodo, donde tuvieron lugar movimientos tanto dextrales como sinestrales (Hervé, 1987b; Naranjo y otros, 1984; Scheuber, 1987; Brown y otros, 1993; Scheuber y otros, 1994; Scheuber y González, 1999; Grocott y Taylor, 2002 en Charrier y otros, 2007).

A comienzos del Cretácico Superior y finales del Cretácico Inferior tiene lugar un cambio en la interacción de las placas oceánicas y el modelo de subducción presente en el margen andino, disminuyendo el ángulo de subducción de la placa subductada (Figura 3.2), lo cual estaría ligado estrechamente a un aumento de la producción de corteza oceánica en la dorsal del océano pacífico primitivo, lo cual traería consigo el fin del proceso transgresivo descrito anteriormente por un alzamiento del margen continental y también un cambio del régimen estructural de extensivo a compresivo (Charrier y otros, 2007), cambio que sería coincidente con la denominada Orogenia Peruana (Charrier y otros, 2009).

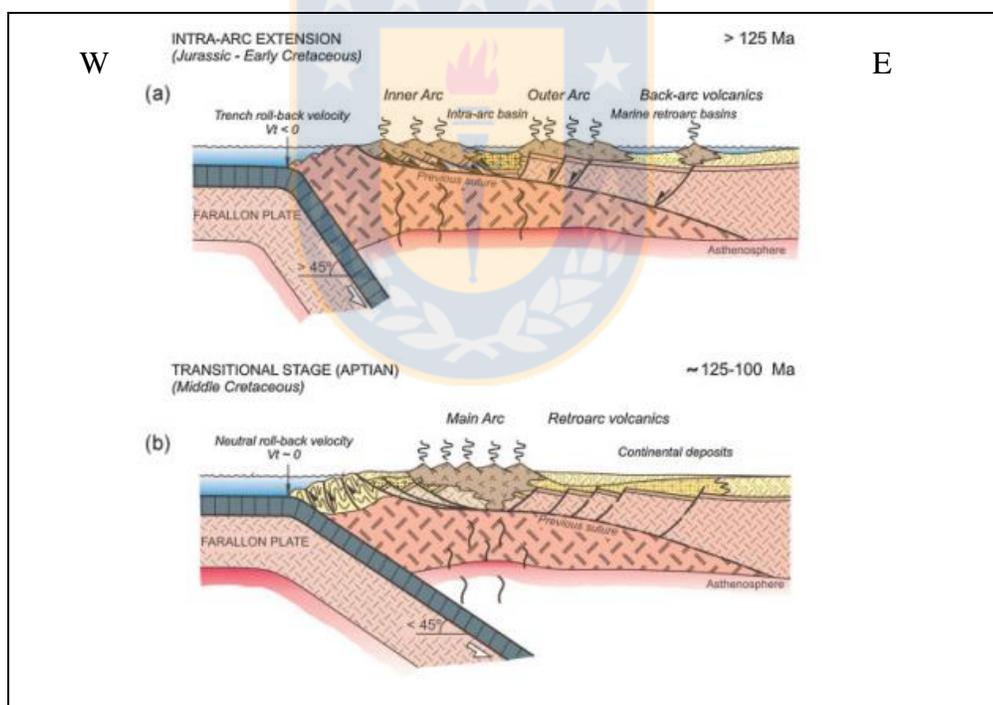


Figura 3.2: Transición de un régimen extensional a uno compresivo en los andes centrales. Extraído de Ramos (2008). A) Alto ángulo de la placa subductada. B) Bajo ángulo de la placa subductada para el Aptiano.

Desde el Cretácico Superior al Paleógeno temprano, la segunda sub-etapa del Ciclo Tectónico Andino, tuvieron lugar importantes eventos extensionales puntuales que traen consigo

un fuerte magmatismo, contexto en el cual intruyen las rocas ígneas de la Superunidad Illapel juntos a otros granitoides cretácicos formando el Cinturón Plutónico Mesozoico de Chile (Parada y otros, 2007). Esta superunidad intruye a numerosas formaciones tales como Quebrada Marquesa y Arqueros en la zona de trabajo. Bajo este mismo contexto ocurre la migración del arco, hacia el este, tomando a finales del ciclo, la posición actual de la cordillera andina (Charrier y otros, 2007).

Posterior a esto tomaron lugar diferentes eventos tectónicos, luego de un periodo transtensivo, a finales del Paleógeno tiene lugar la Orogenia Incaica, que genera la reactivación de las estructuras generadas anteriormente, principalmente en la zona del arco. A mediados del neógeno la Orogenia Pehuenche, que probablemente estuvo relacionada con el incremento de la velocidad de convergencia de las placas a finales del Oligoceno (Charrier y otros, 2002 en Charrier y otros, 2009), que provocó la acumulación de importantes volúmenes de sedimentos clásticos detríticos en el relieve entonces existente.

Es destacable señalar que entre los $28,5^{\circ}$ y $32,5^{\circ}$ LS tiene lugar la zona de “*flat slab*” (Kay y Mpodozis, 2002; Pardo y otros, 2003), la cual se desarrollaría por la subducción de la Dorsal de Juan Fernández, la que también sería la responsable del nulo volcanismo actual en la zona y el importante enriquecimiento mineral de grandes depósitos cupríferos como Los Pelambres.

El concepto de “*flat slab*” hace referencia a un cambio en la geometría del ambiente de subducción, en el cual la placa que es subductada disminuye considerablemente el ángulo con el cual se acopla bajo la placa continental, quedando en evidencia al analizar la zona de Wadati-Benioff (Figura 3.3), donde la placa posee una mayor flotabilidad y existe un cambio la geometría de subducción entre los 29° hasta los 31° - 32° LS, donde la placa subductada toma una posición más horizontal a partir de los 100 Km de profundidad, a los 70° E aproximadamente. Esto generaría efectos sobre la estructura termal (cuña astenosférica) y deformación de la corteza superior.

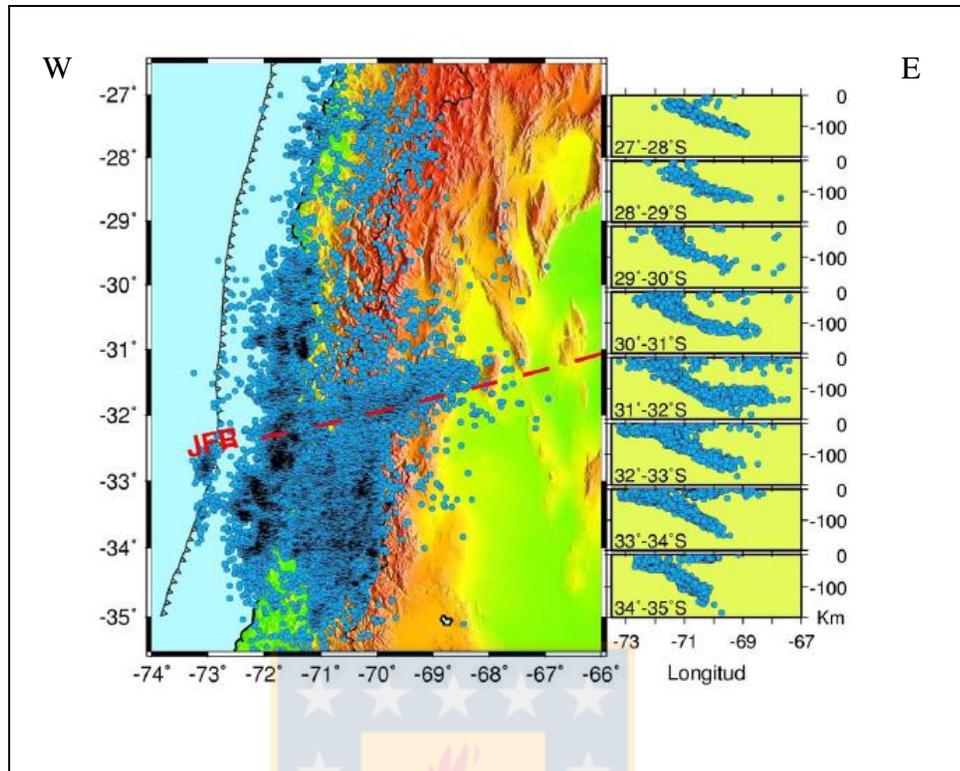


Figura 3.3: Modelo de hipocentros en el plano de Wadati-Benioff (Extraído de Pardo y otros, 2003).

4. PETROGRAFÍA

4.1. GENERALIDADES

En el siguiente capítulo se exponen las diferentes descripciones petrográficas realizadas a las rocas intrusivas del área de estudio (Figura 4.1). Las descripciones se basan en aspectos observados principalmente de forma microscópica, en cortes transparentes, tales como texturas, composición mineralógica y alteraciones de los diversos minerales presentes, esto con el fin de comprender de manera acabada el tipo y origen de las roca estudiadas. El muestreo se realizó alrededor de las localidades de Caimanes y Tilama, más específicamente en las zonas cercanas al skarn generado en la Formación Arqueros y también en zonas más distales, para observar la variación composicional que presentan las rocas a medida que nos alejamos de la roca de caja sedimentaria, en complemento se realizó un muestreo de diques encontrados en terreno (Figura 4.1, aquí también están graficadas las muestras de Milad (2017, en prep.), en la zona del skarn). En la tabla 4.1, se exponen las coordenadas UTM de las muestras junto con su clasificación general.

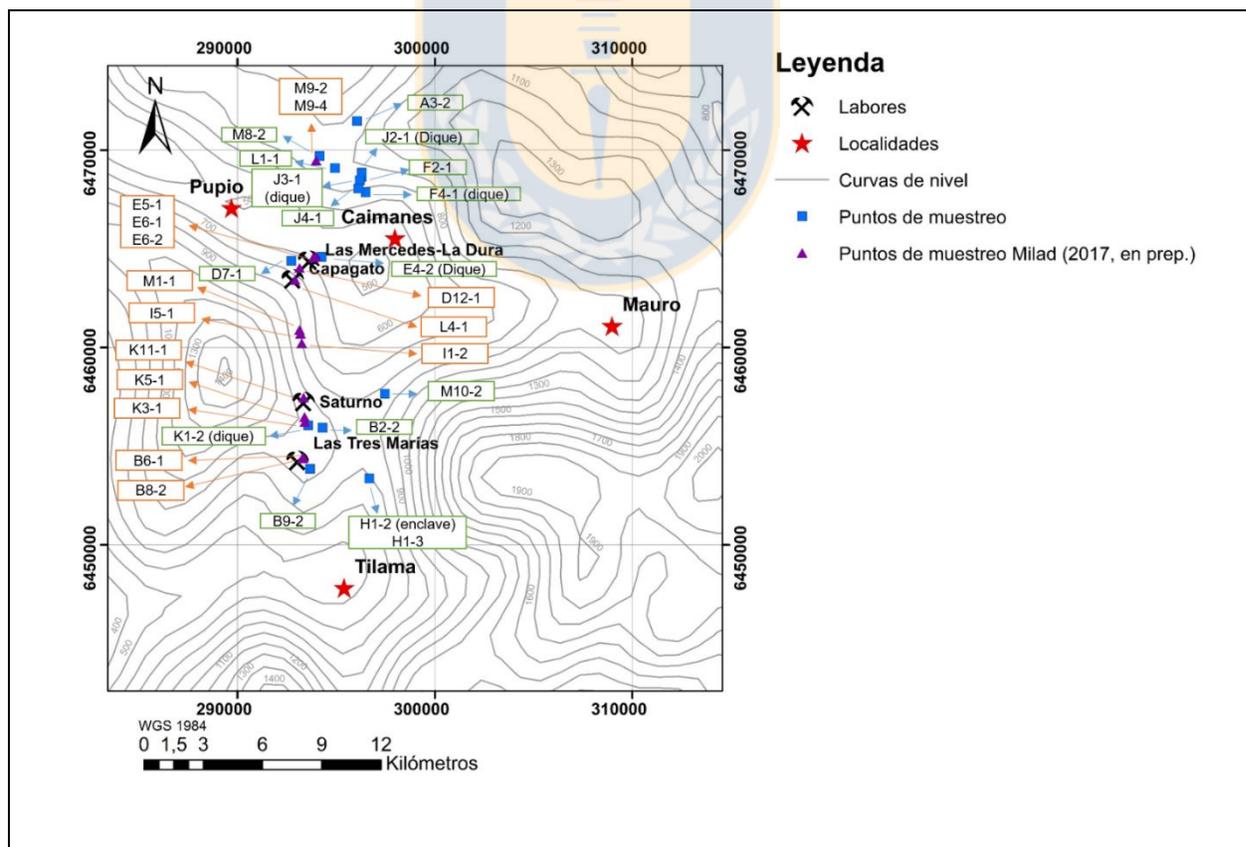


Figura 4.1: Mapa con los diversos puntos de muestreo petrográfico realizado en el área de estudio, enmarcado en la Superunidad Illapel en conjunto con las muestras de Milad (2017, en prep.) en la zona del skarn.

Tabla 4.1: Coordenadas de las muestras de terreno junto a las de Milad (2017 en prep.) y clasificación litológica.

| Muestra | Coordenadas | Clasificación |
|---------|-----------------------------|------------------------------|
| A3-2 | 296.052 m E / 6.471.483 m N | Granodiorita |
| B2-2 | 294.301 m E / 6.455.920 m N | Granodiorita |
| B6-1 | 293.332 m E / 6.454.416 m N | Skarn de piroxeno |
| B8-2 | 293.281 m E / 6.454.378 m N | Skarn de granate |
| B9-2 | 293.672 m E / 6.453.846 m N | Granodiorita |
| C7-1 | 293.365 m E / 6.459.813 m N | Caliza |
| D12-1 | 293.144 m E / 6.464.028 m N | Skarn de granate |
| D7-1 | 292.740 m E / 6.464.404 m N | Diorita Cuarcifera |
| E4-2 | 294.248 m E / 6.464.583 m N | Diorita (dique) |
| E5-1 | 293.963 m E / 6.464.594 m N | Córnea granitífera |
| E6-1 | 293.844 m E / 6.464.552 m N | Skarn de granate |
| E6-2 | 293.844 m E / 6.464.552 m N | Skarn de granate |
| F2-1 | 296.301 m E / 6.468.628 m N | Monzodiorita Cuarcifera |
| F4-1 | 296.500 m E / 6.467.859 m N | Diorita (dique) |
| H1-2 | 296.671 m E / 6.453.352 m N | Diorita cuarcifera (enclave) |
| H1-3 | 296.671 m E / 6.453.352 m N | Monzodiorita cuarcifera |
| I1-2 | 293.258 m E / 6.460.212 m N | Skarn de granate |
| I5-1 | 293.195 m E / 6.460.693 m N | Skarn de granate |
| J2-1 | 296.300 m E / 6.468.846 m N | Diorita (dique) |
| J3-1 | 296.194 m E / 6.468.475 m N | Diorita (dique) |
| J4-1 | 296.129 m E / 6.468.044 m N | Granodiorita |
| K11-1 | 293.350 m E / 6.457.457 m N | Skarn de granate |
| K1-2 | 293.573 m E / 6.456.061 m N | Diorita (dique) |
| K3-1 | 293.414 m E / 6.456.214 m N | Skarn de piroxeno |
| K5-1 | 293.399 m E / 6.456.471 m N | Skarn de piroxeno |
| L1-1 | 294.930 m E / 6.469.085 m N | Granodiorita |
| L4-1 | 292.922 m E / 6.463.417 m N | Skarn de granate |
| M10-2 | 297.470 m E / 6.457.660 m N | Tonalita |
| M1-1 | 293.147 m E / 6.460.884 m N | Skarn de piroxeno |
| M8-2 | 294.169 m E / 6.469.705 m N | Granodiorita |
| M9-2 | 293.986 m E / 6.469.466 m N | Granatita |
| M9-4 | 293.986 m E / 6.469.466 m N | Granatita |

La textura de las rocas es preferentemente hipidiomórfica granular de grano medio, con algunas variaciones más gruesas y su composición varía esencialmente desde cuarzo dioritas hasta

granodioritas alcanzando composiciones más básicas en los diques encontrados en los alrededores de Caimanes y en el sector de la Mina Saturno, a unos 7 Km al sur de la localidad antes mencionada.

La clasificación petrográfica se realizó mediante conteo modal de puntos, con el cual se calcularon los porcentajes normalizados de cuarzo (Q), feldespato alcalino (A) y plagioclasas (P), los cuales se graficaron en el diagrama QAP (Streskeisen, 1976), con lo cual se obtuvo la clasificación de las rocas (Figura 4.2).

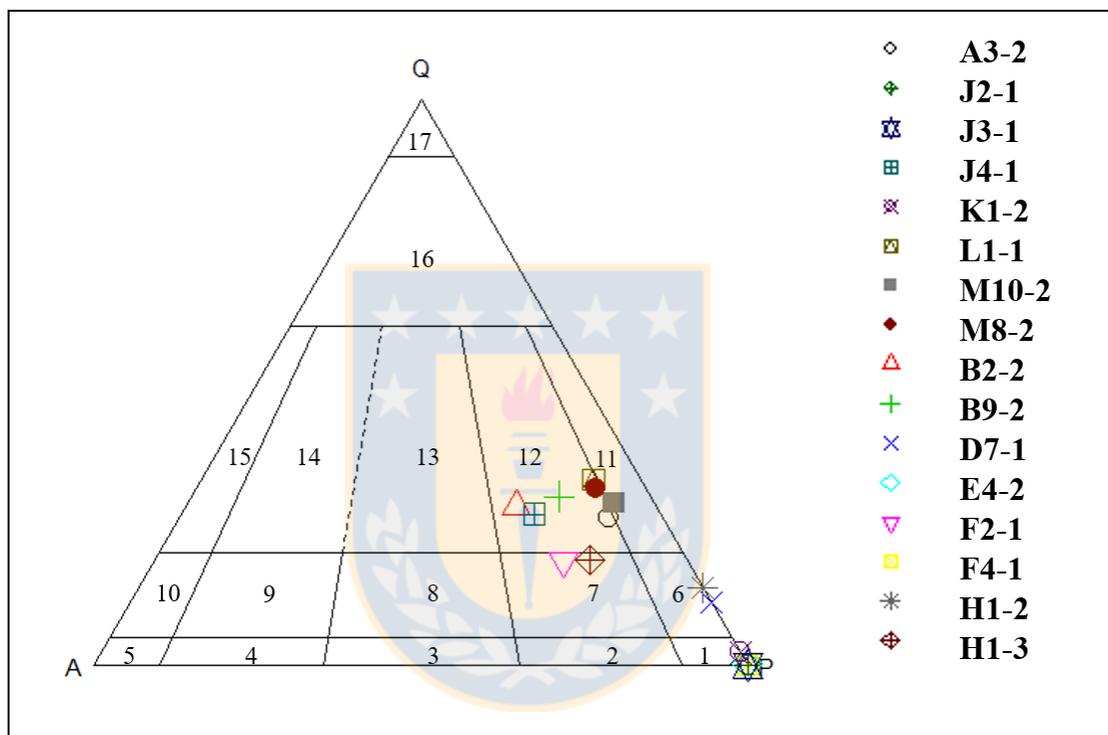


Figura 4.2: Diagrama QAP de Strekeinsen (1976), con las muestras extraídas en terreno entre las localidades de Caimanes y Tilama. Diorita/gabro: 1; Monzodiorita/monzogabro: 2; Monzonita: 3; Sienita: 4; Sienita alcalina: 5; Diorita cuarcífera/ Gabro cuarcífero: 6; Monzodiorita cuarcífera: 7; Monzonita cuarcífera: 8; Sienita cuarcífera: 9; Sienita alcalina cuarcífera: 10; Tonalita: 11; Granodiorita: 12; Monzo-granito: 13; Sieno-granito: 14; Granito alcalino: 15; Granitoide rico en cuarzo: 16; Cuarzolita: 17.

4.2. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

El estudio de láminas delgadas de las diferentes rocas extraídas en terreno permitió clasificar de mejor manera los tipos de litologías presentes, en conjunto con sus texturas y minerales de alteración en el caso de cuerpos intrusivos menores encontrados hacia el norte de Caimanes. Estos porcentajes normalizados se determinaron a través de un conteo modal de puntos bajo el microscopio petrográfico, con un total de 1000 puntos para cada muestra, indicándose los

resultados en la tabla 4.2, en conjunto con su clasificación e índice de color M, ambos según Streckeinsen (1976).

Tabla 4.2: Resumen de los minerales encontrados en las diferentes secciones transparentes de este estudio, junto con su denominación en función de Streckeinsen (1976), expresando minerales en % modal. Qz: Cuarzo, Feld-K: Feldespato alcalino, Plg: Plagioclasa, Ser: Sericita, Mgt: Magnetita, Hmt: Hematita, Anf: Anfíbol, Bt: Biotita, Chl: Clorita, Cpx: Clinopiroxeno, Bt^{2°}: Biotita secundaria, Ep: Epidota Shp: Esfeno, Ap: Apatito, Zir: Circón, Acc: accesorios y M: Índice de color.

| Muestra | Nombre (Streckeinsen, 1976) | % Modal | | | | | | | | | | | | | | M |
|---------|-----------------------------|---------|--------|------|------|-----|-----|------|------|------|-----|------------------|-----|-----|-------------|------|
| | | Qz | Feld-K | Plg | Ser | Mgt | Hmt | Anf | Bt | Chl | Cpx | Bt ^{2°} | Ep | Shp | Otros Acc. | |
| J2-1 | Diorita* | - | - | 23,4 | 3,4 | 1,2 | - | 4,0 | - | 33,4 | - | 34,5 | - | - | - | 37,4 |
| J3-1 | Diorita* | - | - | 41,8 | 5,3 | 7,3 | - | 29,4 | - | 3,7 | - | 12,4 | - | - | Ap | 33,1 |
| J4-1 | Granodiorita | 21,4 | 15,4 | 41,8 | 1,3 | 2,3 | 0,2 | 7,7 | 5,9 | 2,0 | - | 1,7 | 0,1 | 0,2 | Ap, Zir | 15,6 |
| K1-2 | Diorita* | 1,2 | - | 42,7 | 9,5 | 4,2 | - | 35,9 | 4,8 | 0,7 | - | 0,9 | - | 0,1 | Ep, Ap, Zir | 41,4 |
| L1-1 | Granodiorita | 27,6 | 6,1 | 42,2 | 8,2 | 2,0 | - | 5,6 | 4,8 | 3,3 | - | - | 0,1 | 0,1 | Ap, Zir | 13,7 |
| M10-2 | Tonalita | 22,2 | 4,7 | 43,7 | 6,5 | 1,4 | 0,3 | 10,6 | 6,7 | 3,2 | 0,3 | - | - | 0,4 | Ap, Zir | 20,8 |
| M8-2 | Granodiorita | 26,4 | 6,4 | 45,0 | 6,2 | 1,8 | - | 6,8 | 3,4 | 3,0 | - | - | 0,3 | 0,7 | Ap, Zir | 13,2 |
| A3-2 | Granodiorita | 21,5 | 6,6 | 44,2 | 9,5 | 2,1 | - | 8,0 | 3,9 | 3,4 | - | - | 0,2 | 0,6 | Ap, Zir | 15,3 |
| B2-2 | Granodiorita | 23,0 | 17,4 | 36,6 | 4,5 | 1,6 | - | 8,9 | 6,0 | 1,8 | - | - | - | 0,2 | Ap, Zir | 16,7 |
| B9-2 | Granodiorita | 24,4 | 11,4 | 38,6 | 7,2 | 1,8 | - | 8,1 | 3,6 | 3,0 | - | - | 0,2 | 1,7 | Ap, Zir | 14,7 |
| D7-1 | Diorita cuarcífera | 7,6 | - | 37,4 | 22,7 | 3,0 | - | 13,7 | - | 10,8 | 0,1 | 0,2 | 4,5 | - | Sph | 24,6 |
| E4-2 | Diorita* | 0,1 | - | 31,7 | 19,2 | 3,5 | - | 33,9 | - | 8,8 | - | 2,7 | - | - | Ap | 42,7 |
| F2-1 | Monzodiorita cuarcífera | 14,6 | 14,9 | 44,6 | 4,7 | 2,7 | - | 8,3 | 6,3 | 2,1 | - | 1,4 | - | 0,2 | Ap, Zir | 16,7 |
| F4-1 | Diorita* | - | - | 16,2 | 5,0 | 1,3 | - | - | - | 29,0 | - | 48,3 | - | - | Ap | 29,0 |
| H1-2 | Diorita cuarcífera | 8,1 | - | 49,7 | 0,8 | 0,9 | - | 20,1 | 13,1 | 1,3 | 5,5 | - | - | 0,1 | Ap, Zir | 40,0 |
| H1-3 | Monzodiorita cuarcífera | 15,2 | 12,1 | 46,8 | 7,3 | 1,3 | - | 9,6 | 4,3 | 2,2 | 0,5 | - | - | 0,7 | Ap, Zir | 16,6 |

* Diques

En conjunto se muestran en la tabla 4.3, los valores normalizados para cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, utilizados para la clasificación QAP. Los porcentajes de sericita fueron agregados al total de plagioclasas, antes de normalizar los valores en base a 100%, esto porque las sericitas fueron contabilizadas como parte de la alteración de las plagioclasas en todas las muestras.

Las abreviaciones de los minerales usada en la tabla 4.2, será la misma para las microfotografías.

Tabla 4.3: Porcentajes normalizados de Cuarzo, Feldespato potásico y Plagioclasa. Qz: Cuarzo, Feld-K: Feldespato alcalino, Plg: Plagioclasa,

| Muestra | Nombre (Streckeinsen, 1976) | % Normalizado | | |
|---------|-----------------------------|---------------|--------|------|
| | | Qz | Feld-K | Plg |
| J2-1* | Diorita | 0,0 | 0,0 | 100 |
| J3-1* | Diorita | 0,0 | 0,0 | 100 |
| J4-1 | Granodiorita | 26,8 | 19,3 | 53,9 |
| K1-2* | Diorita | 2,2 | 0,0 | 97,8 |
| L1-1 | Granodiorita | 32,8 | 7,3 | 59,9 |
| M10-2 | Tonalita | 28,8 | 6,1 | 65,1 |
| M8-2 | Granodiorita | 31,4 | 7,6 | 61,0 |
| A3-2 | Granodiorita | 26,3 | 8,1 | 65,6 |
| B2-2 | Granodiorita | 28,2 | 21,4 | 50,4 |
| B9-2 | Granodiorita | 29,9 | 14,0 | 56,1 |
| D7-1 | Diorita cuarcífera | 11,2 | 0,0 | 88,8 |
| E4-2* | Diorita | 0,2 | 0,0 | 99,8 |
| F2-1 | Monzodiorita cuarcífera | 18,5 | 18,9 | 62,6 |
| F4-1* | Diorita | 0,0 | 0,0 | 100 |
| H1-2 | Diorita cuarcífera | 13,8 | 0,0 | 86,2 |
| H1-3 | Monzodiorita cuarcífera | 18,6 | 14,9 | 66,5 |

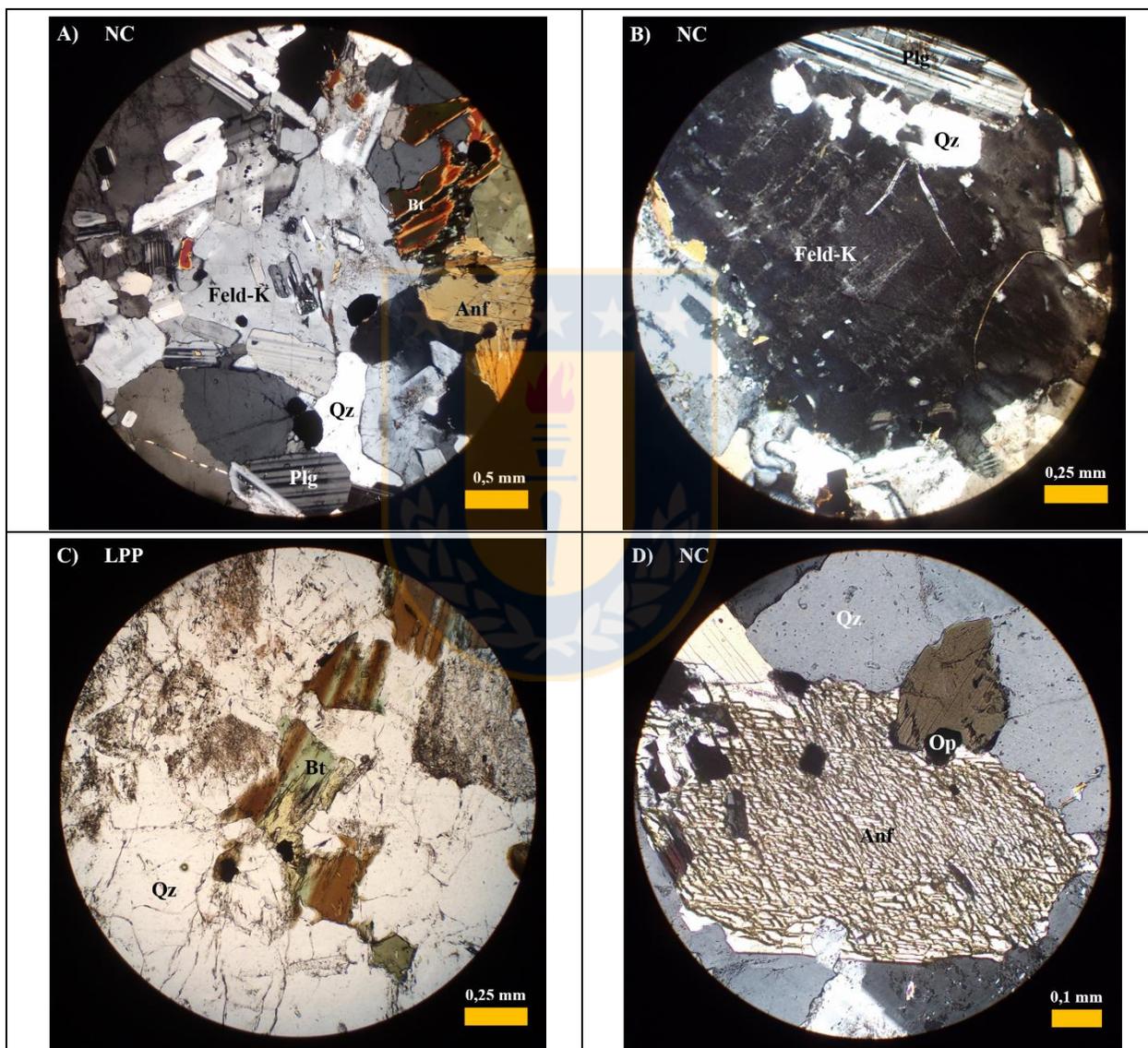
* Diques

4.2.1. Granodiorita de Anfíbol y Biotita

6 muestras clasifican como granodiorita (L1-1, B9-2, B2-2, A3-2, M8-2 y J4-1) las cuales presentan textura hipidiomórfica granular de grano medio y en algunos casos texturas poiquilíticas, donde grandes cristales de ortoclasa engloban pequeños cristales de plagioclasa principalmente. El índice de color M de estas rocas fluctúa entre 13,2 y 16,7.

La plagioclasa es el mineral más abundante desde un 36,6% hasta un 45,0%, alcanzado hasta casi 6 mm en la muestra B9-2, pero con un promedio de 2,5 mm, alterándose en diferentes grados a sericita, contabilizadas desde un 1,3% en la muestra J4-1 hasta 9,5% en la muestra A3-2. Los porcentajes de cuarzo varían entre un 21,4% a 27,6 % y el feldespato alcalino corresponde en todas las muestras a ortoclasa (levemente alterada a arcilla) la cual en algunos casos presenta macla simple de Carlsbad y en otros micropertitas, con porcentajes entre 6,1% y 17,4% (Fotomicrografía 4.1). Los anfíboles y las biotitas son su componente máfico principal, desde 5,6% a 8,9% en el

caso de los anfíboles y 3,4% a 6,0% para las biotitas, con tamaños máximos de 5 mm y 4 mm respectivamente, presentando los anfíboles en gran variedad de secciones el doble maclado característico en ángulos cercanos a 120° y 60° , encontrándose ambos minerales generalmente alterados a clorita (1,8% - 3,4%) y epidota (0,1% - 0,3%) en el caso de los inosilicatos. Las muestras presentan minerales opacos clasificados como magnetita (1,6% - 2,3%) con tamaños variables entre 0,1 mm y 3 mm en conjunto con un 0,2% de hematita en la muestra J4-1.



Fotomicrografía 4.1: Fotomicrografías de Granodioritas de anfíbol y biotita. A) Textura poiquilítica, muestra B2-2 (5x). B) Microperthitas en ortoclasa, muestra J4-1 (10x). C) Anfíbol alterado a biotita, clorita y epidota, Alteración característica en las muestras de granodiorita, muestra A3-2 (10x). D) Anfíbol con doble clivaje en ángulos cercanos a los 120° y 60° , muestra B9-2 (20x).

Todas las muestras presentan minerales accesorios como esfeno (0,1% - 1,7%) y otros que no pudieron ser contabilizados por su pequeño tamaño y baja abundancia como lo son el circón, principalmente en biotitas y apatitos tanto en biotitas como en plagioclasas (Fotomicrografía 4.1). La muestra J4-1 presentó un 1,7% de biotita secundaria con tamaños entre 0,3 mm y 0,4 mm.

4.2.2. Tonalita de Anfíbol y Biotita

Una muestra clasifica como tonalita (M10-2), la cual presenta una textura hipidiomórfica granular de grano medio a grueso, con texturas locales poiquilíticas de cristales de ortoclasa englobando a pequeños cristales de plagioclasa. La muestra presenta un índice de color M de 20,8.

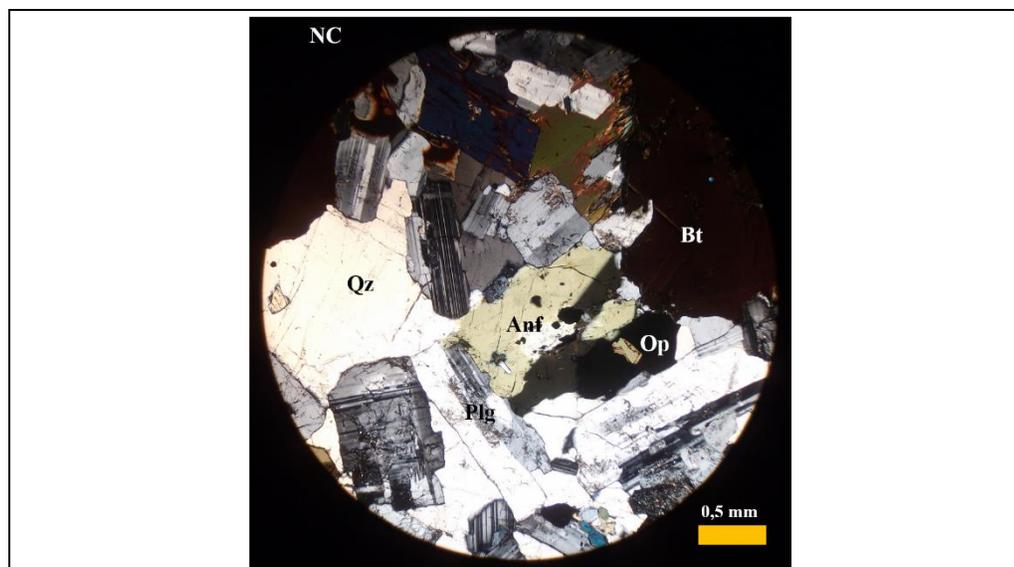
Plagioclasas euhedrales con una abundancia de 43,7% y tamaños que varían entre 1,0 mm y 4,5 mm con alteración moderada-leve a sericita contabilizada en un 6,5%. El cuarzo es bastante abundante (22,2%), presentado formas anhedrales y tamaños variables entre 0,7 mm y 4,0 mm. Las ortoclasas se encuentran con una abundancia de 4,7% y tamaños que van desde 1,0mm hasta 5,0 mm, con una leve alteración a arcilla.

Los componentes máficos de esta roca son anfíbol (0,5 mm - 2,0 mm), biotita (1,0 mm - 3,0 mm) y en menor medida clinopiroxeno (0,5 mm - 2,0 mm) con 10,6%, 6,7% y 0,3% respectivamente. Este último mineral se encontró siempre uralitizado, mientras que los otros se encontraban en algunos casos alterados a clorita (3,2%). Los minerales metálicos corresponden a magnetita y hematita, con abundancia de 1,4% y 0,3% respectivamente. Presencia de minerales accesorios como esfeno (0,4%) con tamaños máximos de 1,0 mm y la presencia de apatito y circón (Fotomicrografía 4.2).

4.2.3. Diorita Cuarzifera de Anfíbol

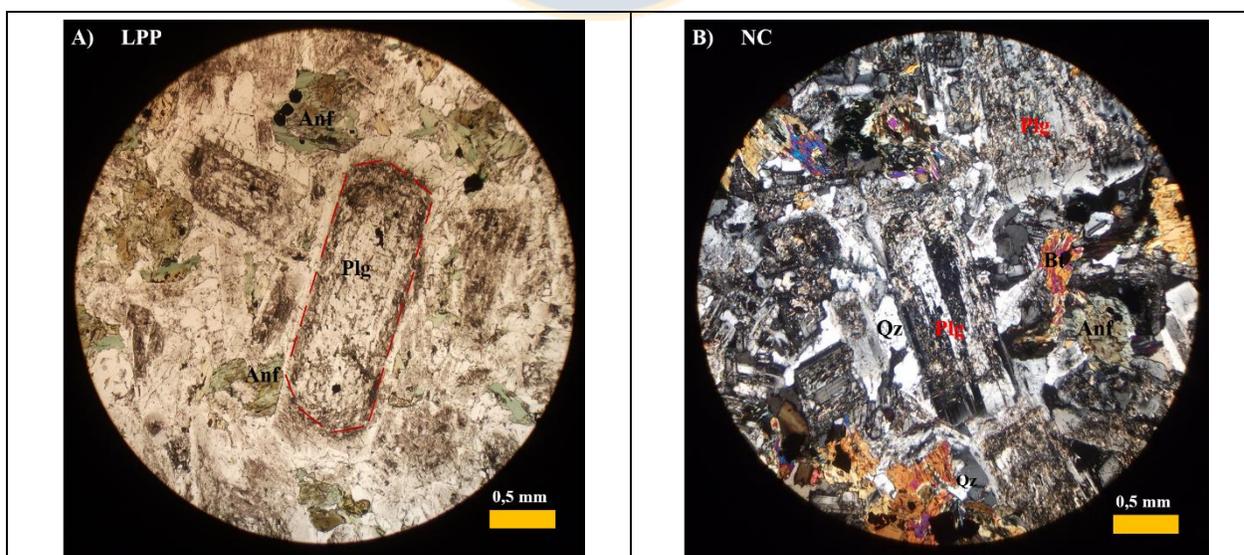
La muestra fue extraída en las cercanías de la mina Capagatos (D7-1). Se observó una textura hipidiomórfica granular de grano medio a grueso, con un índice de color de 24,6.

El mineral más abundante es también la plagioclasa con un 37,4% y tamaños de 0,2 mm a 5 mm, las cuales se están fuertemente alteradas a sericita (22,7%), encontrándose muchos cristales completamente pseudomorfizados.



Fotomicrografía 4.2: Fotomicrografía de Tonalita de anfíbol y biotita, muestra M10-2 (5x). Sección característica con abundante cuarzo, plagioclasa y anfíbol.

Le sigue en abundancia el anfíbol (13,7%) alterado fuertemente a clorita (10,8%) y moderadamente a epidota (4,5%). En menor cantidad se observó cuarzo (7,6%) con formas completamente anhedrales y tamaños que varían entre 0,2 mm y 0,4 mm. También se contabilizó la presencia de un 0,1% de clinopiroxeno uralitizado con tamaños máximos de 2 mm, biotita secundaria (0,2%) y magnetita (3,0%) como mineral opaco. Como minerales accesorios se encontró esfeno (Fotomicrografía 4.3).



Fotomicrografía 4.3: Fotomicrografías de diorita cuarcífera de anfíbol, muestra D7-1 (5x). A) Fenocristal de plagioclasa pseudomorfizado. B) sección característica, con gran cantidad de plagioclasas alteradas completamente, anfíbol y cuarzo.

4.2.4. Monzodiorita Cuarcifera de Anfíbol

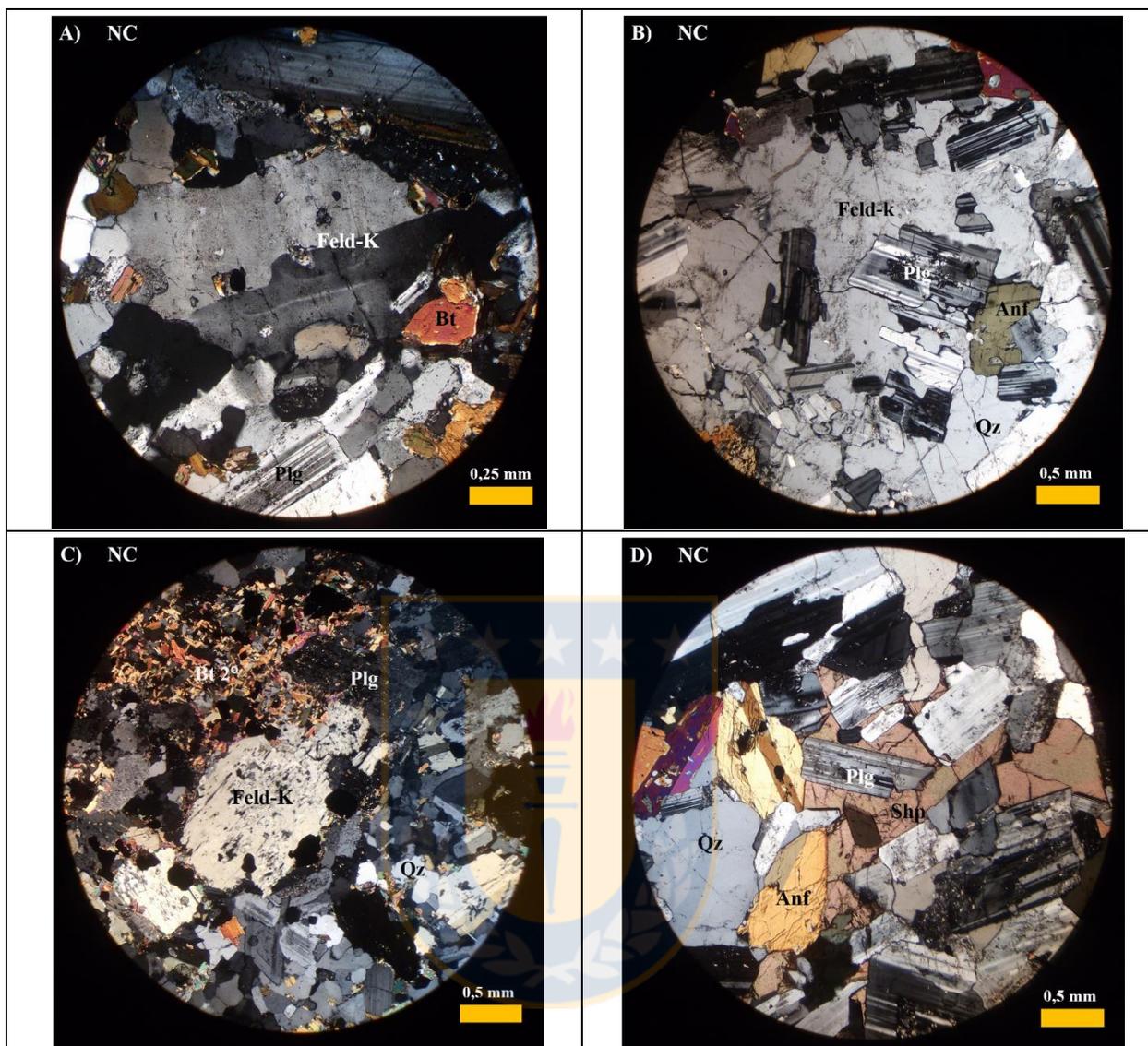
Se describieron dos muestras clasificadas como monzodioritas cuarcíferas (F2-1 y H1-3), las cuales presentan texturas hipidiomórficas de grano medio, acercándose a texturas más bien porfídica en el caso de la muestra F2-1, en la cual las plagioclasas alcanzan tamaños bastante mayores a los otros minerales, localmente se presentan texturas poiquilíticas (Fotomicrografía 4.4) en el caso del corte transparente H1-3. El índice de color varía entre 16,6 y 16,7.

Las plagioclasas abundan entre un 44,6% y 46,8%, con tamaños promedio cercanos a los 3,0 mm, llegando a los 4,0 mm en la muestra F2-1, observándose formas euhedrales en su totalidad. Estos fenocristales se encuentran alterados en diferentes grados, pero fundamentalmente en grado leve-moderado, a sericita, con abundancias de 7,3% y 4,7%.

El feldespato alcalino se presenta como ortoclasa incluyendo sus variaciones peritéticas y con macla simple, levemente alterados a arcillas, el cual es medianamente igual de abundante que el cuarzo en ambas secciones transparentes, con abundancias que fluctúan entre 12,1% a 14,9% y para el cuarzo 15,2% a 14,6%, con tamaños promedio de 1,2 mm y 1 mm respectivamente. Las rocas presentan biotitas y anfíbol, siendo este último el más abundante variando entre 9,6% y 8,3% y en el caso de las biotitas entre un 4,3% y 6,3%, ambos minerales alterados a clorita (2,2% a 2,1%). La muestra H1-3 presentó un 0,5% de clinopiroxeno alterado (uralitizado) con tamaño desde 0,5 mm a 2,5 mm y la muestra F2-1, un 1,4% de biotita secundaria. Ambas muestras contienen magnetita como mineral opaco (1,3% y 2,7%) y minerales accesorios como esfeno (0,7% y 0,2%), apatito y circón (Fotomicrografía 4.4).

4.2.5. Enclaves Dioríticos Cuaríferos de Anfíbol y Biotita

Los enclaves máficos se encontraron en todos los afloramientos de la superunidad en el área de estudio, sin una disposición u orientación preferencial a simple vista, ni tampoco según estudios estadísticos más específicos como el realizado por Varas y otros (2011).



Fotomicrografía 4.4: Fotomicrografías de Monzodioritas cuarcíferas de anfíbol. A) macla simple de Carlsbad, en feldespato alcalino, muestra F2-1 (10x). B) Textura poiquilítica, muestra H1-3 (5x). C) Biotita secundaria, muestra F2-1 (5x). D) Cristales de esfeno rodeado cristal de plagioclasas, muestra H1-3 (5x).

Los enclaves son de color gris oscuro tanto en superficie alterada como en superficie fresca, con formas ovaladas a redondas y tamaños variables cercanos a los 10 cm de diámetro como promedio, pero también presentan formas irregulares y tamaños cercanos a los 50 cm (Fotografía 4.1).

La muestra H1-2 corresponde a un enclave muestreado en el sector austral del área, a orillas del camino pavimentado que une las localidades de Caimanes y Tilama, la cual se clasificó como

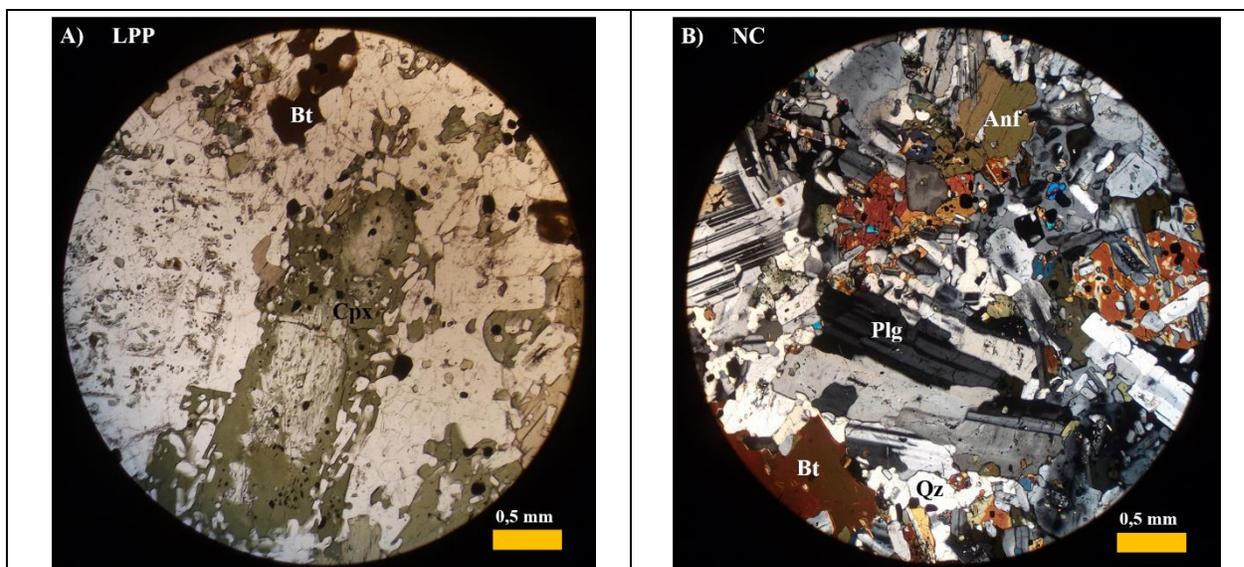
diorita cuarcífera. Varas y otros (2011), proponen variadas composiciones para estos enclaves en diferentes puntos de la superunidad, las cuales van desde dioritas a monzodioritas con algunas monzodioritas cuarcíferas subordinadas.



Fotografía 4.1: Afloramiento de monzodiorita cuarcífera con presencia de enclaves.

Esta roca posee una textura microgranular, en conjunto con texturas locales poiquilíticas. Es importante mencionar el alto índice de color en relación a el resto de los granitoides, con un M de 40.

El mineral más abundante en su composición es la plagioclasa (49,7%), levemente alterada a sericita (0,8%), con tamaños entre 0,3 mm y 3,0 mm, formas euhedrales y maclado polisintético característico. No se observa feldespato alcalino pero sí cuarzo (8,1%) con tamaños más bien pequeños en comparación a las plagioclasas (0,25 mm promedio). Importante cantidad de biotita (13,1% de abundancia y tamaños entre 1,0 mm y 3,0 mm) y anfíbol (20,1%, con tamaños de 0,5 mm hasta 2,0 mm), ambos alterados a clorita (1,3%). Se observó la cantidad de 5,5% de clinopiroxeno, un 1,5% no alterado y el otro 4,0% uralitizado, alcanzando tamaños de hasta 2,0 mm, en conjunto con minerales opacos (0,9%), correspondientes a magnetita. Los minerales accesorios encontrados fueron apatitos y circones (Fotomicrografía 4.5).



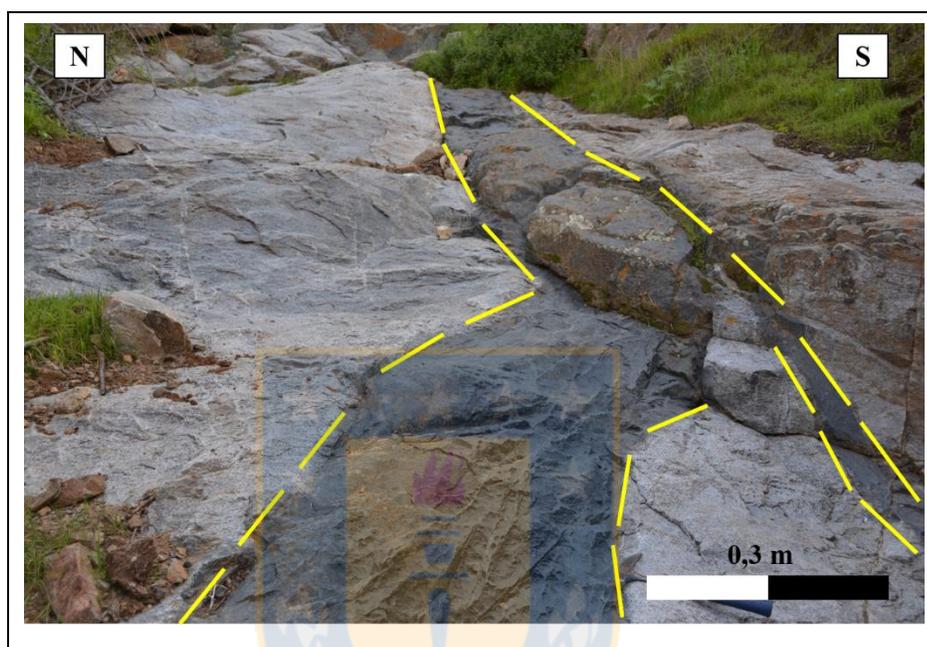
Fotomicrografía 4.5: Fotomicrografías de enclave H1-2. A) Clinopiroxeno uralitizado. B) Sección característica, donde se observa plagioclasas, cuarzo, anfíbol y biotitas.

4.2.6. Diques Dioríticos

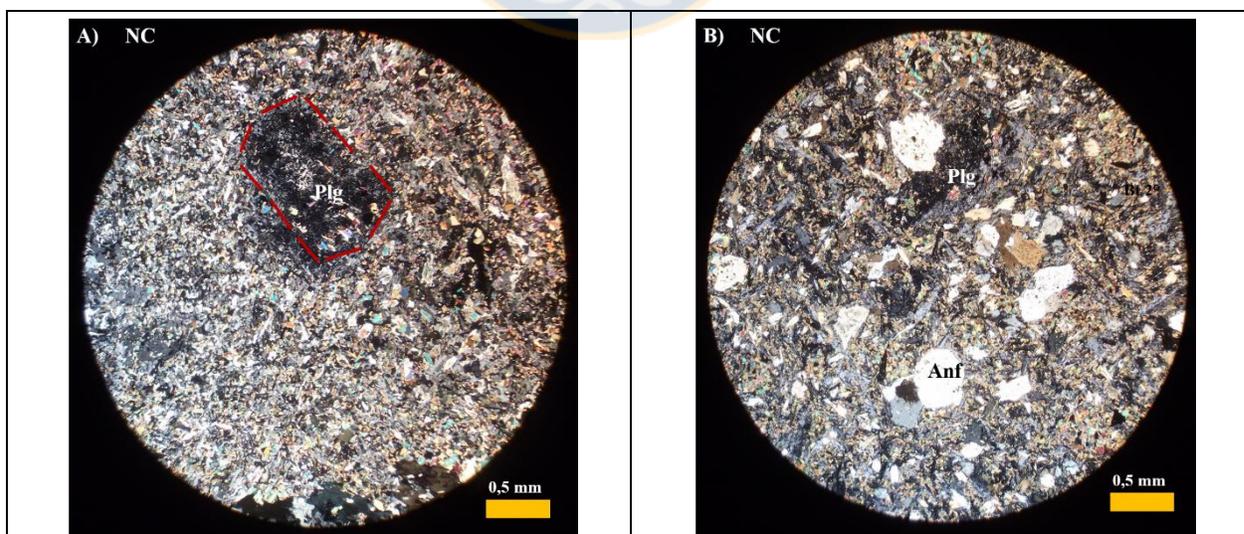
Por el camino que une Caimanes y la ciudad minera de Salamanca, en el cerro frente a la mina de cobre Las Mercedes-La Dura, ubicada aproximadamente a 1 Km hacia el oeste de Caimanes se encontraron cuerpos intrusivos menores (diques), de grano fino y gran cantidad de minerales ferromagnesianos, colores más bien negros en superficie alterada y también es superficie fresca con espesores bastante diversos que varían desde 30 cm hasta aproximadamente 2 m. las direcciones de estos diques no presentan ni un patrón particular ya que en el mismo punto se pudo encontrar diques con direcciones N-W y otros con direcciones N-E, con manteos que oscilan entre los 55° y 77° , estos diques poseían pequeñas vetillas milimétricas a centimétricas multidireccionales de composición cuarcífera que fueron apreciadas macroscópicamente, las cuales también se encuentran en la roca caja colindante (Fotografía 4.2).

Se describieron bajo el microscopio 3 muestras de diques de este sector del área (F4-1, J2-1 y J3-1), clasificándose las tres rocas como dioritas de anfíbol. Poseen una textura porfídica con grandes fenocristales de plagioclasas y de anfíbol y una matriz formada por anfíboles y biotitas secundarias principalmente. Las plagioclasas se encuentran en tamaños promedios cercanos a los 1,5 mm y abundancias variables desde 16,2% a 41,8%, presentándose en muchos casos completamente pseudomorfizadas por sericita con porcentajes que varían entre 3,4% y 5,3%.

Porcentajes de anfíboles que llegan a 29,4%, alterados a clorita (3,7% a 33,4%) y presencia de magnetita como el único mineral metálico con abundancia de 1,1% a 7,2%. Es importante en todas las muestras la presencia de biotita secundaria, variando en cantidad desde 12,4% hasta 48,3% en las muestras 2J3-1 y F4-1, respectivamente y tamaños bastante pequeños de 0,1 mm a 0,2 mm. El único mineral accesorio identificado fue el apatito (Fotomicrografía 4.6).

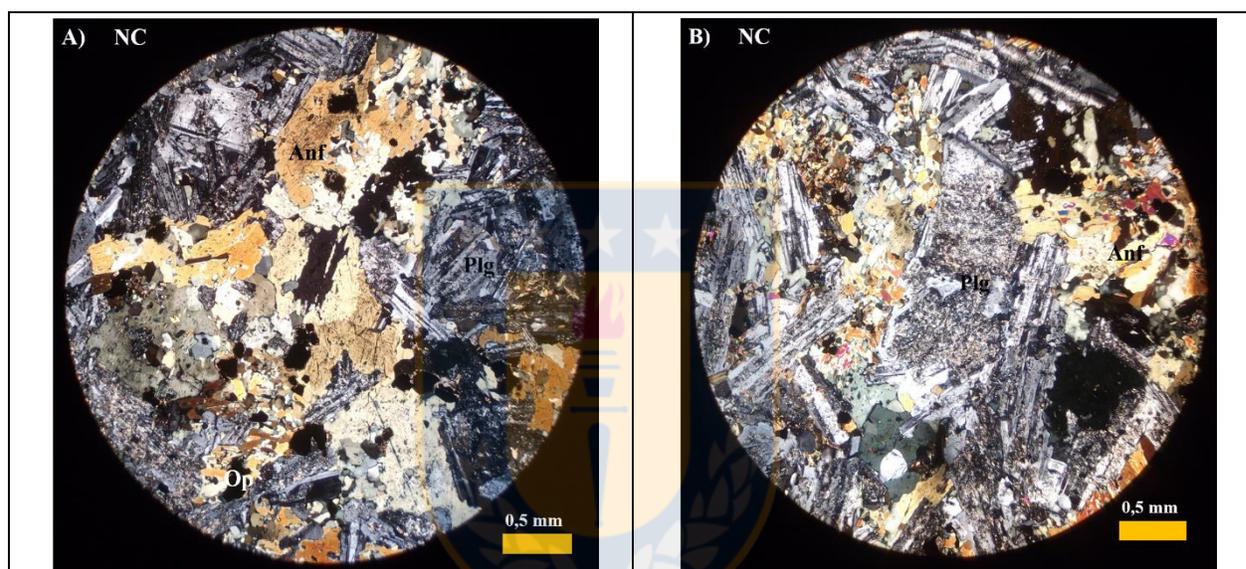


Fotografía 4.2: Dique diorítico cortando a roca mozodiorítica cuarcífera.



Fotomicrografía 4.6: Fotomicrografías de diques dioríticos. A) Plagioclasa pseudomorfizada por arcillas y mica blanca, también se observa la textura porfídica característica, muestra J2-1. B) Gran cantidad de biotitas secundarias, en presencia de fenocristales de anfíbol y plagioclasa, muestra F4-1.

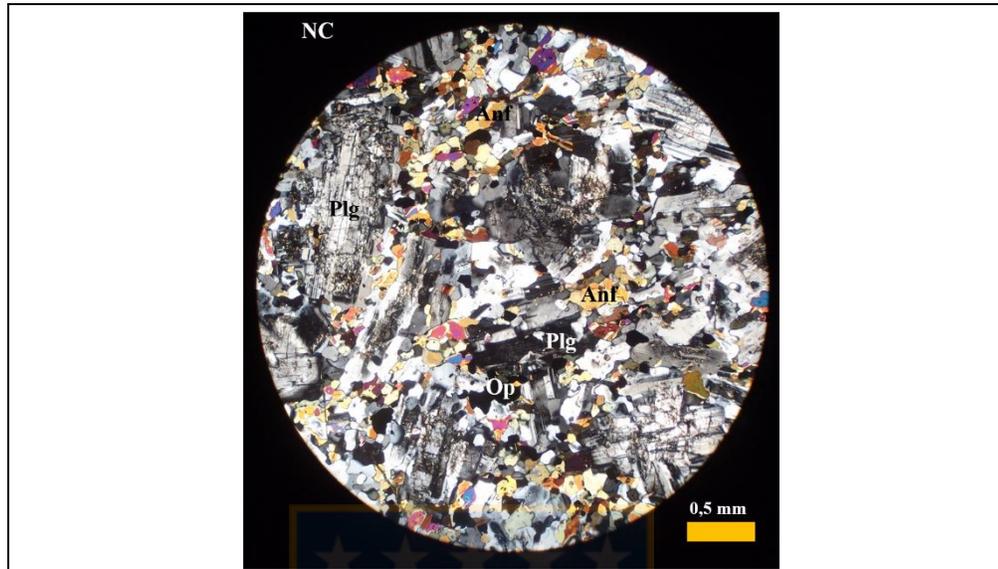
Subiendo a la labor Las Mercedes-La Dura se encontró un dique de composición diorítica (muestra E4-2), con una textura hipidiomórfica granular de grano fino, siendo mineralógicamente muy similar a los anteriormente descritos pero con una menor cantidad de biotitas secundarias (2,7%). Plagioclasas (31,7%) con tamaños desde 0,3 mm a 2,0 mm, fuertemente alteradas a sericita contabilizadas en un 19,2%, cuarzos inalterados con tamaños que varían entre 0,2 mm y 0,3 mm (0,1%), anfíboles con tamaños promedio de 0,8 mm (33,9%) fuertemente alterados a cloritas (8,8%). Magnetita con formas subhedrales, con dimensiones cercanas en promedio 0,25 mm (3,5%) y apatito como mineral accesorio (Fotomicrografía 4.7).



Fotomicrografía 4.7: Fotomicrografías de dique diorítico E4-2. A) Sección característica con anfíbol y plagioclasa. B) Cristal de plagioclasa fuertemente alterado a mica blanca.

La muestra K1-2 se extrajo en la mina de carbonato Saturno y corresponde a un dique de color oscuro, de grano fino y de aproximadamente dos metros de espesor que corta rocas sedimentarias de la Formación Arqueros. La roca presenta textura porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano fino, posee una composición diorítica similar al resto de los diques y a su vez presenta una menor cantidad de biotita secundaria (0,9%), inclusive menor que la muestra E4-2 (2,7%). Su contenido de plagioclasas es el más elevado (42,7%) con tamaños de 0,6 mm a 2,2 mm alterado a sericita (9,5%). También su contenido en cuarzo es mayor (1,2%). Anfíboles (35,9%) alterados levemente a clorita (0,7%) y epidota. 4,8% de biotita primaria alterada levemente a clorita, con tamaños que promedian 0,45 mm, 4,6% de pequeños cristales de magnetita

(0,3 mm hasta 0,8 mm) y otros accesorios como esfeno (0,1%), apartito y circón (Fotomicrografía 4.8).



Fotomicrografía 4.8: Fotomicrografías de dique diorítico K1-2. Sección característica con anfíbol, plagioclasas.



5. GEOQUÍMICA

5.1. GENERALIDADES

En este capítulo se presentan los datos geoquímicos de los cuerpos ígneos del sector comprendido en los alrededores de la localidad de Caimanes. Los resultados obtenidos corresponden a análisis químicos obtenidos mediante fluorescencia de rayos-X (FRX), para elementos mayores ($> 1,0\%$ peso), menores (entre $1,0\%$ peso y $0,1\%$ peso) y trazas ($< 0,1\%$ peso).

Los elementos mayores controlan en gran parte la mineralogía y el comportamiento de cristalización y fusión dentro de los sistemas ígneos. También controlan propiedades tales como viscosidad, densidad, etc., en magmas y rocas (Winter, 2001).

Los elementos menores comúnmente sustituyen a un elemento mayor dentro de un mineral, como es el caso del manganeso por hierro o magnesio, sin embargo, si alcanza concentraciones suficientes puede formar una fase mineral separada, presente en menores cantidades, lo que comúnmente se designa como mineral accesorio como sería fósforo en apatito y titanio en rutilo o ilmenita (Winter, 2001). Los elementos mayores y menores se trabajan en %peso y en forma de óxidos, generalmente incluyen a: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P.

Los elementos trazas se encuentran en concentraciones menores a $0,1\%$ peso, o menos de 1000 partes por millón (ppm), siendo una parte fundamental de la petrología moderna, permitiendo realizar una mejor discriminación de los procesos petrológicos que los elementos mayores (Rollinson, 1993). Los elementos trazas son importantes, porque, las diferentes fases los incorporan o excluyen con mayor selección que a los elementos mayores, siendo mucho más sensibles al fraccionamiento ígneo, con lo cual se puede restringir de mejor manera los procesos evolutivos de los diferentes magmas (Winter, 2001). Los elementos trazas más útiles son los metales de transición (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu y Zn), los lantánidos, comúnmente llamados tierras raras o REE y Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Pb, Th y U (Winter, 2001). Cuando se funde el manto terrestre los elementos trazas muestran afinidad con la fase mineral o bien con la fase fundida, denominándose elementos compatibles e incompatibles respectivamente. Los elementos incompatibles se dividen según la relación carga-radio, pequeños cationes con alta carga se les denomina como cationes con alto potencial iónico (HFSE) y los cationes grandes con pequeña carga se les denomina cationes de bajo potencial iónico (LILE) (Rollinson, 1993).

Se determinaron también las pérdidas por calcinación (PPC o LOI) a 750°C, para representar la cantidad (en %_{peso}) de volátiles presentes en las muestras (H₂O, CO₂ entre otros), mientras mayor sean los valores de LOI mayor será la perturbación química de la muestra.

Las muestras fueron seleccionadas en terreno, evitando la alteración o meteorización visible, para así facilitar la posterior interpretación.

Para realizar este estudio geoquímico, se efectuarán diferentes tipos de diagramas, para los elementos mayores y menores, en primera instancia trabajaremos con diagramas discriminantes para observar la afinidad de las rocas muestreadas en terreno, utilizando diagramas TAS (Total álcalis versus Sílice), AFM (álcalis, hierro y magnesio), SiO₂ versus K₂O y A/NK versus A/CNK. Posterior a esto realizaremos diagramas Harker, los cuales se emplearon para inferir el comportamiento de un determinado elemento (mayores y menores) durante el proceso de diferenciación a través de la cristalización fraccionada, esto asumiendo que las rocas están genéticamente relacionadas (Wilson, 1989).

Con los elementos trazas se realizarán diagramas multielementos y también diagramas binarios.

En total para el estudio se consideraron 15 muestras, donde 9 corresponden a rocas de la Superunidad Illapel, 5 a diques presentes a lo largo del área y 1 muestra corresponde a un enclave extraído en la zona austral del área.

5.2. ELEMENTOS MAYORES Y MENORES

Los elementos mayores fueron normalizados en base anhidra al 100% mediante un cálculo de proporción simple, con el fin de reducir el efecto de las alteraciones y acercarnos lo más posible a la composición original de la muestra (Tabla 5.1), no considerándose H₂O, CO₂ y S, ya que estos son los elementos volátiles más importantes.

En general, las muestras analizadas poseen bajo grado de alteración a excepción de los diques máficos, relacionándose directamente con el %_{peso} de LOI. Estos valores se aprecian de forma gráfica utilizando el diagrama LOI vs SiO₂ (Figura 5.1).

Tabla 5.1: Análisis geoquímicos FRX de elementos mayores y menores expresado en % peso de las muestras estudiadas. Los valores se han normalizado en base anhidra (los datos originales se encuentran en el Anexo de Geoquímica).

| Muestra | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O _{3T} | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | Σ |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|---------------------------------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|-----|
| A3-2 | 65,02 | 0,44 | 16,83 | 3,95 | 0,10 | 1,87 | 4,93 | 3,89 | 2,80 | 0,17 | 0,67 | 100 |
| B2-2 | 62,19 | 0,55 | 17,34 | 4,68 | 0,10 | 2,41 | 5,57 | 3,89 | 3,08 | 0,19 | 0,53 | 100 |
| B9-2 | 64,07 | 0,45 | 16,97 | 4,05 | 0,09 | 1,99 | 4,93 | 3,74 | 3,54 | 0,16 | 0,58 | 100 |
| D7-1 | 53,69 | 0,78 | 20,13 | 7,47 | 0,15 | 4,42 | 7,90 | 3,73 | 1,46 | 0,25 | 2,20 | 100 |
| E4-2* | 46,59 | 0,99 | 20,45 | 10,89 | 0,19 | 5,07 | 11,76 | 2,97 | 0,95 | 0,13 | 1,20 | 100 |
| F2-1 | 60,62 | 0,68 | 17,52 | 5,63 | 0,13 | 2,10 | 5,19 | 4,07 | 3,80 | 0,26 | 0,58 | 100 |
| F4-1* | 47,16 | 0,96 | 16,69 | 11,53 | 0,32 | 9,92 | 5,75 | 3,16 | 4,25 | 0,25 | 0,98 | 100 |
| H1-3 | 59,93 | 0,61 | 18,01 | 5,48 | 0,12 | 2,82 | 6,50 | 3,94 | 2,39 | 0,20 | 0,42 | 100 |
| H1-2** | 54,28 | 0,86 | 18,85 | 7,02 | 0,16 | 4,46 | 8,22 | 3,94 | 1,97 | 0,24 | 0,50 | 100 |
| J2-1* | 47,96 | 0,91 | 17,51 | 10,52 | 0,28 | 8,94 | 7,75 | 3,08 | 2,88 | 0,16 | 0,82 | 100 |
| J3-1* | 48,79 | 1,49 | 18,32 | 10,47 | 0,27 | 5,49 | 8,62 | 4,23 | 1,94 | 0,38 | 0,62 | 100 |
| K1-2* | 49,82 | 1,12 | 20,02 | 9,15 | 0,16 | 4,81 | 9,09 | 4,09 | 1,50 | 0,24 | 0,60 | 100 |
| L1-1 | 65,63 | 0,40 | 16,78 | 3,68 | 0,09 | 1,87 | 4,71 | 3,66 | 3,03 | 0,15 | 0,55 | 100 |
| M8-2 | 64,71 | 0,40 | 17,42 | 3,74 | 0,10 | 1,74 | 5,02 | 4,08 | 2,60 | 0,19 | 0,43 | 100 |
| M10-2 | 61,17 | 0,56 | 17,92 | 4,96 | 0,11 | 2,60 | 6,10 | 3,88 | 2,50 | 0,20 | 0,55 | 100 |

*diques; ** enclave

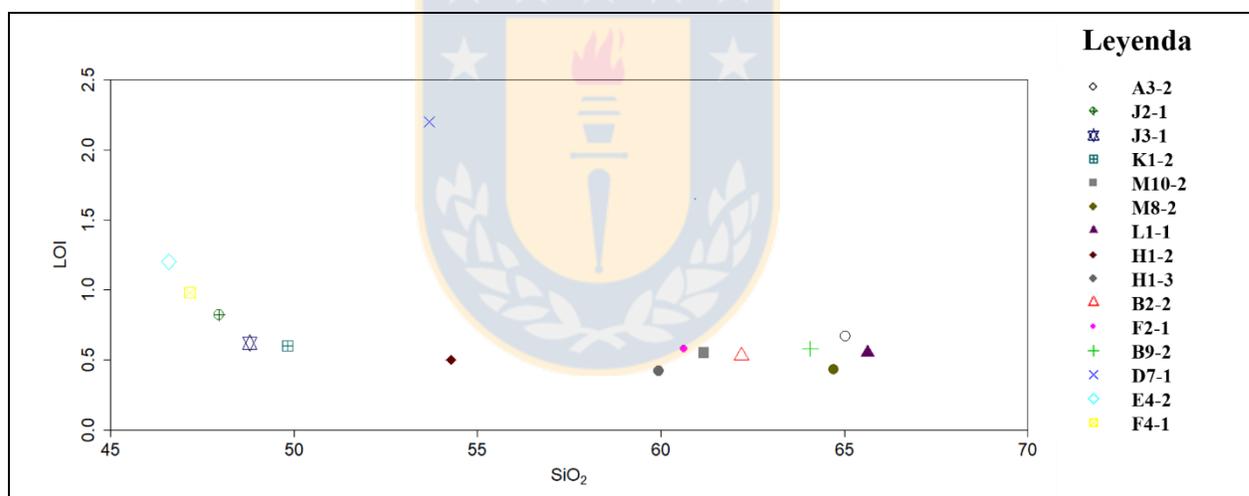


Figura 5.1: Diagrama LOI vs SiO₂ (expresados en % peso). Donde se aprecia la cantidad de volátiles presentes en las rocas y el efecto de la alteración en las muestras analizadas. La muestra D7-1 presenta los valores más altos de LOI.

Los valores de LOI oscilan en general entre 0,42 para la muestra H1-3 y 2,2 para la muestra D7-1, encontrándose las rocas clasificadas como diques dioríticos, entre los valores más altos. Es interesante que la muestra D7-1, sea la que presenta mayor %LOI tomando en cuenta que no corresponde a un cuerpo intrusivo menor y fue clasificada como diorita cuarcífera. Los intrusivos menores al poseer una alteración importante en la totalidad de las muestras es comprensible que sus %LOI sean mayores que el resto de las rocas, específicamente por la presencia de biotita

secundaria que posee el grupo (OH) en su composición, incrementando el contenido de volátiles en el sistema general. En términos globales de las 15 muestras analizadas solo 2 poseen valores mayores a 1,0 %_{peso} (E4-2 y D7-1) y todo el resto posee valores variados entre 0,98 y 0,42 %_{peso}, pero en general aproximándose al 0,5%_{peso}.

5.2.1. Diagramas Discriminantes

El diagrama TAS (Álcalis Total versus Sílice) de Wilson (1989), basado en Cox y otros (1979) de la figura 5.2, muestra que las rocas en relación a su porcentaje de sílice caen en el rango composicional de rocas intermedias y ácidas y en el campo subalcalino, considerando también el $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (ambos valores expresados en %_{peso}). Sus contenidos de sílice varían desde 53,6%_{peso} a 65,6 %_{peso} y el contenido total de álcalis entre 3,9%_{peso} y 7,8%_{peso}. Los diques dioríticos se encuentran dentro del rango de rocas básicas y campo alcalino, esto debido a su importante cantidad de biotita secundaria, proveniente de una posible alteración potásica aumentando el contenido de álcalis total y disminuyendo casi en proporción inversa el de sílice (serán consideradas subalcalinas ignorando la biotita secundaria). Las muestras H1-2 y F2-1 se encuentran en el rango de la monzonita-monzonita cuarcífera, pero petrográficamente fueron clasificadas como diorita cuarcífera y monzodiorita cuarcífera respectivamente, este último rango no se especifica en el diagrama, pero tiene sentido al estar adyacente al campo de la monzonita-monzonita cuarcífera en el diagrama QAP. La roca H1-3, se clasificó petrográficamente como monzodiorita cuarcífera, pero cae en el campo de la diorita en el diagrama encima de la separación con el área de la monzonita-monzonita cuarcífera. La muestra M10-2, se grafica en el diagrama TAS como diorita, pero bajo el microscopio se clasificó como tonalita, roca que tampoco se encuentra presente en el diagrama, pero se encuentra cercana a las granodioritas marcando un punto intermedio entre las dioritas y las granodioritas. Por último el ejemplar D7-1 se graficó en un campo intermedio entre dioritas y gabro, petrográficamente fue clasificada como diorita cuarcífera, esta diferencia pues der por su alto %LOI.

Dentro de la serie sub-alcalina, podemos encontrar rocas de las serie toleítica y calco-alcalina, las cuales se pueden diferenciar en el diagrama AFM, (M: MgO, A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ y F: $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) con una línea divisoria entre las dos series propuesta por Irvine y Baragar (1971). Las muestras en su totalidad presentan una afinidad calcoalcalina, características de un ambiente de

subducción, con una tendencia más bien lineal en la mayoría de las rocas a excepción de las muestras clasificadas como diques dioríticos (Figura 5.3).

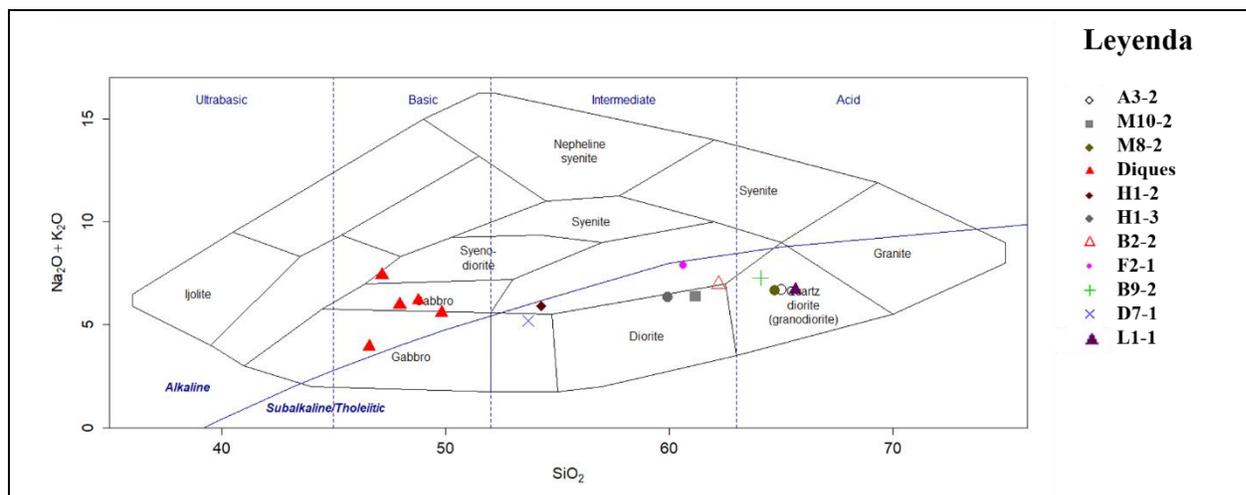


Figura 5.2: Diagrama TAS de Wilson (1989), basado en Cox y otros (1979), para la clasificación química y nomenclatura de rocas ígneas plutónicas (Óxidos expresados en % peso). Se observa la distribución de las muestras en el campo Sub-alcalino e intermedio y ácido, a excepción de las rocas provenientes de cuerpos intrusivos menores.

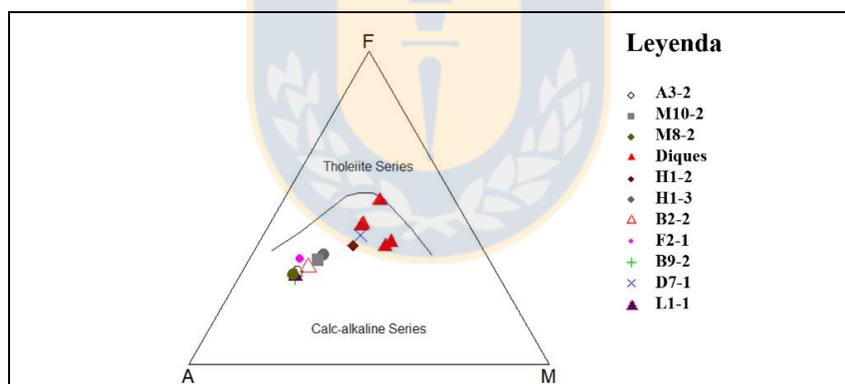


Figura 5.3: Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), para la subdivisión de la serie sub-alcalinas (M: MgO, A: Na₂O+K₂O y F: FeO+Fe₂O₃) (Óxidos expresados en % peso). Todas las muestras analizadas caen en el campo de las series calc-alcalinas. Las muestras de diques serán consideradas subalcalinas ignorando la cantidad de biotita secundaria presente.

El diagrama SiO₂ versus K₂O de Peccerillo y Taylor (1976), representa el contenido global de K de la totalidad de las muestras, encontrándose todas las rocas plutónicas entre los rangos de alto potasio a excepción de la muestra D7-1 que se encuentra en el campo de las series calc-alcalinas con un contenido medio de potasio, pero como mencionamos anteriormente su alto

valor del %LOI nos puede confundir al momento de interpretar los datos obtenidos a partir del FRX, pero inclusive con esto se encuentra cercana a la línea divisoria de los campos de alto y medio potasio (Figura 5.4). Los contenidos de K_2O pueden asociarse a minerales como la biotita secundaria en el caso de los diques, en conjunto con la muestra H1-2 (enclave) tal y como se muestra en la figura 5.5.

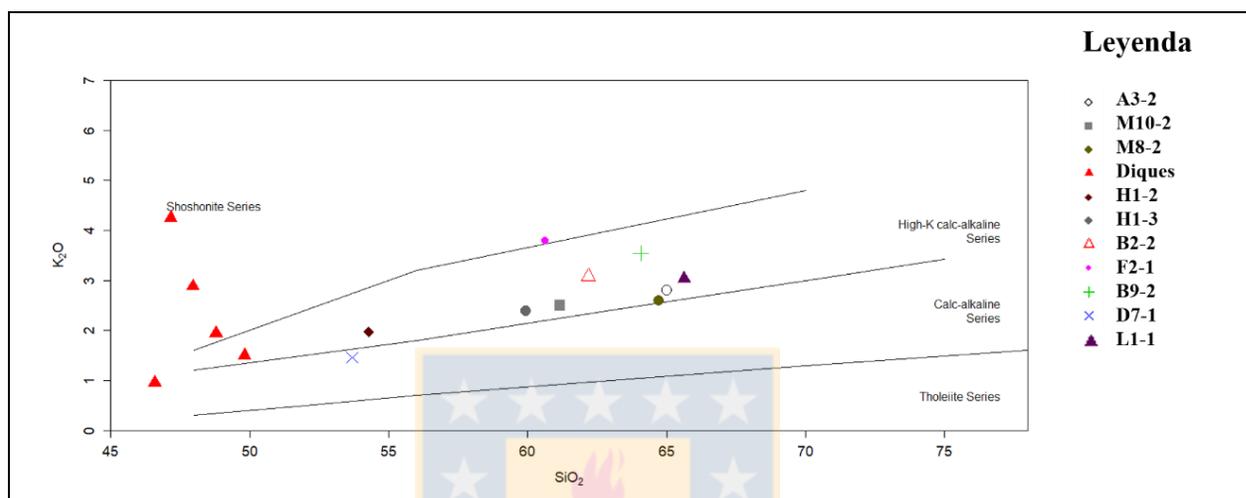


Figura 5.4: Diagrama SiO_2 versus K_2O de Peccerillo y Taylor (1976), donde se dividen las subseries calcoalcalinas según el contenido de potasio total para las muestras (Óxidos expresados en % peso), presentando valores fuera de lo común las muestras F2-2 y D7-1, pero muy al límite de la denominada serie calcoalcalina de alto potasio.

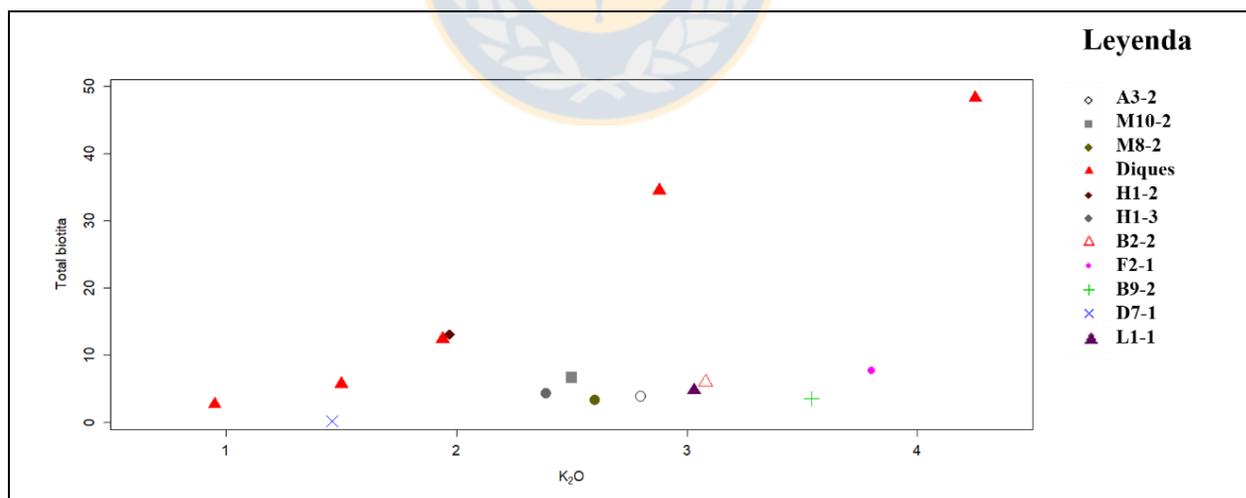


Figura 5.5: Diagrama K_2O versus Total de biotita (biotita primaria + biotita secundaria, ambas en % modal). K_2O expresado en % peso.

Según el diagrama de saturación de alúmina de Shand (1943), Todas la muestras analizadas presentan un carácter metaluminoso, esto se determina comparando las relaciones de las

proporciones molares de alúmina a respecto de sodio, calcio y potasio ($A/CNK: Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$), que junto con la proporción molar de alúmina respecto de, sodio y potasio ($A/NK: Al_2O_3/Na_2O+K_2O$), definen los campos peralcalino, metaluminoso y peraluminoso (Figura 5.6). Este carácter metaluminoso es típico en rocas que presentan una importante cantidad de máficos como anfíbol y biotita, al igual que las rocas extraídas en las campañas de terreno (Figura 5.6).

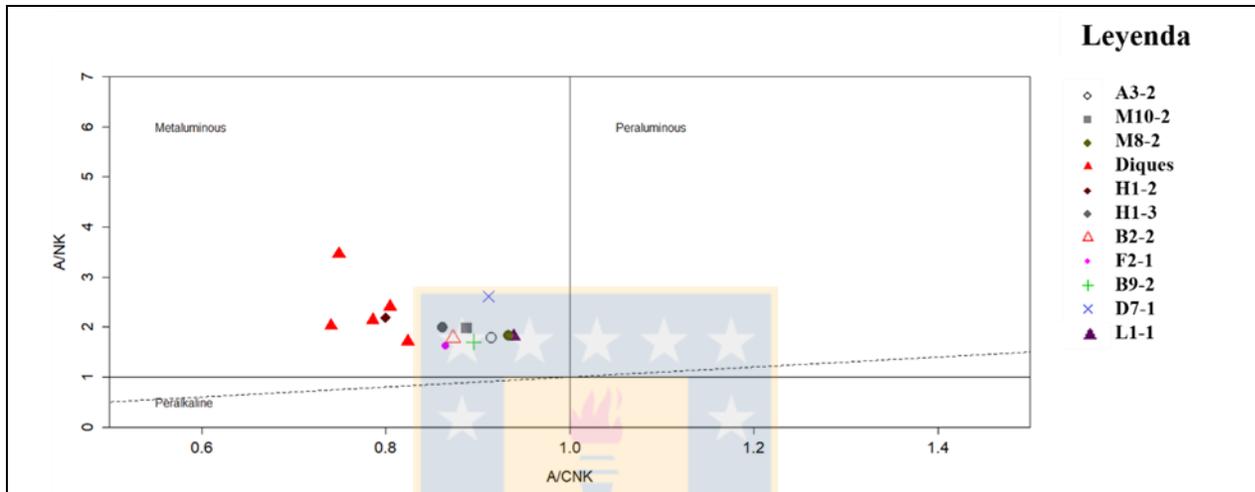


Figura 5.6: Diagrama A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) versus A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) de Shand (1943) (Óxidos expresados en % peso). Las rocas presentan valores A/CNK variables entre 0,7 y 0,9 aproximadamente, los cuales son bastante distantes al límite de saturación de alúmina, expresado por una línea recta perpendicular a $A/CNK = 1$.

5.2.2. Diagramas Harker

Los diagramas Harker de la figura 5.7, nos muestran de manera gráfica la relación de los elementos mayoritarios y minoritarios con el SiO_2 , ya que el aumento de este último, está directamente ligado a la evolución de los magmas o diferenciación.

Según estos diagramas las cantidades de óxidos expresados en % peso de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Fe_2O_3 y MnO , disminuyen conforme el contenido de SiO_2 del sistema aumenta (no de la misma manera para todos los óxidos), es decir los magmas se tornan cada vez más pobres en los óxidos mencionados, lo cual nos permite señalar una relación inversa entre estos y el SiO_2 .

Para los contenidos de P_2O_5 , tenemos una distribución no tan clara como la anteriormente descrita, pero se puede observar una tendencia similar a la relación inversa con el SiO_2 antes descrita, con valores dispares para la muestra F2-2.

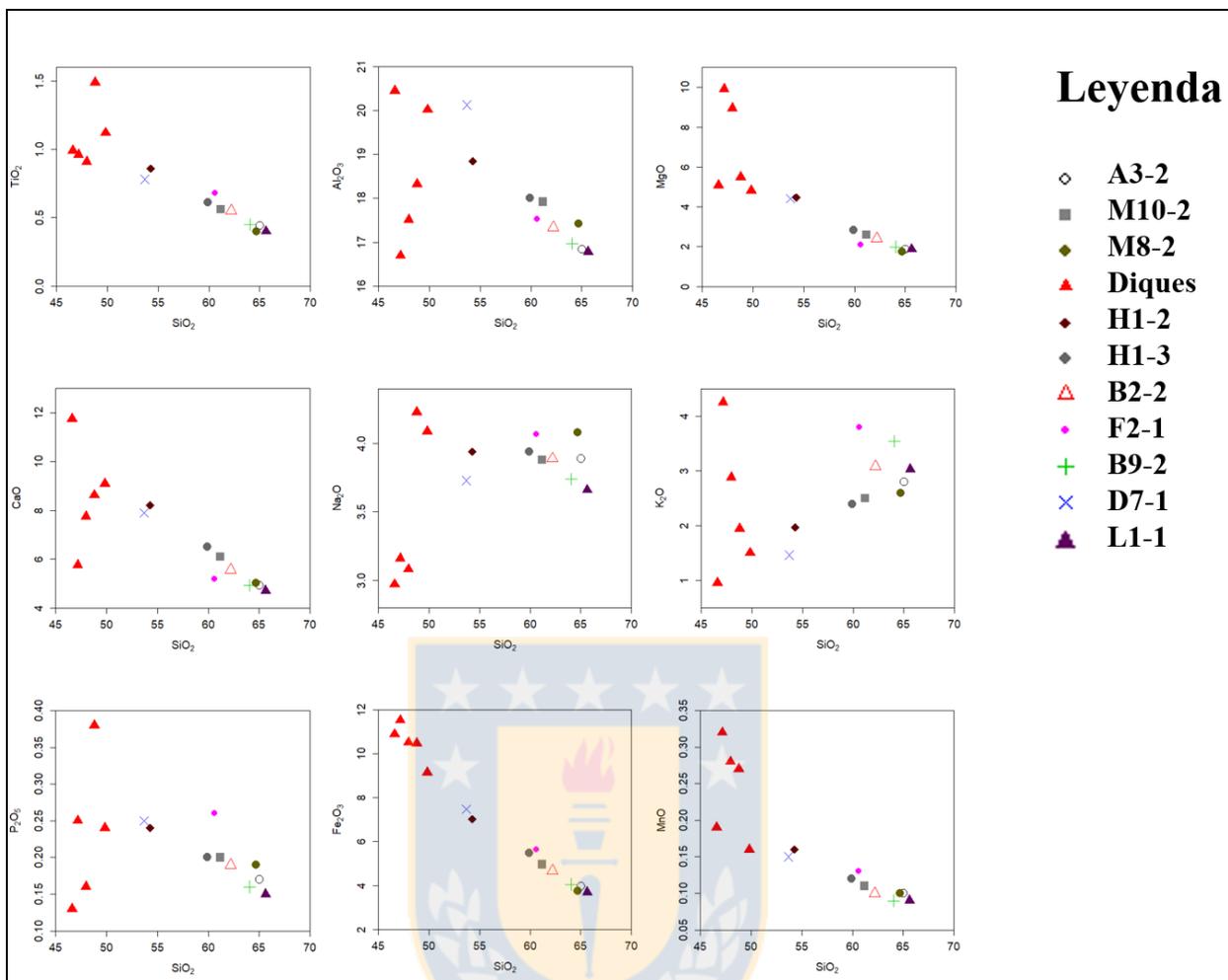


Figura 5.7: Diagramas Harker para elementos mayores y menores de las rocas ígneas del distrito minero Caimanes (Óxidos expresados en % peso)

Los valores de Na_2O , muestran un patrón bastante disperso, pero parece mantener un nivel medianamente constante a medida que aumenta el SiO_2 del sistema, rondando los 4% peso de Na_2O .

Por otra parte los niveles de K_2O , se presentan algo dispersos pero adquieren una tendencia a aumentar su contenido total, a medida que este se diferencia, con lo cual podemos designar una relación directa entre estos óxidos.

Los diques dioríticos presentan valores generales para los óxidos representantes de los elementos mayores y menores, que no siguen una tendencia clara, pero si se puede observar una tendencia general de estas muestras a altos valores de Fe_2O_3 , lo que deja en evidencia su alto contenido de minerales ferromagnesianos.

Los diagramas dejan en evidencia un empobrecimiento en Al, Ca, Mg, Ti y un enriquecimiento de K, algo normal dentro de los procesos de cristalización fraccionada dentro de sistemas calcoalcalinos, junto a bajos niveles de Fe, sin enriquecimiento de este mismo en los términos intermedio por una cristalización precoz de óxidos de Fe y Ti.

5.3. ELEMENTOS TRAZAS

Las trazas se trabajan en ppm y como mono elementos, tomando en cuenta la equivalencia de 1% peso = 10.000 ppm y la fórmula molecular de los óxidos en los cuales están presentes para los cálculos matemáticos correspondientes. Los valores obtenidos mediante FRX de los elementos trazas se encuentran en la tabla 5.2.

Tabla 5.2: Análisis geoquímicos FRX de elementos trazas expresado en ppm.

| Muestra | V | Cr | Ni | Cu | Zn | Ga | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Ba | Co | W* | Re | Cl | S |
|---------|-----|-----|-----|-----|----|----|-----|-----|----|-----|----|-----|----|-----|-----|-----|-----|
| A3-2 | - | - | 25 | 27 | 45 | 14 | 61 | 475 | 12 | 75 | - | 541 | 38 | 479 | - | 181 | 43 |
| B2-2 | - | - | - | 17 | 43 | 24 | 68 | 532 | 15 | 105 | 3 | 552 | - | 429 | - | 220 | 31 |
| B9-2 | - | - | 20 | 19 | 33 | 18 | 82 | 521 | 12 | 113 | - | 594 | 41 | 447 | - | 142 | 48 |
| D7-1 | 275 | - | 31 | 123 | 75 | 21 | 21 | 962 | 18 | - | 9 | 549 | 44 | 187 | - | 139 | 68 |
| E4-2 | 464 | - | - | 145 | - | - | 27 | 728 | 9 | - | - | 261 | 54 | 172 | 200 | 352 | 82 |
| F2-1 | 154 | - | - | 76 | 59 | 22 | 129 | 457 | 13 | 205 | - | 526 | - | 414 | - | 434 | 44 |
| F4-1 | 278 | 598 | 198 | - | 73 | 20 | 117 | 274 | 20 | 78 | - | 558 | 34 | 84 | - | 420 | 105 |
| H1-3 | 164 | - | - | 23 | 47 | 18 | 61 | 638 | 22 | 116 | - | 557 | 33 | 469 | - | 298 | 50 |
| H1-2 | - | 83 | 47 | 79 | 77 | 23 | 53 | 684 | 22 | 56 | - | 602 | 41 | 379 | - | 360 | 60 |
| J2-1 | 277 | 377 | 108 | 279 | 77 | 19 | 109 | 384 | 10 | 51 | - | 493 | 56 | 184 | - | 492 | 249 |
| J3-1 | - | 141 | 58 | 78 | 65 | 29 | 61 | 497 | 15 | 104 | 16 | - | 46 | 322 | - | 521 | 92 |
| K1-2 | 331 | - | - | 65 | 89 | 17 | 28 | 750 | 22 | - | - | 512 | 56 | 386 | - | 420 | 85 |
| L1-1 | - | - | 25 | 17 | 37 | 20 | 65 | 460 | 15 | 65 | - | 733 | 61 | 953 | - | 210 | 82 |
| M8-2 | - | - | 23 | - | 35 | - | 57 | 538 | 14 | 71 | - | 658 | 39 | 684 | - | 184 | 65 |
| M10-2 | 94 | - | 24 | 180 | 54 | 31 | 48 | 633 | 17 | 108 | - | 512 | 56 | 851 | - | 261 | 83 |

* Posible contaminación con carburo de tungsteno durante la molienda

5.3.1. Diagramas Discriminantes

Se graficaron 3 muestras (el resto de las muestras no alcanzó el límite de detección para el Nb) en el diagrama discriminante de ambientes tectónicos de Pearce y otros (1984), de Y+Nb versus Rb (Figura 5.8). Las muestras corresponden a un dique, otra clasificada como granodiorita y la última como diorita cuarcífera, obteniendo resultados gráficos que nos indican que las muestras pertenecen al campo de granitos de arco volcánico (VAG).

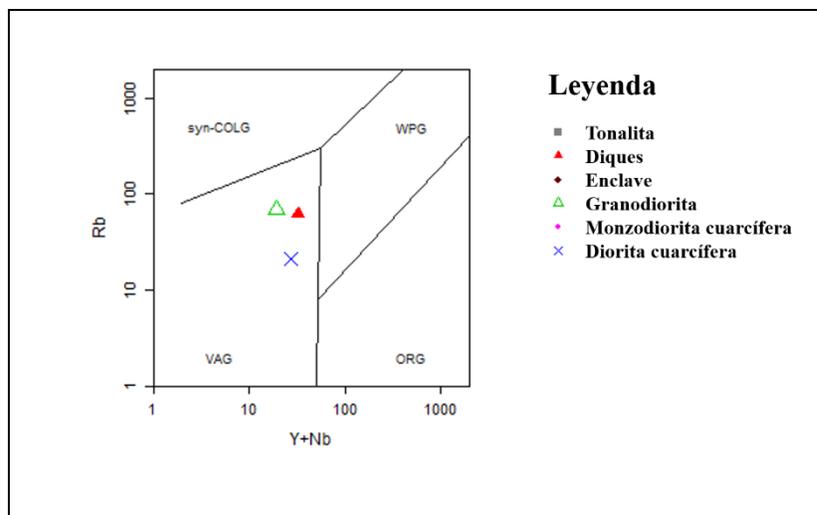


Figura 5.8: Diagrama Y+Nb versus Rb, para discriminar ambientes tectónicos de Pearce y otros (1984). Syn-COLG: Granitoides sin-colisionales; WPG: Granitoides intraplaca; VAG: Granitoides de arco volcánico; ORG: Granito de ridge oceánico. Elementos expresados en ppm.

5.3.2. Diagrama Multielemental o *Spider*

Este tipo de diagramas está basado en un grupo de elementos incompatibles que permite identificar variaciones en el contenido de estos elementos trazas respecto al manto primitivo. Los valores de la composición estimada del manto primitivo son los de Sun y McDonough (1989) y el eje X está ordenado de manera que los elementos más incompatibles se encuentren a la derecha, los LILE aumentan su incompatibilidad hacia la derecha y los HFSE la disminuyen (Figura 5.9).

Como se observa en los diagramas existe en general un enriquecimiento de los LILE en relación a los HFSE y también un pico negativo de Nb. Hay que notar que son pocas las muestras con concentraciones de Nb sobre el límite de detección, así que tal vez no sea un dato tan representativo, a pesar de ser un comportamiento característico de rocas de corteza continental en zonas de subducción (Rollinson, 1993). Es apreciable un enriquecimiento en K en la totalidad de las muestras, junto con uno de Zr en las rocas clasificadas como granodioritas.

Si comparamos las rocas muestreadas de diques y las granodioritas (Figura 5.9, A y B), podemos distinguir un pico negativo y positivo respectivamente de Zr, el cual también está presente en la roca perteneciente a enclaves de la zona en comparación a rocas más diferenciadas como

tonalita y monzodioritas cuarcíferas (Figura 5.9, C). Por ultimo podemos destacar un pico negativo de P para la totalidad de las muestras.

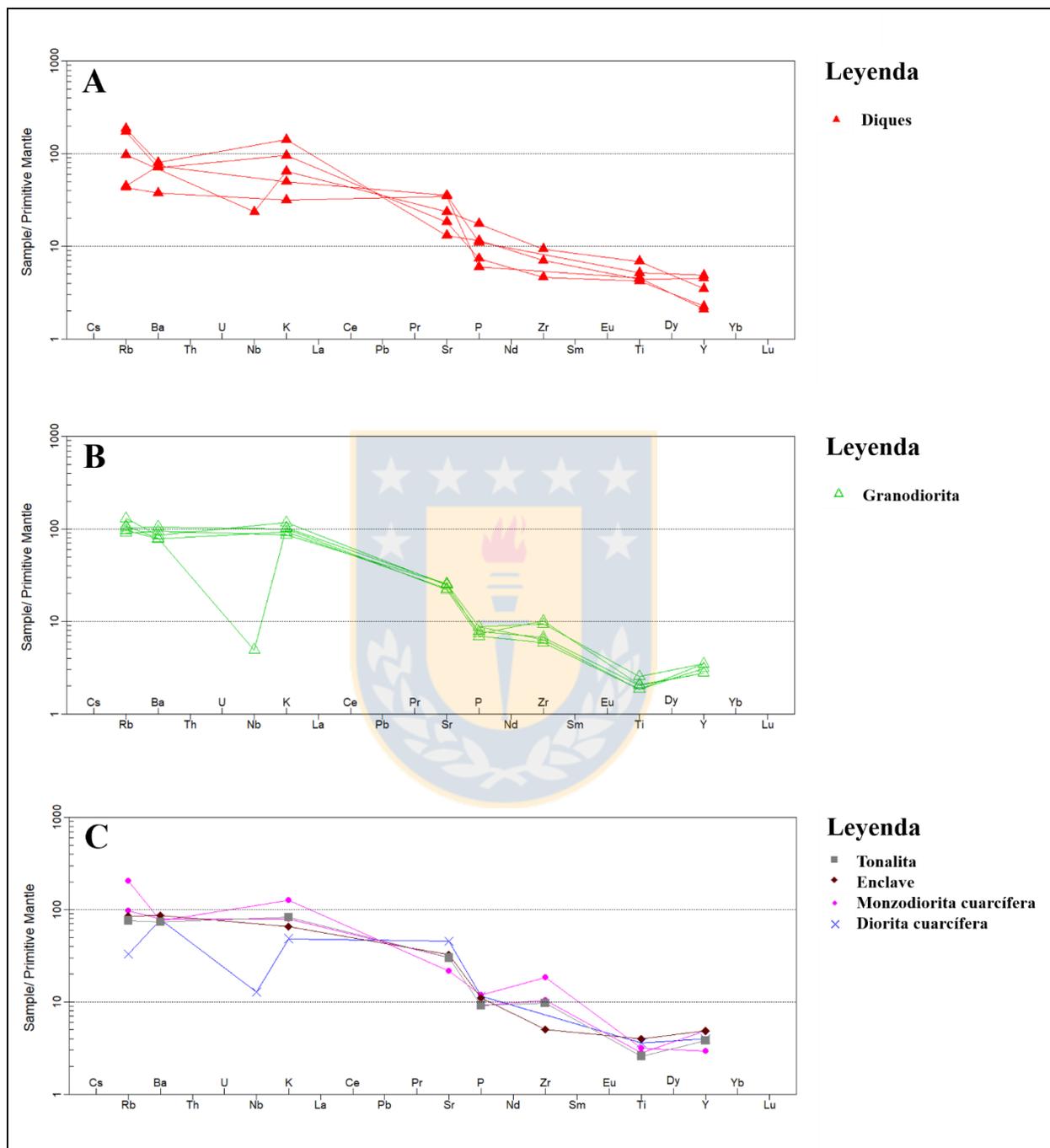


Figura 5.9: Diagramas multielementales o *Spider*, normalizados a la concentración del manto primitivo según Sun y McDonough (1989). A) Diagrama de Diques Dioríticos. B) Diagrama de Granodioritas. C) Diagrama de Tonalita, Monzodiorita cuarcífera, Diorita cuarcífera y Enclave.

5.3.3 Diagramas Harker

Los patrones de distribución de los elementos trazas en relación al SiO_2 son bastante dispersos y difíciles de interpretar (Figura 5.10), pero existen algunos elementos que presentan tendencias más definidas, como lo es el caso del Zr que en rocas más diferenciadas con SiO_2 cercano a 60 %_{peso} comienza a disminuir drásticamente, al igual que un aumento significativo en la concentración Ba en las granodioritas, siendo este uno de los elementos traza más móviles que existe.

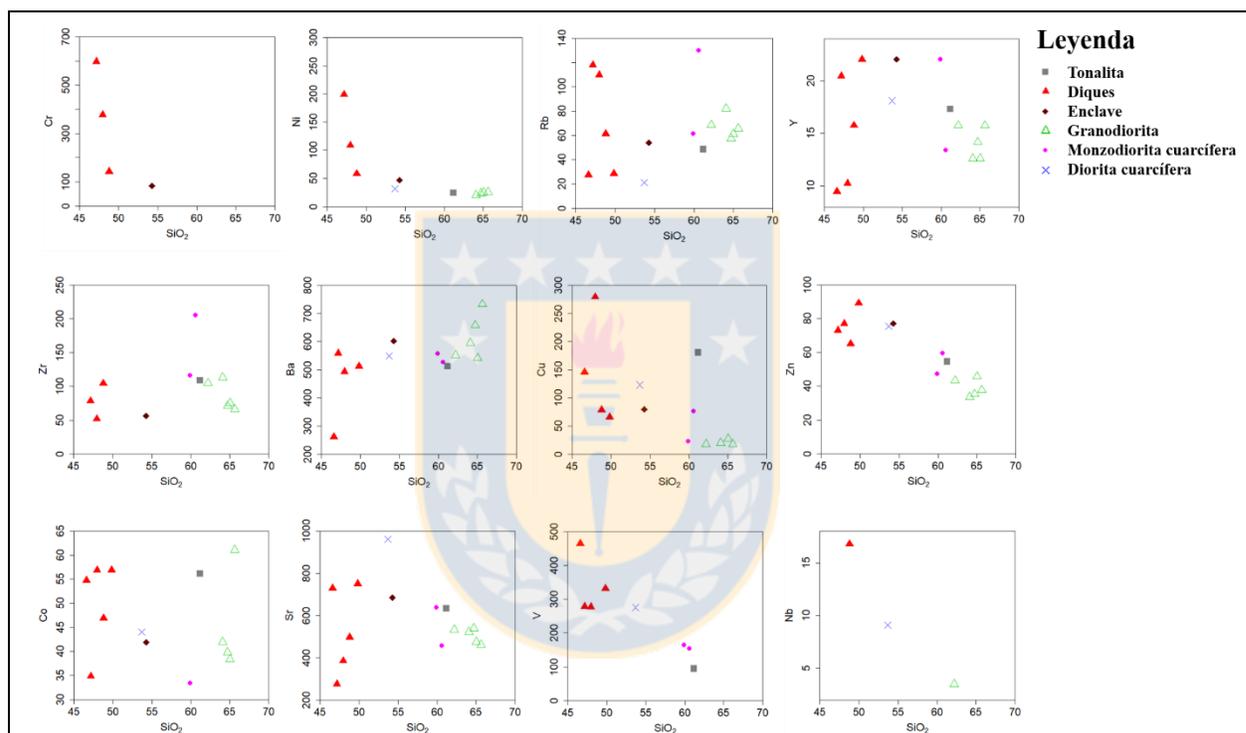


Figura 5.10: Diagramas tipo Harker para elementos Trazas de las rocas ígneas del Distrito Minero Caimanes (elementos expresados en ppm y óxidos en %_{peso}).

El Sr, Cu y V presentan un relación inversa dispersa con las concentraciones de SiO_2 , pero el V no se encuentra en las cantidades mínimas de detección en las rocas más diferenciadas del área de estudio. Finalmente, se puede establecer un patrón aplanado para el Ni, ya que se encuentra cercano a los 25 ppm aproximadamente en todas las rocas hasta las más diferenciadas con cerca de un 65%_{peso} de SiO_2 .

6. DISCUSIÓN

Tomando como base los resultados de los capítulos de Petrografía (4), Geoquímica (5) y la tectónica regional se realizó una interpretación de los datos y una comparación con datos publicados de diferentes tipos de skarn con el fin de definir el tipo de depósito al cual dan origen las rocas ígneas muestreadas en terreno, esto principalmente en base a lo propuesto por Meinert (1992) y Meinert (1995).

6.1. PETROGRAFÍA

Las rocas plutónicas que fueron estudiadas bajo el microscopio en general presentan texturas hipidiomórficas de grano medio a grueso indicándonos un enfriamiento lento y la presencia de volátiles especialmente H₂O que facilitan el crecimiento mineral (Winter, 2001). En conjunto se encontraron texturas locales poiquilíticas. Existe una tendencia al grano de tamaño medio en los enclaves a diferencia de las texturas características de grano fino, esto estaría directamente relacionada con la viscosidad de los magmas precursores de los enclaves y de la roca hospedante, entre más máfico sea el enclave, este será más estable y tendrá un tamaño de grano menor, este enclave muestreado se clasificó como una diorita cuarcífera, por lo cual es posible apreciar texturas más gruesas que las características descritas para enclaves de grano fino (Williams y Tobisch, 1994).

Las facies máficas dominantes son como para la generalidad de los granitoides el anfíbol y la biotita. El anfíbol en general se encuentra alterado a clorita principalmente pero en los cristales no alterados se percibe un color más bien verdoso el cual advierte una variedad de hornblenda pobre en Ti, lo que demuestra un importante contenido de H₂O en el magma que da origen a estas rocas (Winter, 2001). Esto también es concordante con la presencia de apatitos en los cristales de plagioclasas, también característico de magmas hidratados. Varas y otros (2012), en base a anfíboles presentes en enclaves máficos de la Superunidad Illapel, postularon presiones de emplazamiento más bien bajas de $1,8 \pm 0,6$ Kbar, las cuales coinciden con datos obtenidos para otros plutones cretácicos pertenecientes al batolito costero, con el cual se correlaciona la Superunidad Illapel de 1,5 a 3 Kbar (Parada y otros, 1999).

El esfeno como mineral accesorio, se encuentra en gran variedad de muestras, y está asociado a cuarzo y magnetita, indicando un estado oxidado de los magmas (Wones, 1989), lo cual

sumado a las condiciones hidratadas sugieren un escenario propicio para la generación de mineralización de tipo hidrotermal en las rocas encajantes de la Formación Arqueros.

La existencia de clinopiroxeno es muy escasa, esta fase es más común en las rocas máficas menos diferenciadas, y los que fueron identificados tanto en rocas máficas como más ácidas casi en su totalidad estaban alterados a anfíbol (uralitización), marcando el *trend* típico de evolución magmática de la serie de Bowen.

La plagioclasa por lo general se encontraban como cristales euhedrales con maclado polisintético, ocasionalmente zonados, lo que nos indica variaciones en la composición magmática a partir del cual cristaliza (De La Rosa y Quintero, 1995).

La totalidad de las rocas plutónicas presentan una alteración retrograda incipiente, evidenciada por la presencia de clorita tanto en biotitas como en anfíboles y epidotización en los anfíboles, alteración retrograda que igual está de manera incipiente en las rocas metamórficas del skarn (Herrera y Cisternas, 2000; Milad, 2017 en prep.).

6.2. GEOQUÍMICA

Como se explicó anteriormente los datos del diagrama TAS, no reflejan el verdadero origen de las rocas clasificadas como diques dioríticos, esto debido a la fuerte alteración con gran cantidad de biotita secundaria lo que aumenta los porcentajes de K_2O en las muestras y disminuye el SiO_2 . Esta relación inversa de aumento y disminución de elementos importantes en la roca genera un vector que desplazaría a las muestras graficadas y las llevaría por sobre la línea que separa el campo alcalino del subalcalino. Esta alteración también se observa en algunas rocas plutónicas en la zona norte del área de estudio, por ejemplo en las muestras J4-1, D7-1 y F2-1, con porcentajes de 1,7%, 0,2% y 1,4%, de biotita secundaria respectivamente.

Un criterio para discriminar procesos de alteraciones en las rocas es mediante la razón K_2O/Na_2O (Stern, 1988 en Moller, 2005), donde los valores >1 de la muestra F4-1 (1,34) sugieren una alteración potásica, al igual que valores ~ 1 para las muestras F2-1 (0,93) que sugerirían la misma alteración, lo cual sería concordante con lo visto microscópicamente con un 1,4% de biotita secundaria (Tabla 4.2). Gráficamente se aprecia en la figura 6.1A, donde se graficaron estos valores en comparación a los valores de SiO_2 de las muestras, una tendencia lineal de los valores de las

muestras plutónicas, con una pequeña dispersión de los datos, patrón que indicaría el predominio de un proceso magmático como la diferenciación, más que un proceso controlado por la alteración hidrotermal. A diferencia, las muestras de diques no presentan una tendencia lineal al aumentar los valores de SiO_2 y sí un patrón bastante disperso, al menos para parte de las muestras, lo cual sería indicador de procesos hidrotermales involucrados en su alteración, marcando un aumento de K en el sistema y disminución de Na.

En concordancia tenemos los datos expresados en la figura 6.1B, donde también se aprecia una tendencia lineal para las rocas plutónicas y un patrón disperso para los diques, esto sin tomar en cuenta la muestra D7-1 la cual no posee la misma tendencia que el resto de las rocas plutónicas, por lo cual se puede decir a partir de esta figura que las rocas plutónicas son afectadas por procesos magmáticos en su generalidad y las rocas de diques predominantemente estarían afectadas por alteración hidrotermal donde se adiciona K en conjunto con una adición de Rb (traza compatible con K).

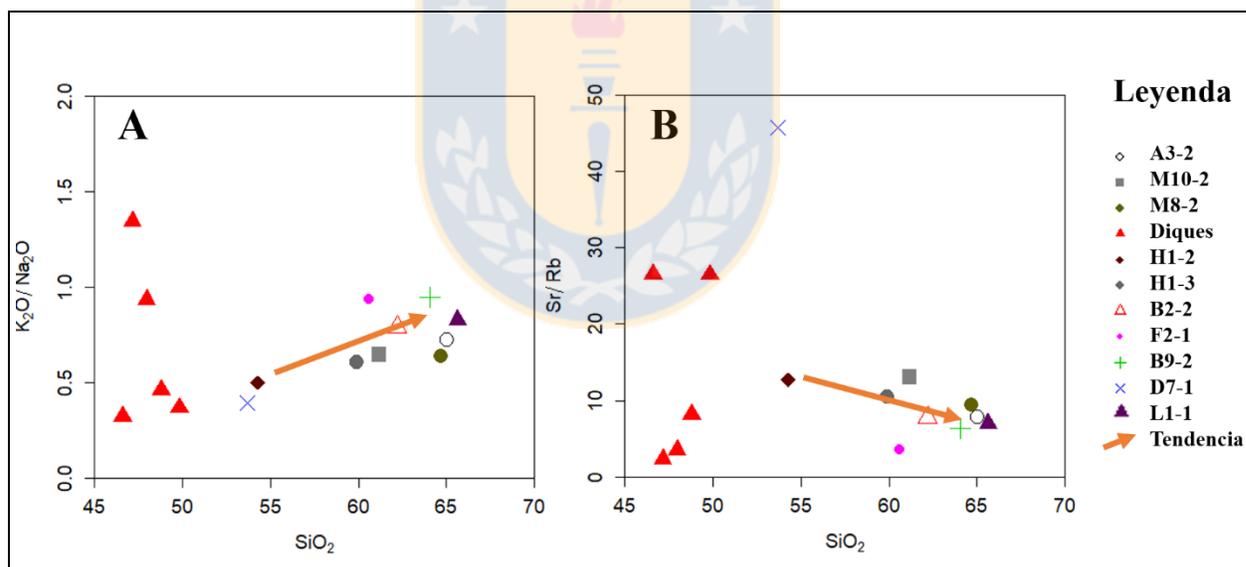


Figura 6.1: Gráficos binarios, utilizados para comprender el posible origen de las alteraciones en las muestras plutónicas y de diques en la Superunidad Illapel. Donde la flecha anaranjada muestra la tendencia magmática.
 A) SiO_2 versus Sr/Rb.
 B) SiO_2 versus $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

Es importante destacar que dos valores de las muestras de diques son los que se alejan notoriamente del resto de las muestras, estas son las muestras con una marcada alteración dada por

biotita secundaria las cuales posiblemente se encuentren más cercanas a la fuente de la alteración hidrotermal.

La alteración rica en potasio estaría posiblemente asociada a fluidos salinos de origen hidrotermal o magmático-hidrotermal de alta temperatura (400 ° hasta 600 ° C), los cuales son característicos en condiciones de pH neutro. Por otra parte, en todas las rocas se observa una cloritización por lo menos de manera incipiente, alterando biotitas y anfíboles, lo que indica una alteración dada por un fluido de baja temperatura (adicción de agua al sistema) en condiciones de pH más bien neutras a alcalinas, encontrándose también epidotas asociadas a esta alteración (Loyola, 2016).

Un indicador del grado de diferenciación de los magmas es el número magnésico (#Mg), que se puede expresar como $Mg/Mg + Fe^{+2}$, donde los valores de Fe_2O_3 fueron transformados según las ecuaciones de Lemaitre (1976):

$$0,88 - 0,0016 \%SiO_2 - 0,027 (\%Na_2O + \%K_2O) = ox \text{ (coeficiente de Lemaitre)}$$

$$FeO = \frac{Fe_2O_3 \times ox}{(1,1114 \times ox) + (1 - ox)}$$

En la figura 6.2 se aprecia la disminución progresiva del Mg # a medida que aumenta la concentración de SiO_2 en las muestras, si bien no es marcada esta disminución, si es apreciable. Los valores de Mg # para las rocas plutónicas varían desde 0,35 hasta 0,45, siendo el valor más alto el de la muestra clasificada como enclave. Para el caso de los diques los valores fluctúan entre 0,35 y 5,4.

Por otra parte podemos interpretar en base a los diagramas Harker (Figura 5.7 y 5.10) para elementos mayores, menores y trazas el fraccionamiento de diversos minerales para la disminución progresiva de elementos, siendo coincidentes con las observaciones microscópicas:

- Plagioclasa, relacionada con la disminución de Al, Ca y Sr.
- Anfíbol y biotita, relacionada con la disminución de Fe, Mg, Mn y Al.
- Magnetita y hematita, relacionada con la disminución de Fe.
- Esfeno, disminución de Ca y Ti.
- Apatito, disminución de P.

- Circón, relacionado a la disminución de Zr.

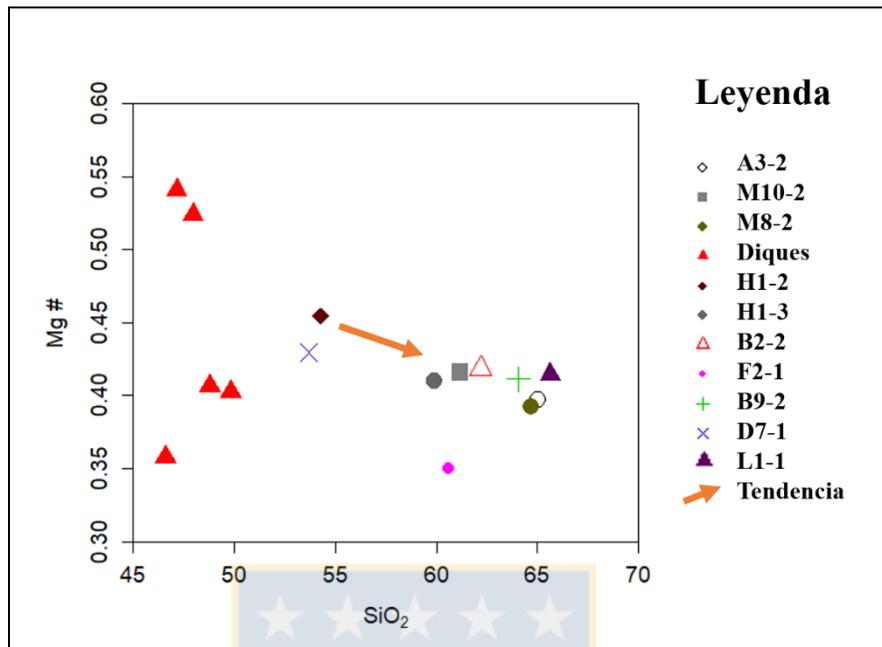


Figura 6.2: Diagramas Binario SiO₂ versus Mg #. Donde la flecha anaranjada muestra la tendencia magmática.

6.2.1. Señal Geoquímica Adakítica

El termino adakita ha sido definido por Defant y Drummond (1990), como rocas volcánicas o intrusivas asociadas a la subducción de una litosfera oceánica joven, es decir una edad menor a 25 Ma, con características geoquímicas descritas en la tabla 6.1. Ellos concluyen que su origen está asociado a la fusión parcial del *slab* subductado, existiendo otros posibles orígenes, tratados en detalle por Castillo, 2012.

Tabla 6.1: Datos geoquímicos para rocas adakíticas tomados de Defant y Drummond (1990), comparados con los datos de la Superunidad Illapel.

| Característica geoquímica | Defant y Drummond (1990) | Superunidad Illapel |
|--------------------------------|--------------------------|---------------------|
| SiO ₂ | ≥ 56% peso | 53,69% - 65,63% |
| Al ₂ O ₃ | ≥ 15% peso | 16,78% - 20,13% |
| Na ₂ O | 3,5% - 7,5% peso | 3,66% - 4,08% |
| MgO | < 3% MgO peso | 1,74% - 4,46% |
| Y | < 18 ppm | 12,6% - 22,05% |
| Sr | > 400 ppm | 457,47% - 962,29 |
| Sr/Y | > 40 | 28,95% - 53,13% |

Al utilizar uno de los gráficos propuestos por Drummond y Defant (1990), para diferenciar rocas con señales adakíticas de rocas normales de un arco volcánico (datos tomados de Castillo 2012), nos encontramos con datos variados (Figura 6.3), tomando en cuenta que en el gráfico solo se utilizaron las muestras con una concentración $>56\%$ peso SiO_2 , no clasificando para ser graficadas las muestras pertenecientes a diques, enclaves y la muestra D7-1 clasificada como diorita cuarcífera. Se pueden observar rocas pertenecientes a un patrón normal de arco que pasan a rocas con una insipiente señal adakítica, lo cual nos indicaría una variación de la señal a medida que aumenta la diferenciación magmática, las rocas con altas cantidades de Y son las menos diferenciadas y por ende las más antiguas de la zona aumentando la concentración de Sr y disminuyendo la de Y con las intrusiones más diferenciadas y más jóvenes.

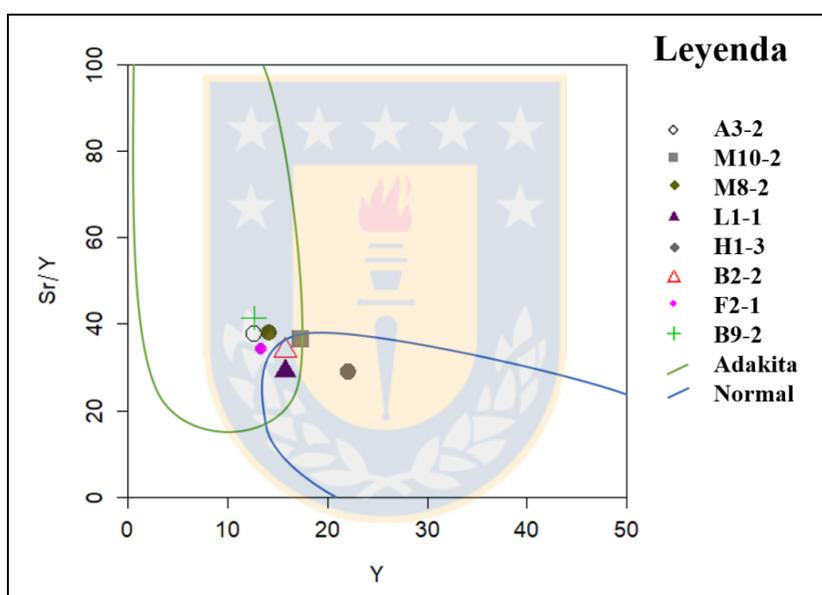


Figura 6.3: Diagrama clásico Sr/Y versus Y, para diferenciar rocas adakíticas de las normales de arco (Drummond y Defant, 1990), los campos adakíticos y normales son tomados de Castillo (2012).

El patrón de Sr talvez sea algo disperso dado a su comportamiento más móvil ante alteraciones tardimagmáticas en este caso la alteración dada por cloritización y epidotización en la mayoría de las muestras.

6.3. EMPLAZAMIENTO Y GÉNESIS

Parada y otros (1999) en base a estudios geoquímicos propone un origen astenosférico para los magmas durante el Mesozoico, a diferencia de un dominio litosférico en el Carbonífero, reconociendo componentes del *slab* en las rocas cretácicas y no componentes de la corteza. La eliminación progresiva del antiguo manto litosférico durante el Mesozoico, se debería a una delaminación litosférica, la cual explicaría el profundo cambio en la fuente subcortical, así como la modificación hacia una naturaleza más refractaria de la corteza continental (Parada y otros, 1999).

Las rocas félsicas habrían sido generadas entonces por una cristalización fraccionada desde estos fundidos máficos primarios, bajo condiciones de baja presión, sin o con muy poca contribución de la corteza continental, generándose la Unidad Máfica definida por Morata y otros (2010), intrusión que estaría también relacionado a un volcanismo extensivo básico datado en $118,7 \pm 0,6$ Ma, con métodos Ar-Ar en plagioclasas (Fuentes y otros, 2005 en Morata y otros 2010).

Arancibia (2004) y Morata y otros (2010), propone un ambiente compresivo cercano a los 100 Ma, lo cual coincidiría con la intrusión y emplazamiento de la Unidad Tonalítica Principal a la cual corresponden las rocas de la zona de estudio o bien un ambiente de transición entre extensivo y compresivo como señala Varas (2011). El emplazamiento de la Unidad Tonalítica Principal estaría directamente ligado a la Falla Pupío, que pone en contacto de las rocas plutónicas y las rocas sedimentarias de la Formación Arqueros, en el área de estudio. En definitiva Ferrando (2014) define que la Superunidad Illapel, específicamente la Unidad Tonalítica Principal, se emplazó como un gran dique que presenta varios conductos alimentadores, los cuales estarían directamente relacionados con los sectores con gran presencia de enclaves y xenolitos (Figura 6.4), situándose en base a esto la zona de estudio en uno de los conductos alimentadores de la Unidad Tonalítica Principal, evidenciado por la abundante cantidad de enclaves en la totalidad de los afloramientos estudiados. Los xenolitos máficos no fueron encontrados en la zona pero si fueron estudiados por otros autores en la Unidad Tonalítica Principal, pero más al sur de nuestra área de estudio (Varas, 2011; Ferrando, 2014; Hidalgo, 2011), siendo clasificados como hornblenditas.

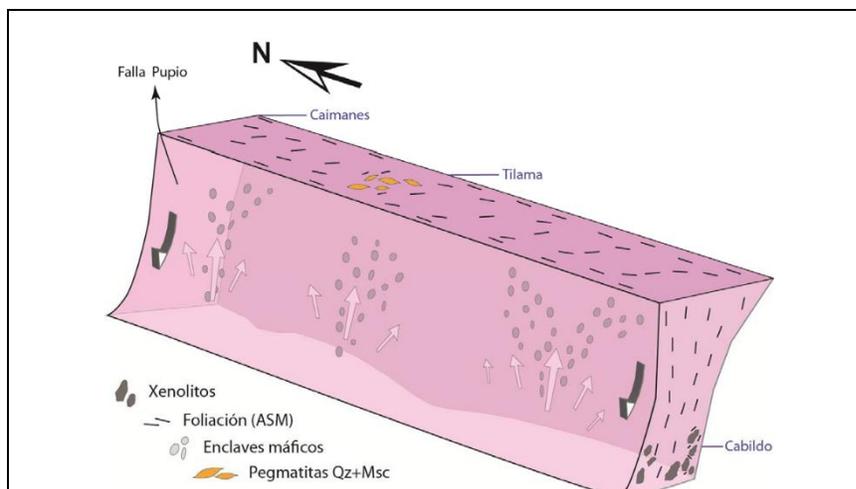


Figura 6.4: Esquema del modelo de emplazamiento para la Unidad Tonalítica Principal en los alrededores de Caimanes, donde la topografía expone diferentes niveles de la unidad. Extraído de Ferrando (2014).

Varas y otros (2012), determina que los rangos de presión y temperatura de los enclaves y la roca hospedante ($1,8 \pm 0,6$ Kbar, $798-648^\circ\text{C}$ y $1,6 \pm 0,6$ Kbar, $790-640^\circ\text{C}$ respectivamente) siguen una trayectoria de cristalización similar, donde ocurriría *mixing* y *mingling* a presiones menores de los $1,7 \pm 0,6$ Kbar, aunque esta mezcla de magmas debería ser evidenciada en los enclaves y la roca hospedante, formando bordes de reacción o una disminución de los tamaños de grano en los bordes, lo cual no se pudo evidenciar en terreno ni en las muestras extraídas. En complemento, la incipiente señal adakítica y el aumento de la razón Sr/Y a medida que aumenta de diferenciación (Figura 6.3), podría estar originada por una fusión parcial de la corteza inferior (Castillo, 2012), la cual estaría originada por un aporte de H_2O al sistema a partir magmas máficos hidratados, de composiciones basálticas (Annen y otros, 2006) que generan el intercambio termal que sería el precursor de la fusión de la corteza inferior (Druitt y otros, 1999 en Varas, 2011). Así se originan magmas híbridos con una gran cantidad de minerales hidratados como anfíboles y biotitas en las rocas de la Unidad Tonalítica Principal, lo cual explicaría lo propuesto por Varas (2011), de un origen mantélico (Morata y otros, 2010) que también queda evidenciado en las rocas extraídas, por la presencia de zircones en biotitas, los cuales se mezclarían con magmas félsicos en niveles bajos de la corteza y luego se emplazarían cercanos a los 4-5 Km de la superficie en un intervalo termal de $719,4 \pm 75^\circ\text{C}$.

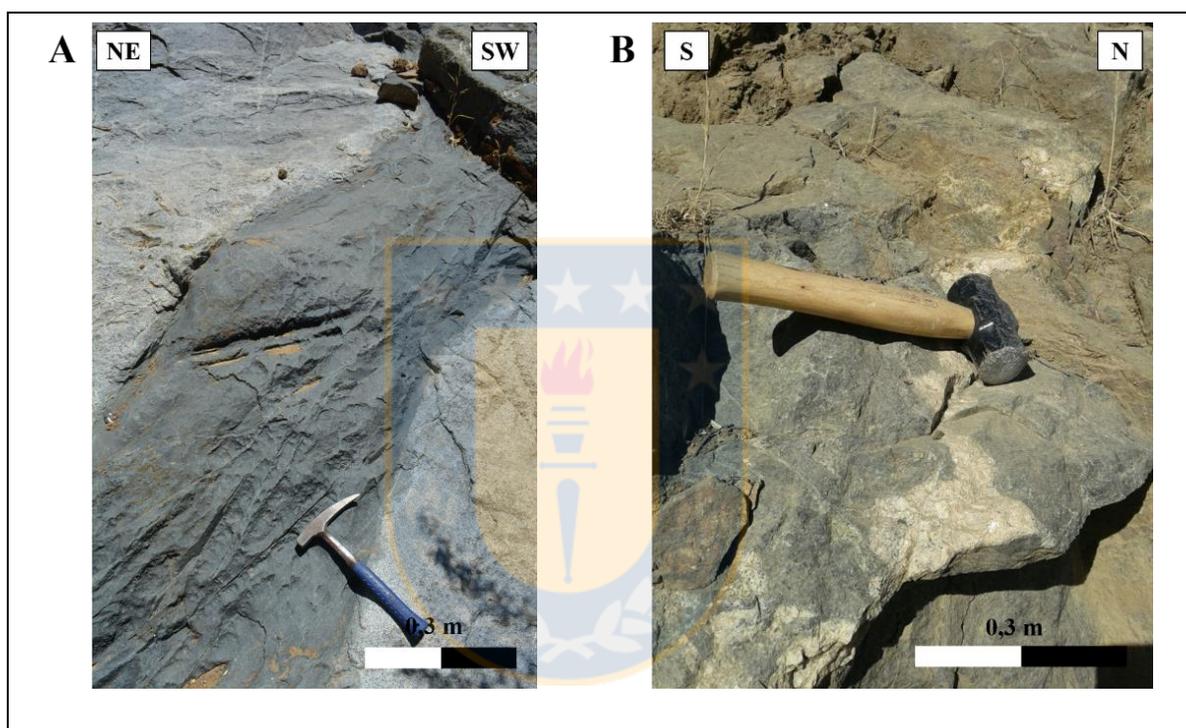
En general, la evolución de los magmas que originan las rocas plutónicas en el área de Caimanes también estaría controlada por la cristalización fraccionada de acuerdo al # Mg (Figura 6.2). Petrográficamente no se puede apreciar evidencias de cristalización fraccionada, esto por la poca cantidad de muestras y no ser tan extensa la zona de muestreo pero si extrapolamos los datos de Herrera (2001), podríamos decir que la diferenciación ocurre desde los bordes (alejándonos de Caimanes) hacia el centro, siendo el centro las rocas más cercanas a las Formación Arqueros. Por ende los magmas originarios que dan lugar a las rocas del área de estudio tendrían dos procesos de diferenciación, uno para sistemas abiertos como sería el *mixing* y *mingling* y otro para sistemas cerrados como lo es la cristalización fraccionada (Best, 2003 en Varas, 2011).

Posterior al emplazamiento de la Unidad Tonalítica principal, tendría lugar la intrusión de los diversos diques de composición diorítica, tanto como en rocas sedimentarias (en menor medida) como también en rocas plutónicas. Según los diversos diagramas geoquímicos y la petrología, no es posible determinar el origen magmático de estos diques, siendo posiblemente de un dominio cortical, pero altos valores de Cr y Ni indican una fuente mantélica para los magmas. Para tener una mejor evidencia sería necesario realizar análisis isotópicos en estas rocas.

Los contactos de los diques con la roca caja son netos en su generalidad (Fotografía 6.1A), observándose nítidos sin formas complejas como si describen Ferrando (2014) y Hidalgo (2011) para el denominado Enjambre de Diques Máficos Frutillar, emplazados en la Unidad Trondhjemítica, pero en algunos casos se observa que los diques asimilan pequeños fragmentos de la roca caja (Fotografía 6.1B), característica que indicaría una intrusión en condiciones *sub-solidus*. En general la poca deformación de los diques estaría asociada a baja tasa de deformación, pudiendo ser esta resultado de la misma intrusión o de una deformación posterior (Castaño y Druguet, 2008), lo cual es poco probable, considerando que según datos de remanencia magnética (Ferrando, 2014; Ferrando y otros, 2014) tenemos que posterior al emplazamiento de rocas de la superunidad no hay rotación ni deformación importante en la cordillera de la costa, indicando también que la deformación de las rocas sedimentarias de la Formación Arqueros estaría vinculada a la intrusión de la Superunidad Illapel y no a eventos tectónicos posteriores a ésta.

La alteración presente en las rocas plutónicas es principalmente un cloritización con una leve epidotización y para los diques una alteración caracterizada por biotita secundaria. La alteración de alta temperatura evidenciada por biotitas secundarias se observa tanto en dique como en algunas

rocas plutónicas en la parte más septentrional, indicado un origen hidrotermal ligado principalmente a los diques en parte por su composición inicial que permite un reemplazo más eficiente que en las rocas plutónicas, generando un control hidrotermal en estas rocas a diferencia de las rocas plutónicas (Figura 6.1 A y B). El segundo evento se superpone al anterior observándose en algunas secciones transparente biotitas secundarias alteradas a clorita. Este último también es apreciable en las rocas pertenecientes al skarn, descritas como una alteración retrograda (Milad, 2017 en prep; Herrera, 2001; Herrera y Cisternas, 2000).



Fotografía 6.1: Fotografías que muestran diferentes relaciones de contactos entre los diques y la roca caja. A) contacto neto. B) Asimilación de bloques de roca caja en dique.

6.4. MAGMATISMO VERSUS TIPO DE DEPÓSITO

Los depósitos de skarn pueden ser agrupados en base a características descriptivas tales como composición del protolito, tipo de roca y metal o metales con valor económico dominantes, en conjunto también se pueden clasificar en base a características genéticas como los mecanismos de movimiento de los fluidos, temperatura de formación y la extensión en que tiene participación los magmas (Meinert, 1992).

El skarn de Caimanes se produce en las rocas de origen marino de la Formación Arqueros debido a la intrusión de rocas pertenecientes a la Superunidad Illapel. Inicialmente se lo describe como un depósito de Skarn de Cu (Ag, Mo), pero en la zona norte, en la Mina Las Mercedes-La Dura, las leyes de Mo llegan aproximadamente al 2% (información de los mismos explotadores de la mina). Estos valores son completamente anómalo, ya que anteriormente Herrera (2001), calculó leyes de la zona en relación al Mo cercanas a 0,04%, y actualmente según datos de Vallette (2017) determinó en el distrito leyes que oscilan entre 0,1% y 1,4%, además de leyes de 0,5% de Mo en la Mina Las Mercedes-La Dura con datos de sondajes realizados el 2015. Estos valores también contrastan con los esperados para depósitos de skarn Cu, los cuales poseen leyes aproximadas de 0,03 % Mo (Allcock, 1982; Gilmour, 1982; Shelton & Rye, 1982; Shelton, 1983; Sheppard y otros, 1971; Atkinson & Einaudi, 1978 y Einaudi, 1982 en Meinert, 1992).

Las leyes de Cu para el skarn oscilan entre 1,7% y 2,62% en la Mina Capagatos (ENAMI, 2012; Herrera, 2001) en conjunto con un 1,01% en la Mina Las Mercedes-La Dura (Herrera, 2001), valores que no distan tanto de valores propuestos por Meinert (1992) para skarn mundiales de Cu (0,9% a 1,25%, como los rangos máximo y mínimo).

A continuación se intentará clasificar el depósito sobre la base de datos geoquímicos de las rocas plutónicas asociadas, en comparación con los valores determinados por Meinert (1995). Estos valores para rocas asociadas a skarn de Cu, Mo y Au se pueden observar en la tabla 6.2.

Tabla 6.2: Datos geoquímicos de elementos mayores, promedios, rangos máximos y mínimos para skarn de Cu, Mo y Au, tomados de Meinert (1995).

| Óxido | Cu | | | Mo | | | Au | | |
|--------------------------------|----------|------|------|----------|------|------|----------|------|------|
| | Promedio | Máx. | Mín. | Promedio | Máx. | Mín. | promedio | Máx. | Mín. |
| SiO ₂ | 64,9 | 72,8 | 55,7 | 73,7 | 77,1 | 65,3 | 61,4 | 68,4 | 48,8 |
| Al ₂ O ₃ | 16,0 | 18,5 | 13,2 | 13,5 | 15,5 | 12 | 16,2 | 18,8 | 14 |
| TiO ₂ | 0,5 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,1 | 0,6 | 0,8 | 0,4 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,5 | 4,8 | 0,8 | 0,9 | 1,9 | 0,5 | 2,6 | 8,7 | 0,6 |
| MnO | 0,1 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,2 | 0,0 |
| CaO | 3,8 | 7,8 | 1,4 | 1,5 | 4,3 | 0,3 | 5,8 | 11,4 | 2,7 |
| MgO | 1,8 | 3,9 | 0,5 | 0,5 | 2,7 | 0,0 | 3,2 | 5,6 | 1,5 |
| K ₂ O | 3,6 | 5,5 | 2,0 | 4,7 | 8,5 | 2,8 | 2,5 | 4,0 | 0,6 |
| Na ₂ O | 4,0 | 5,0 | 1,1 | 3,2 | 4,9 | 0,2 | 3,1 | 3,9 | 2,2 |
| P ₂ O ₅ | 0,3 | 0,4 | 0,1 | 0,1 | 0,5 | 0,0 | 0,2 | 0,6 | 0,1 |

6.4.1. Comparación de Skarn Cu, Au y Mo

En los diagramas multielementales las muestras de Caimanes presentan un patrón similar a la de los intrusivos asociados a depósitos de skarn de Cu y Au, y muestran diferencias con las rocas asociadas a skarn de Mo (Figura 6.5 A, B y C). Los patrones de elementos trazas en comparación con lo de Mo distan bastante, si bien poseen concentraciones similares de algunos elementos tales como las de Ba, Zr y K, son bastante dispersos en general, siendo estos valores similares al promedio o a los rangos extremos, no observándose una tendencia clara. Si comparamos los valores con skarn Au y Cu, se observa una clara tendencia principalmente con los valores promedios más que los rangos máximos y mínimos, con concentraciones similares en elementos como Y, P y Rb entre otros.

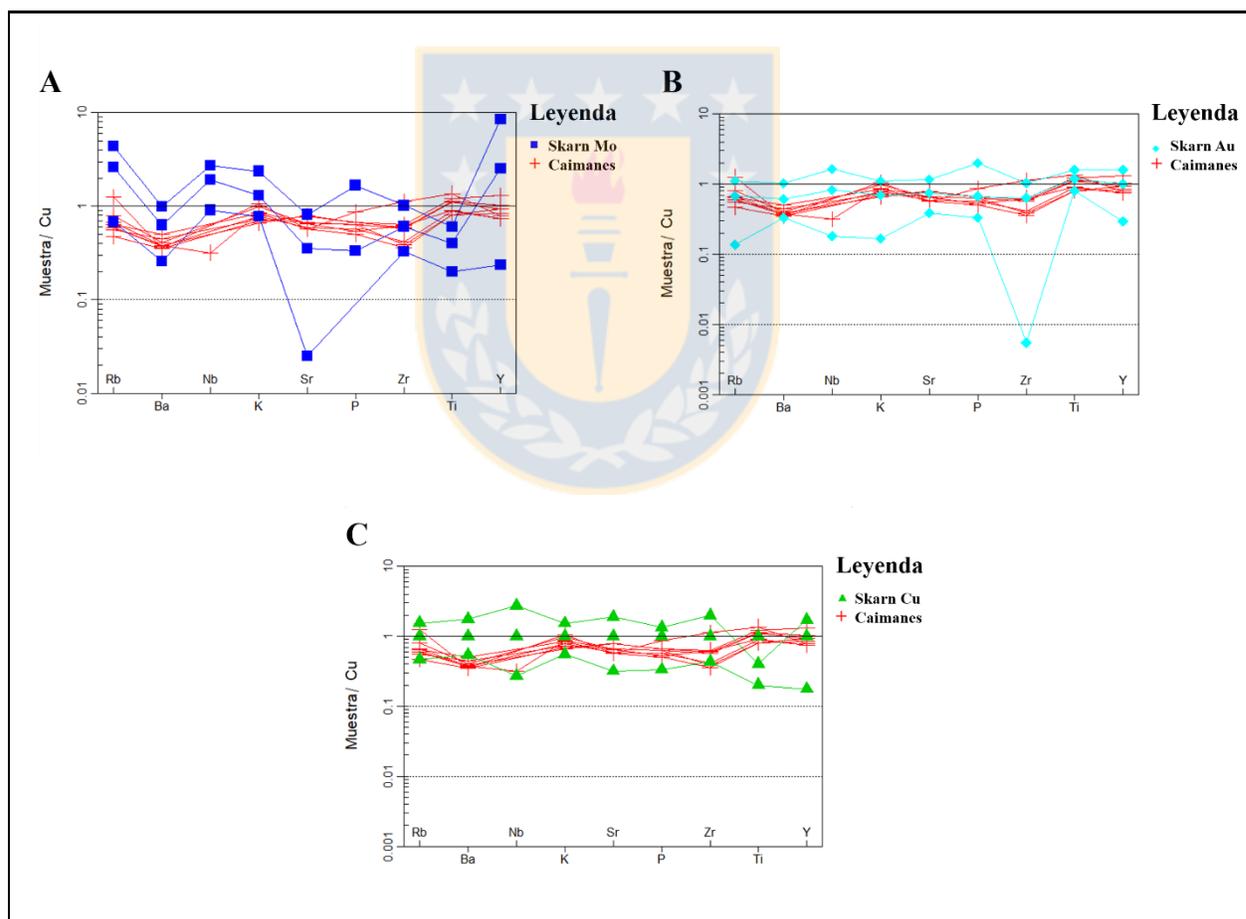


Figura 6.5: Diagrama multielemental, normalizado a la concentración promedio de skarn de Cu según Meinert (1995). No fueron graficadas las rocas básicas de la superunidad.

Se puede observar en la figura 6.6 A, B y C que las rocas del área de estudio presentan similitudes a los patrones definidos por Meinert (1995) para rocas plutónicas asociadas a depósitos de tipo skarn de Au y Cu. En la figura 6,6B, se aprecia que las rocas más diferenciadas clasificadas como granodioritas (L1-1, A3-2 y M8-2), presentan similitudes con las rocas de los rangos mínimos de un skarn de Mo en conjunto con los valores promedios de Au y Cu.

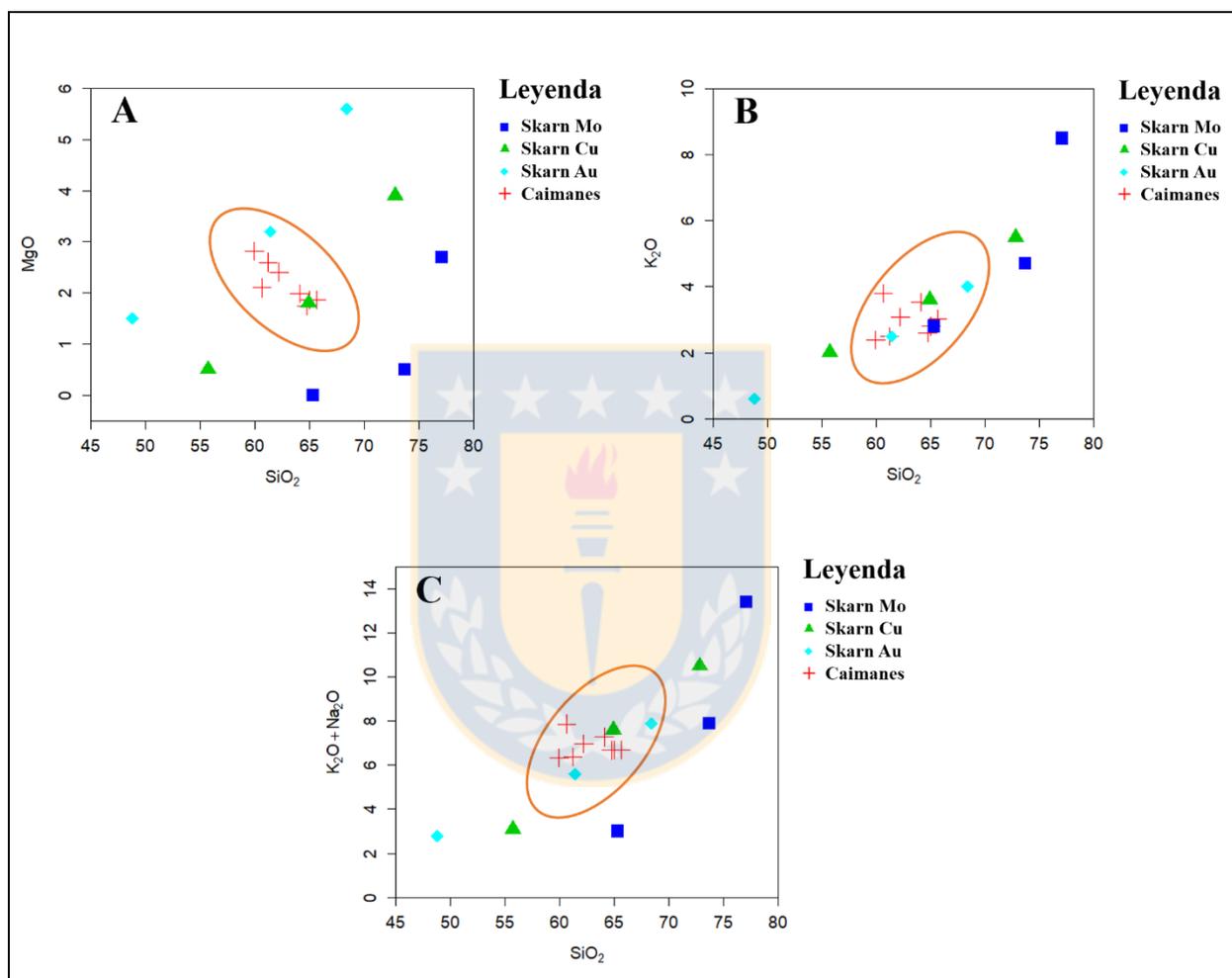


Figura 6.6: Diagramas binarios (Óxidos expresados en % peso). En conjunto se grafican los promedios de las rocas plutónicas asociadas a skarn de Mo (azul), Au (celeste) y Cu (verde) según Meinert (1995). No se graficaron las rocas básicas de la superunidad. A) MgO versus SiO₂. B) K₂O versus SiO₂. C) Diagrama binario K₂O+Na₂O versus SiO₂ usado generalmente para diferenciar rocas alcalinas de subalcalinas.

Esta similitud se encuentra en las rocas de la zona norte del área, pudiendo indicar un indicio de una señal geoquímica propia de un skarn de Mo, creándose un sistema diferente en la zona norte, diferente al resto del distrito caimanes que presenta una tendencia clara de skarn de Cu y Au, sin encontrarse datos cercanos ni a los rangos mínimos ni promedios de Mo, pero definir un nuevo

sistema en base a elementos mayores no sería completamente correcto, más aun considerando que no existe una clara tendencia en comparación con los elementos trazas.

Los valores de Mg son bastante menores para skarn de Mo (0,5 %_{peso}) en relación a Cu y Au. Los contenidos de K son bastante mayores acercándose a 5 %_{peso} versus un 4 %_{peso} aproximado de la totalidad de las muestras, con cantidades considerablemente más altas de SiO₂ para el promedio (74 %_{peso} versus un 60-66 %_{peso}).

En cuanto a los niveles de saturación de Al (Figura 6.7) existe una correlación de las muestras con los promedios determinados para Cu y Au, clasificándose como metaluminosos, a diferencia de los de Mo que se clasifican como peraluminosos hasta peralkalinos.

Meinert (1992) también asocia las skarn de Cu a granitoides tipo I, con rocas clasificadas como cuarzo monzonitas y granodioritas, los de Au a rocas cuarzo monzodioríticas y granodioritas, mientras que los skarn de Mo se asocian a rocas plutónicas de composiciones tales como pórfidos graníticos, granitos, cuarzo monzonitas y granitos leucocráticos, siendo las rocas del área de estudio concordantes con las asociadas a skarn de Cu y Au

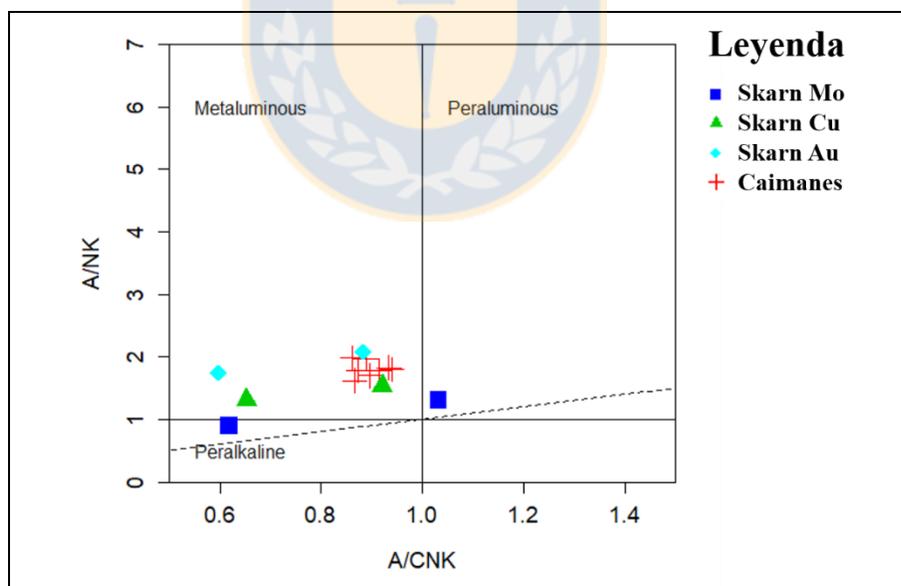


Figura 6.7: Diagrama A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$) versus A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) de Shand (1943).

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Las rocas plutónicas del área de estudio comprendida entre las localidades de Caimanes y Tilama, están compuestas por dioritas cuarcíferas como los componentes menos diferenciados hasta granodioritas pasando por tonalitas y monzodioritas cuarcíferas.
- La muestra H1-2, corresponde a un enclave de composición diorítica cuarcífera, alojado en una monzodiorita cuarcífera (muestra H1-3). En general los enclaves se encontraron en la totalidad de los afloramientos, lo que según un modelo propuesto por Ferrando (2014), nos indicaría que la zona de Caimanes-Tilama, correspondería a uno de los conductos alimentadores que darían origen a la Unidad Tonalítica principal.
- Los cuerpos intrusivos menores están compuestos por rocas dioríticas, que intruyen tanto rocas plutónicas de la Superunidad Illapel (observados en gran abundancia en la zona norte del área) como rocas sedimentarias pertenecientes a la Formación Arqueros.
- La totalidad de las muestras analizadas de diques dioríticos (5) presentan una alteración caracterizada por biotitas secundarias tanto en grandes, como en pequeños porcentajes. En la parte septentrional del área llegan a un 48,3% para la muestra F4-1, disminuyendo hacia la parte más austral llegando a valores de 0,9% para la muestra K1-2 extraída en las dependencias de la Mina Saturno, intruyendo rocas sedimentarias. Esto nos indica la presencia de un fluido hidrotermal de alta temperatura, que se ve favorecido por la composición inicial de los diques para generar un remplazo más efectivo que en las rocas plutónicas, sin embargo tres rocas plutónicas septentrionales (F2-1, D7-1 y J4-1) presentan también esta alteración de manera bastante incipiente, pudiendo restringir el origen de estos fluidos hidrotermales a la zona norte.
- Las texturas de las rocas plutónicas son en su totalidad hipidiomórficas de grano medio a grueso, con texturas locales poiquilíticas y en algunas muestras granofíricas que muestran un intercrecimiento de cuarzo y feldespatos alcalinos con formas similares a la textura gráfica en muestras de mano, lo cual indica un emplazamiento somero de los magmas (Philpotts, 1989), lo cual es coincidente con los datos barométricos de Varas (2011) y Varas y otros (2012). Los cuerpos intrusivos menores (diques) presentan texturas porfídicas con masa fundamental hipidiomórfica de grano fino, donde los fenocristales presentes son principalmente plagioclasas fuertemente alteradas a mica blanca (sericita), que en algunos casos llegan a estar completamente pseudomorfizadas.

- Las rocas plutónicas presentan una alteración retrograda caracterizada por la alteración de los minerales máficos a cloritas y epidotas, la cual coincide con lo propuesto por Herrera (2001) y Milad (2017 en prep.) y correspondería a un fluido posterior al relacionado con la biotización y de menor temperatura, afectando también a los diques.
- La gran cantidad de anfíbol y biotita, en conjunto con apatito como mineral accesorio indican la presencia de un magma original hidratado (Annen y otros, 2006).
- Las muestras se clasifican según los diagramas geoquímicos como rocas subalcalinas de composición intermedias a ácidas, según el diagrama AFM pertenecen a las serie calcoalcalina de alto contenido de K. En conjunto se pueden clasificar como rocas metaluminosas. En relación a los elementos trazas podemos decir que la cantidad de Ba aumenta con la diferenciación y disminuyen los contenidos de Zn, Sr y V, siendo los únicos elementos trazas que presentan un patrón marcado en los diagramas de Harker.
- Las muestras presentan una incipiente señal adakítica a medida que aumenta la diferenciación, disminuyendo la concentración de Y mientras aumenta la razón Sr/Y, esto según los campos para rocas adakíticas y normales de arco tomados de Castillo (2012), pero el origen de esta señal no queda claro, siendo posible una relación con la fusión parcial de la corteza continental inferior, lo cual es coincidente con teorías de mezcla de magmas en la corteza inferior para un posterior ascenso y emplazamiento en niveles más someros (Varas, 2011; Varas y otros, 2011; Varas y otros, 2012).
- En cuanto al tipo de depósito según diferentes autores, tendríamos que las rocas no son tan diferenciadas como las asociadas a los skarn de Mo, las cuales se asocian a rocas graníticas leucocráticas principalmente (Meinert, 1992), mientras que los skarn de Au y Cu coinciden con las rocas de Caimanes. Los skarn de Mo presentan valores mayores de álcalis y mucho menores de Mg, en conjunto los promedios determinados por Meinert (1995) para estas rocas, las clasifican como rocas peraluminosas hasta peralcalinas a diferencia de las rocas del área y de los promedio de Cu y Au.
- la similitud vista en la concentraciones de K_2O en relación con los valores del rango mínimo propuestos por Meinert (1995) para skarn de Mo, podría indicarnos un cambio en el tipo de depósito a nivel geoquímico en la zona norte, siendo este una posible respuesta a las altas leyes de Mo

presentes en la mina Las Mercedes-La Dura. Pudiendo plantearse como posibilidad la presencia de un cuerpo más diferenciado que no aflora en superficie y presente una mayor afinidad geoquímica con un skarn de Mo.

- Los patrones de los diagramas multielementales no indican similitudes de las muestras con un skarn de Mo, pero si con uno de Cu y Au.

- Como conclusión general se puede decir que el depósito de tipo skarn generado en el Distrito Minero de Caimanes correspondería a un Skarn de Cu, Au y en menor medida de Mo, dejando en cierta incertidumbre su afinidad con un skarn de Mo propiamente tal, a pesar de las altas leyes de Mo en la zona norte especialmente en la mina Las Mercedes-La Dura, las cuales podrían estar relacionadas a dos posibilidades: una zonación del propio depósito encontrándose la mina Las Mercedes-La Dura en la zona con leyes más altas que aun así son elevadas para los depósitos de este tipo documentados en el mundo o bien exista la presencia de un pulso magmático más diferenciado en la zona norte que no aflora en superficie y se encuentra emplazado en niveles someros que no son apreciable, siendo considerablemente local o de poca extensión, el cual sería el responsable de traer fluidos con altos contenidos de Mo, siendo necesaria una diferente fuente magmática para esto.

- para comprender de mejor manera la variabilidad de las leyes de Mo es necesario hacer un estudio en base a sondajes enfocados en las rocas ígneas y no en la mineralización en la zona de la mina Las Mercedes-La Dura, a diferencia de lo que se ha realizado hasta el momento.

8. REFERENCIAS

- AGUIRRE, L. & EGERT, E. 1962.** Las formaciones manganesíferas de la región de Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*s. N° 76: 25-37. Santiago.
- AGUIRRE, L. & EGERT, E. 1965.** Cuadrángulo Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, N° 15. Santiago.
- AGUIRRE, L.; BELMAR, M. & COSCA, M. 2006.** A new geochronological framework for Lower Cretaceous magmatism in the Coastal Range of central Chile. In Congreso Geológico Chileno, N°. 11, Actas 2: 509-512. Antofagasta.
- ANNEN, C.; BLUNDY, J.D. & SPARKS, R.S.J. 2006.** The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones: *Journal of Petrology*. Vol. 47: 505-539.
- ARANCIBIA, G. 2004.** Mid-cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32° S): *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 17: 209-226.
- CASTAÑO, L. & DRUGUET, E. 2008.** Emplazamiento y deformación de diques con morfología zigzag en rocas bandeadas y foliadas. *Geogaceta* N° 45: 11-14.
- CASTILLO, P. R. 2012.** Adakite petrogenesis. *Lithos*. Vol. 134: 304-316.
- CASTILLO, P. R.; JANNEY, P. E. & SOLIDUM, R. 1999.** Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 134: 33-51. Buenos Aires.
- CHARRIER, R.; FARIÁS, M. & 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*. N° 65: 05-35. Londres.

- CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. P. 2007.** Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The geology of Chile, Chapter 3 (Moreno, T.; Gibbons, W.; ed). The Geological Society, 21-114 pp.
- COLOMA, F.; VALIN, X.; OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; CREIXELL, C.; SALAZAR, E.; DUCEA, M.N. & VALLEJOS, D. 2017.** Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*. N° 44: 147-178. Santiago.
- COX, K.G.; BELL, J.D. & WINCHESTER, J.W. 1979.** The interpretation of igneous rocks. (George, A. & Unwin; ed). Londres.
- DEFANT, M. J. & DRUMMOND, M. S. 1990.** Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*. Vol. 347: 662-665.
- DE LA ROSA, J. D. & QUINTERO, M. 1995.** Estudio de plagioclasas de granitoides híbridos del Macizo Ibérico mediante microscopía de Interferencia de Contraste Nomarski. *Geogaceta*. N° 18: 165-168.
- DEL REY, A.; DECKART, K.; ARRIAGADA, C. & MARTÍNEZ, F. 2016.** Resolving the paradigm of the late Paleozoic-Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Res.* Vol. 37: 172–181.
- DRUMMOND, M. S. & DEFANT, M. J. 1990.** A model for trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 95: 21503–21521.
- ENAMI. 2012.** Estudio de diagnóstico geológico distrital, distrito Caimanes Norte, región de Coquimbo. 94 pp.
- FERRANDO, R. 2014.** Estudio paleomagnético del Complejo Plutónico Illapel 31°25'- 32°30' S: Implicancias acerca de sus mecanismos de emplazamiento y su relación con la evolución tectónica regional. Memoria para optar al Título de Geólogo. Tesis para optar al Grado de Magister en Ciencias Mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito): 150 pp. Santiago.

FERRANDO, R.; ARRIAGADA, C.; MORATA, D.; CÓDOBA, L. & VARAS, M. 2009.

Fábricas petro-magnéticas en el Complejo Plutónico Illapel: implicancias en el mecanismo de emplazamiento de plutones. Congreso Geológico Chileno N°12. Actas 1: 1-4. Santiago.

FERRANDO, R.; ROPERCH, P.; MORATA, D.; ARRIAGADA, C.; RUFFET, G. &

CÓRDOVA, M. 2014. A paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel plutonic complex, Coastal Range, central Chile: Implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the mid-Cretaceous: *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 50: 12-26.

HERRERA, V. 2001. Geología del área Caimanes-Tilma: Estudio mineralógico de los depósitos

tipo skarn. Provincia del Choapa, IV Región de Coquimbo, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 196 pp. Concepción.

HERRERA, V. & CISTERNAS, M. E. 2000. Depósitos tipo skarn en el distrito caimanes:

Antecedentes preliminares. Congreso Geológico Chileno N°9. Actas 1: 235-238. Puerto Varas.

HIDALGO, C. 2011. Aproximación a la dirección de flujo magmático y variaciones

composicionales, mineralógicas y texturales de diques máficos del Complejo Plutónico Illapel. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito): 99 pp. Santiago.

IRVINE, T. & BARAGAR, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common

volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 8: 523-548.

KAMONO, H. & BORIC, R. 1982. Inventario Polimetálico y estudio geológico, distrito minero

de Talcuna. IV Región. Gerencia de Desarrollo Corporación de Fomento de la Producción, 1-145 pp.

KAY, S. & MPODOZIS, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the

Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* N° 15: 39-57.

- LE MAITRE, R.W. 1976.** Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 56, 181–189 pp.
- LOYOLA, NICOLE. 2016.** Origen de la mineralización y alteración hidrotermal del depósito tipo IOCG Diego de Almagro, III Región de Atacama, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito): 130 pp. Santiago.
- MARTIN, H.; SMITHIES, R. H.; RAPP, R.; MOYEN, J. F. & CHAMPION, D. 2005.** An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos.* Vol. **79** (1): 1-24.
- MEINERT, L. D. 1992.** Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada.* Volume, **19** (4).
- MEINERT, L. D. 1995.** Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineralogical Association of Canada:* 401-418 .
- MICHEA, W. 2010.** Antecedentes de la geología, alteración hidrotermal y mineralización del skar Cu-Au Tres Chepas, Comuna de Los Vilos, IV Región de Coquimbo, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 75 pp. Santiago.
- MILAD, J. 2017.** Química mineral del depósito tipo skarn del Distrito Caimanes, Provincia de Choapa, Región de Coquimbo, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito). En preparación, Concepción.
- MOLLER, A. 2005.** Estudio petrográfico y geoquímico de los intrusivos del yacimiento rio blanco (Andina), V Región, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 155 pp. Concepción.

- MORALES-RUANO, S.; CARRILLO-ROSÚA, F.J. & MORATA, D. 2006.** Mineralizaciones de manganeso del Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa, Chile Norte-Central. *Macla*, **6**: 319-322.
- MORATA, D.; VARAS, M.I.; HIGGINS, M.; VALENCIA, V. & VERHOORT, J. 2010.** Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon U-Pb geochronological constraints. South American Symposium on Isotope Geology, N° 7. 4 pp. Brasilia.
- MORATA, D.; FÉRAUD, G.; SCHÄRER, U.; AGUIRRE, L.; BELMAR, M. & COSCA, M. 2006.** A new geochronological framework for Lower Cretaceous magmatism in the Coastal Range of central Chile. Congreso Geológico Chileno N° 11. Actas **2**: 509-512. Antofagasta.
- MORATA, D.; FERAUD, G.; AGUIRRE, L.; ARANCIBIA, G.; BELMAR, M.; MORALES, S. & CARRILLO, J. 2008.** Geochronology of the Lower Cretaceous volcanism from the Coastal Range (29° 20'-30° S), Chile. *Andean Geology*. Vol. **35** (1). Santiago
- MOURGUES, F.A. 2000.** Bioestratigrafía de las facies calcáreas marinas de la Formación Arqueros y Quebrada Marquesa, IV Región, Chile. Congreso Geológico Chileno N° 9. Actas **1**: 519-523. Puerto Varas.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V. 1989.** The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G. E., Cañas, M. T. & Reinemund, J. A. Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Houston, Texas, Earth Science Series, 11: 59–90 pp.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V. 2008.** Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **63** (4): 481-497.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1973.** Geología de Chile. PrePaleozoico, Paleozoico y Mesozoico. Editorial Andrés Bello: 209 pp. Santiago.

- NOVA, A.; MILLER, H. & CISTERNAS, M. E. 2000.** Caracterización geoquímica de la formación Arqueros en el sector de Illapel, IX Región; Chile. Congreso Geológico Chileno N° 9. Actas 1: 664-668. Puerto Varas.
- OLIVEROS, V.; FÉRAUD, G.; AGUIRRE, L.; & FORNARI, M. 2006.** The Early Andean Magmatic Province (EAMP): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 157: 311-330.
- PARADA, M.A.; NYSTRÖM, J. & LEVI, B. 1999.** Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34° S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*. Vol. 46: 505-521.
- PARADA, M.A.; RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; HERVÉ, M.; HERVÉ, F.; PUIG, A.; MUNIZAGA F.; BROOK M.; PANKHURST R. & SNELLING, N. 1988.** Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30° 30'–32° 30' S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 1: 240-260.
- PARADA, M.A.; LÓPEZ-ESCOBAR, L.; OLIVEROS, V.; MORATA, D.; CALDERON, M.; AGUIRRE, L.; FÉRAUD, G.; ESPINOZA, F.; MORENO, H.; FIGUEROA, O.; MUÑOZ, J.; TRONCOSO, R. & STERN, C. 2007.** Andean Magmatism. In *The Geology of Chile*, Teresa Moreno and Wes Gibbons (eds.) Geological Society London. 414 pp. Londres
- PARDO, M.; MONFRET, T.; VERA, E.; EISENBERG, A. & YAÑEZ, G. 2003.** Morfología de la subducción utilizando datos locales: sismotectónica de Chile central. Congreso geológico chileno N° 10. Actas 1: 1-10. Concepción.
- PECCERILLO, R. & TAYLOR, S. 1976.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions on Mineralogy and Petrology*, Vol. 58: 63-81.
- PHILPOTTS, A. R. 1989.** Petrography of igneous and metamorphic rocks. Pearson College Div.

- RAMOS, V. 2010.** The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*. Vol. **45**: 2-25.
- RICHARDS, J. & KERRICH, R. 2007.** Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis. *Economic Geology*, Vol. **102**, N° 4: 537-576.
- RIVANO, S. & SEPULVEDA, P. 1991.** Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N° 69: 68-110. Santiago.
- RIVANO, S.; SEPULVEDA, P.; BORIC, R. & ESPÍÑEIRA, D. 1996.** Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N° 73: 62-228. Santiago.
- RIVANO, S.; SEPULVEDA, P.; HERVÉ, M. & PUIG, A. 1985.** Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31° - 32° S, Chile. *Revista Geológica de Chile*. N° **24**: 63-74. Santiago.
- ROLLINSON, H.R. 1993.** Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical: 352 pp. Londres.
- ROMERO, M. 2008.** Caracterización Litogeoquímica del Distrito Minero Talcuna, IV Región de Coquimbo. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile. Departamento de Geología (Inédito): 89 pp., Santiago.
- STRECKEISEN, A. 1976.** To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*. Vol. **12**: 1-33.
- SUN, S. & MCDONOUGH, W. 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D.; Norry, M.J.; editors). *Geological Society, Special Publication*. N° **42**: 313-345.
- THOMAS, H. 1958.** Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga: Santiago, Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, N° **2**, 86 pp.

- VALLETTE, JANE. 2017.** Caracterización mineralógica y geoquímica de cuerpos mineralizados en Distrito Caimanes con énfasis en la detección de elementos de valor adicionales al Cu. Tesis para optar al Grado de Magister en Mineralogía Aplicada. Universidad de Concepción (inédito): 92 pp. Concepción.
- VARAS, M. 2011.** Naturaleza, distribución espacial e implicaciones petrogenéticas de los enclaves máficos microgranulares del Complejo Plutónico Illapel, Cordillera de la Costa, Chile Central. Memoria para optar al Título de Geólogo. Tesis para optar al Grado de Magister en Ciencias Mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito): 165 pp. Santiago.
- VARAS, M.I.; MORATA, D. & HIGGINS, M. 2012.** P-T conditions of crystallization of mafic microgranular enclaves from the Illapel Plutonic Complex (IPC). Congreso Geológico Chileno, N° 13. Antofagasta.
- VARAS, M.I.; MORATA, D.; HIGGINS, M.; FERRANDO, R. & ARANCIBIA, G. 2011.** Morphology and spatial distribution of mafic microgranular enclaves in a calc-alkaline pluton: understanding the interactions between mafic and felsic magmas during ascent and emplacement. In AGU Fall Meeting Abstracts, Vol. 1: 2.576 pp.
- VERGARA, M.; LEVI, B.; NYSTRÖM, J. & CANCINO, A. 1995.** Jurassic and early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **107**: 1427-1440.
- WILSON, M. 1989.** Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman: 466 pp. Londres.
- WALLMACH, T. & HATTON, C.J. 1989.** Extreme facies of contact metamorphism developed in calc-silicate xenoliths in the eastern Bushveld complex. *Canadian Mineralogist*. V. **27**: 509-523.
- WINTER, J.D. 2001.** An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology (Lynch, P.: ed). 697 pp. New Jersey.

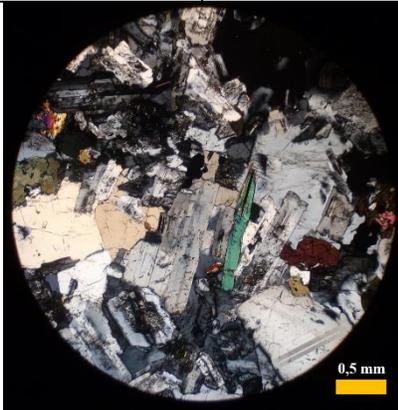
WILLIAMS, Q. & TOBISCH, O.T. 1994, Microgranitic enclave shapes and magmatic strain histories: Constraints from drop deformation theory: *J. Geophys. Res.* Vol. **99**: 24.359-24.368.

WONES, D.R. 1989. Significance of the assemblage of titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*. Vol. **74**: 744-749.

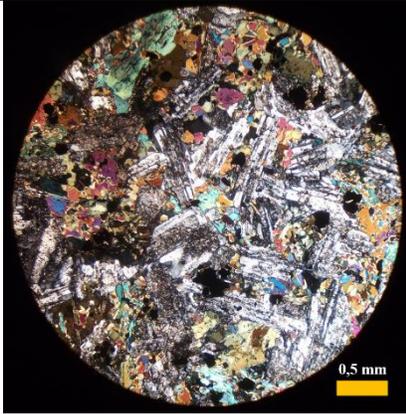


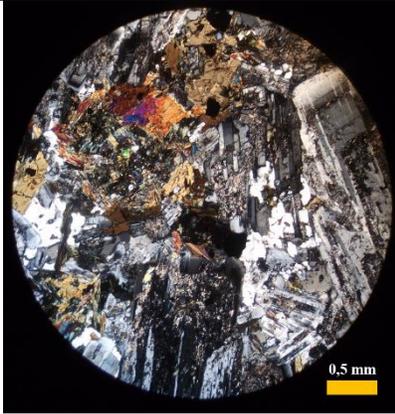
ANEXOS

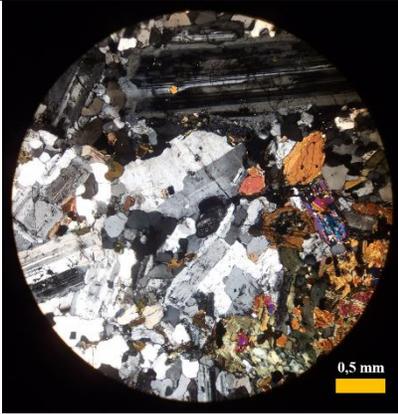
ANEXOS I. PETROGRAFÍA

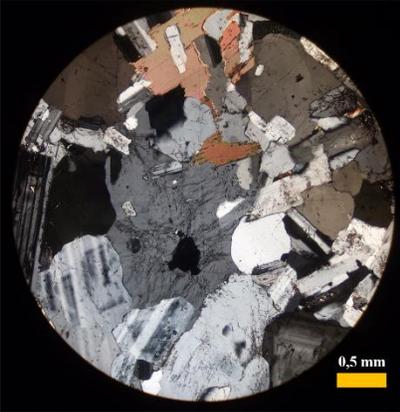
| | | | | |
|--------------------------|---|--|--|--------------------|
| N° de Muestra | A3-2 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 296052 m E / 6471483 m N | |  | |
| Localidad | Camino a Salamanca | | | |
| Clasificación | Granodiorita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Hipiomórfica granular de grano medio a fino. Localmente Poiquilítica | | | |
| Índice de color | 15,3 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 44,2 | Moderada a sericita | Euhedral | 1-5 |
| Cuarzo | 21,5 | - | Anhedral | 1,5-3,5 |
| Ortoclasa | 6,6 | Levemente a arcillas | Anhedral | 2-5 |
| Sericita | 9,5 | Alterado plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfíbol | 8,0 | Moderada, clorita y localmente a epidota | Subhedral | 0,2-2,5 |
| Biotita | 3,9 | Moderada a clorita | Subhedral | 1-2 |
| Clorita | 3,4 | Alterando anfíboles y biotitas | Subhedral | 1,5-2 |
| Epidota | 0,2 | Alterando a anfíboles | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Esfeno | 0,6 | - | Subhedral a Euhedral | 0,5-1 |
| Magnetita | 2,1 | - | Subhedrales | 0,1-2 |
| Observaciones | <p>Los minerales opacos se concentran alrededor de los anfíboles y biotitas. Las plagioclasas en zonas se encuentran muy alteradas a sericita, incluso siendo difícil distinguir sus bordes, mientras que en otras secciones del corte están casi inalteradas.</p> <p>Apatitos en biotitas y plagioclasas y circones en biotita.</p> <p>Localmente se observan texturas poiquilíticas.</p> <p>Clasificación QAP.</p> <p>Q%: 26 A%: 8 P%: 66</p> | | | |

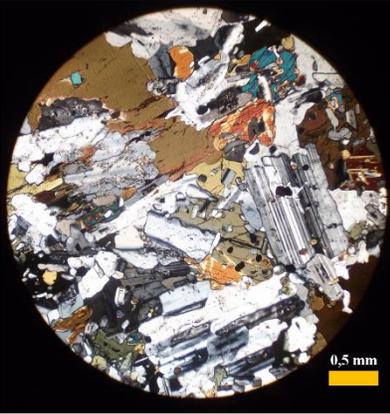
| | | | | |
|--------------------------|---|--|--|--------------------|
| N° de Muestra | B9-2 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 293672 m E / 6453846 m N | |  | |
| Localidad | Mina Las Tres Chepas | | | |
| Clasificación | Granodiorita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Hipidiomorfa granular de grano medio | | | |
| Índice de color | 14,7 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 38,6 | Moderada a sericita | Euhedral | 1-6 |
| Cuarzo | 24,4 | - | Anhedral | 0,5-4 |
| Ortoclasa | 11,4 | Levemente a arcillas | Anhedral | 2-5 |
| Sericita | 7,2 | Alterando plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfibol | 8,1 | Moderada a clorita, localmente a epidota | Subhedral | 1-5 |
| Biotita | 3,6 | Levemente a clorita | Subhedral | 1,5-4 |
| Clorita | 3 | Alterando anfíboles y biotitas | Anhedral a subhedral | 1-4 |
| Epidota | 0,2 | Alterando a anfíboles | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Esfeno | 1,7 | - | Subhedral a Euhedral | 0,5-1 |
| Magnetita | 1,8 | - | Subhedral | 0,2-1 |
| Observaciones | <p>Acumulación de minerales opacos alrededor de los cristales de anfíbol. Se observan secciones de anfíboles con doble maclado muy marcado. Zircones en biotitas y apatitos en plagioclasas. Clasificación QAP.</p> <p>Q%: 30 A%: 14 P%: 56</p> | | | |

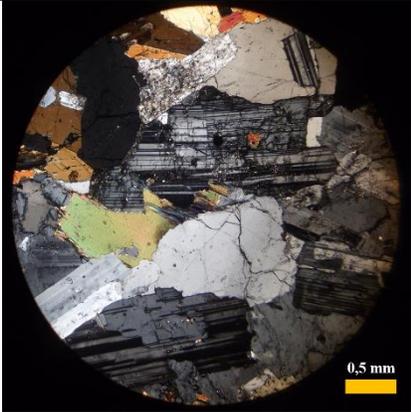
| | | | | |
|---------------------------|---|-----------------------------|--|--------------------|
| N° de Muestra | E4-2 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 294248 m E / 6464583 m N | |  | |
| Localidad | Mina La Dura | | | |
| Clasificación | Diorita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Hipiomórfica granular de grano medio | | | |
| Índice de color | 42,7 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 31,7 | Fuertemente a sericita | Euhedral | 0,3-2 |
| Cuarzo | 0,1 | - | Anhedral | 0,2-0,3 |
| Sericita | 19,2 | Alterando a plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfibol | 33,9 | Fuertemente a clorita | Subhedral | 0,1-4 |
| Clorita | 8,8 | Alterando anfíbol | Anhedral | 0,3-3 |
| Biotita secundaria | 2,7 | Alterando minerales máficos | Subhedral | 0,1-0,15 |
| Magnetita | 3,5 | - | Subhedral | 0,1-0,35 |
| Observaciones | <p>Plagioclasas fuertemente altera, en algunas secciones del corte es imposible distinguir los límites de grano producto de esto. Minerales accesorios identificados como apatitos en plagioclasas. Clasificación QAP. Q%: 0 A%: 0 P%: 100</p> | | | |

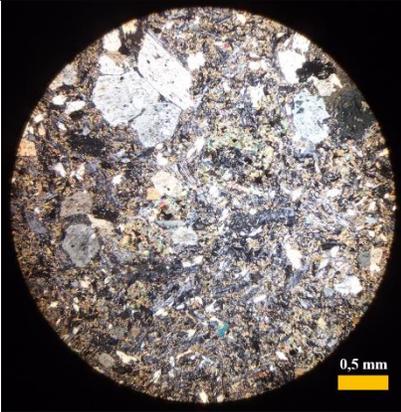
| | | | | |
|---------------------------|---|---|--|--------------------|
| N° de Muestra | D7-1 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 292740 m E / 6464404 m N | |  | |
| Localidad | Mina Carlos I | | | |
| Clasificación | Diorita Cuarcifera (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Hipiomórfica granular de grano medio a grueso | | | |
| Índice de color | 24,6 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 37,4 | Fuertemente a sericita | Euhedral | 0,2-5 |
| Cuarzo | 7,6 | - | Anhedral | 0,2-0,4 |
| Sericita | 22,7 | Alterando a plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,3 |
| Anfíbol | 13,7 | Fuertemente a clorita, moderada a epidota | Subhedral | 0,4-3 |
| Clorita | 10,8 | Alterando anfíboles | Anhedral a subhedral | 0,2-2,5 |
| Clinopiroxeno | 0,1 | Uralitizado | Subhedral | 1-2 |
| Biotita secundaria | 0,2 | Alterando minerales máficos | Subhedral | 0,1-0,4 |
| Epidota | 4,5 | Alterando anfíboles | Subhedral a Euhedral | 0,5-1 |
| Magnetita | 3 | - | Subhedrales | 0,1-0,3 |
| Observaciones | <p>Fuerte alteración de los anfíboles en general, al igual que de las plagioclasas, las cuales en muchos casos se encuentran completamente pseudomorfizadas. Minerales accesorio clasificados como esfeno.</p> <p>Clasificación QAP. Q%: 11 A%: 0 P%: 89</p> | | | |

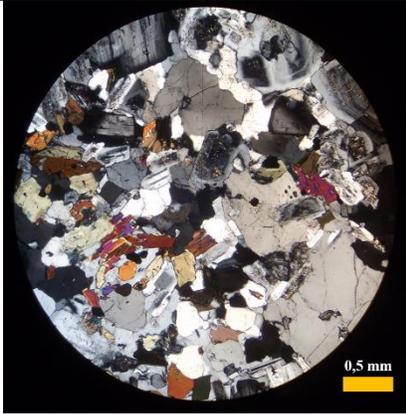
| | | | | |
|---------------------------|--|----------------------------------|--|--------------------|
| N° de Muestra | F2-1 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 296301 m E / 6468628 m N | |  | |
| Localidad | Los Túneles | | | |
| Clasificación | Monzodiorita Cuarcifera (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Hipiomórfica granular de grano medio. | | | |
| Índice de color | 16,7 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 44,6 | Moderadamente a sericita | Euhedral | 0,4-4 |
| Cuarzo | 14,6 | - | Anhedral | 0,3-1,2 |
| Ortoclasa | 14,9 | leve a arcillas | Anhedral | 0,3-1 |
| Sericita | 4,7 | Alterando a plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,3 |
| Anfíbol | 8,3 | levemente a clorita | Subhedral | 0,3-2 |
| Biotita | 6,3 | Levemente a clorita | Subhedral | 0,2-1 |
| Clorita | 2,1 | Alterando a biotitas y anfíboles | Anhedral a Subhedral | 0,4-1 |
| Biotita secundaria | 1,4 | Alterando minerales máficos | Subhedrales | 0,1-0,4 |
| Esfeno | 0,2 | - | Subhedral a Euhedral | 03-0,7 |
| Magnetita | 2,7 | - | Subhedrales | 0,1-0,9 |
| Observaciones | <p>Se observan ortoclasas con macla simple de Carlbald y con pertitas. Apatitos en biotitas y plagioclasas. Circones en biotitas. Clasificación QAP. Q%: 18 A%: 19 P%: 63</p> | | | |

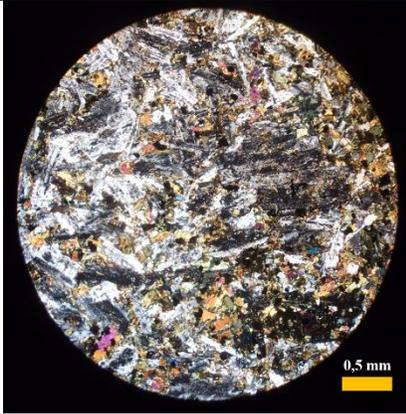
| | | | | |
|--------------------------|--|----------------------------------|--|--------------------|
| N° de Muestra | B2-2 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 294301 m E / 6455920 m N | |  | |
| Localidad | Camino a mina Las Tres Chepas | | | |
| Clasificación | Granodiorita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Hipidiomórfica granular de grano medio a grueso. Localmente poiquilítica | | | |
| Índice de color | 16,7 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 36,6 | Moderada-leve a sericita | Euhedral | 1-5 |
| Cuarzo | 23 | - | Anhedral | 0,5-3 |
| Ortoclasa | 17,4 | Moderada a arcillas | Anhedral | 1-5 |
| Sericita | 4,5 | Alterando a plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfibol | 8,9 | Moderadamente a clorita | Subhedral | 0,5-5 |
| Biotita | 6 | Moderada a clorita | Subhedral | 1-4 |
| Clorita | 1,8 | Alterando a biotitas y anfíboles | Anhedral a subhedral | 1-2 |
| Esfeno | 0,2 | - | Subhedrales | 0,5-0,7 |
| Magnetita | 1,6 | - | Subhedral | 0,2-3 |
| Observaciones | <p>Minerales opacos acumulados alrededor de anfíboles y biotitas. Localmente texturas poiquilíticas de ortoclasas englobando plagioclasas. Circones y apatitos en biotita. Apatitos en plagioclasas.</p> <p>Clasificación QAP. Q%: 28 A%: 21 P%: 51</p> | | | |

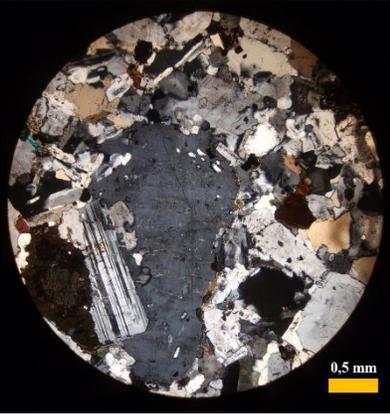
| | | | | |
|--------------------------|--|--------------------------------|---|--------------------|
| N° de Muestra | H1-2 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 296671 m E / 6453352 m N | |  | |
| Localidad | Camino a Tilama | | | |
| Clasificación | Diorita cuarcífera (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Microgranular. Localmente poiquilítica | | | |
| Índice de color | 40 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 49,7 | Levemente a sericita | Euhedral | 0,3-3 |
| Cuarzo | 8,1 | - | Anhedral | 0,2-0,3 |
| Sericita | 0,8 | Alterando a plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfíbol | 20,1 | Levemente a clortia | Subhedral | 0,5-2 |
| Biotitas | 13,1 | Levemente a clorita | Subhedral | 1-3 |
| Clorita | 1,3 | Alteran a biotitas y anfíboles | Anhedral | 1-2 |
| Clinopiroxeno | 5,5 | Uralitizado | subhedrales | 0,5-2 |
| Esfeno | 0,1 | - | Euhedral | 0,4-0,5 |
| Magnetita | 0,9 | - | Subhedrales | 0,1-0,3 |
| Observaciones | <p>Clinopiroxenos en su totalidad uralitizados y plagioclasas muy poco alteradas. Localmente se observan texturas poiquilíticas. Apatitos en plagioclasas y biotitas, estas últimas con algunos circones,</p> <p>Clasificación QAP.</p> <p>Q%: 14 A%: 0 P%: 86</p> | | | |

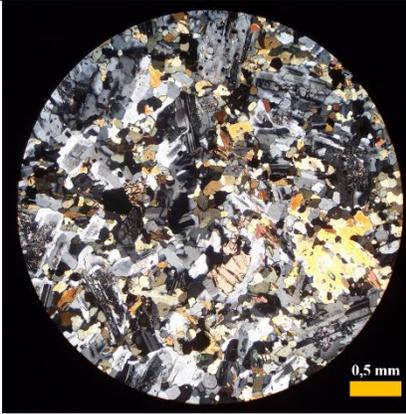
| | | | | |
|--------------------------|--|----------------------------------|--|--------------------|
| N° de Muestra | H1-3 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 296671 m E / 6453352 m N | |  | |
| Localidad | Camino a Tilama | | | |
| Clasificación | Monzodiorita cuarcífera (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Hipidiomorfa granular de grano médio. Localmente poiquilítica | | | |
| Índice de color | 16,6 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 46,8 | Leve-moderada a sericita | Euhedral | 0,4-3 |
| Cuarzo | 15,2 | - | Anhedral | 0,5-2 |
| Ortoclasa | 12,1 | Moderada a arcillas | Anhedral | 0,5-3 |
| Sericita | 7,3 | Alterando a plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfibol | 9,6 | Moderadamente a clorita | Subhedral | 0,5-3 |
| Biotita | 4,3 | Moderada a clorita | Subhedral | 0,3-2,5 |
| Clorita | 2,2 | Alterando a biotitas y anfíboles | Anhedral | 0,3-2 |
| Clinopiroxeno | 0,5 | Uralitizado | Subhedral | 0,5-2,5 |
| Esfeno | 0,7 | - | Subhedral a Euhedral | 0,3-0,7 |
| Magnetita | 1,3 | - | Subhedral | 0,2-3 |
| Observaciones | <p>Localmente se observan texturas poiquilíticas. Apatitos y circones en biotita. Apatitos en plagioclasas. Clasificación QAP. Q%: 19 A%: 15 P%: 66</p> | | | |

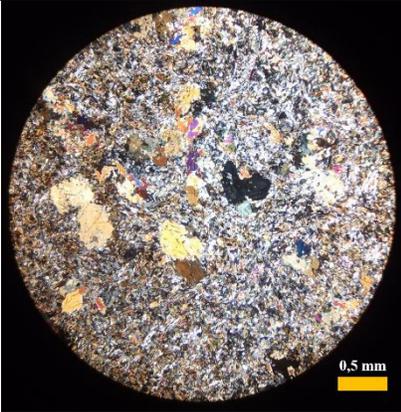
| | | | | |
|---------------------------|---|-----------------------------|--|--------------------|
| N° de Muestra | F4-1 | | Objetivo: 10X | Luz: LPP |
| Coordenadas | 296500 m E / 6467859 m N | |  | |
| Localidad | Los Túneles | | | |
| Clasificación | Microdiorita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Porfídica con masa fundamental hipiomórfica granular de grano fino | | | |
| Índice de color | 29 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 16,2 | moderada a sericita | Euhedral | 0,2-4 |
| Sericita | 5 | Alterando a plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Clorita | 29 | Alterando anfíboles | Subhedral a Euhedrales | 0,2-2 |
| Biotita secundaria | 48,3 | Alterando minerales máficos | Subhedrales | 0,1-0,2 |
| Magnetita | 1,1 | - | Subhedrales | 0,1-0,3 |
| Observaciones | <p>Masa fundamental de grano muy fino. Los fenocristales son tanto plagioclasas como cloritas. Todos los anfíboles están cloritizados completamente. Apatitos en plagioclasas.</p> <p>Clasificación QAP. Q%: 0 A%: 0 P%: 100</p> | | | |

| | | | | |
|--------------------------|---|--|--|--------------------|
| N° de Muestra | L1-1 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 294930 m E / 6469085 m N | |  | |
| Localidad | Los Túneles | | | |
| Clasificación | Granodiorita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Hipidiomórfica granular de grano fino a medio | | | |
| Índice de color | 13,7 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 42,2 | moderada a sericita | Euhedral | 0,5-2 |
| Cuarzo | 27,6 | - | Anhedral | 0,5-3,5 |
| Ortoclasa | 6,1 | leve a arcillas | Anhedral | 0,5-1 |
| Sericita | 8,2 | Alterando a plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfíbol | 5,6 | Levemente a clorita y localmente a epidota | Subhedral | 0,2-3,5 |
| Biotita | 4,8 | Levemente a clorita | Subhedral | 0,2-1 |
| Clorita | 3,3 | Alterando a biotitas y anfíboles | Anhedral | 0,3-2 |
| Epidota | 0,1 | Alterando a anfíboles | Euhedral | 0,2-0,5 |
| Esfeno | 0,1 | - | Subhedral a euheedral | 0,3-0,6 |
| Magnetita | 2 | - | Subhedral | 0,2-0,5 |
| Observaciones | <p>Localmente se observan texturas en la que ortoclasa engloban a plagioclasas y cristales de anfíboles. Otros minerales accesorios como apatito y circón.</p> <p>Clasificación QAP. Q%: 33 A%: 7 P%: 60</p> | | | |

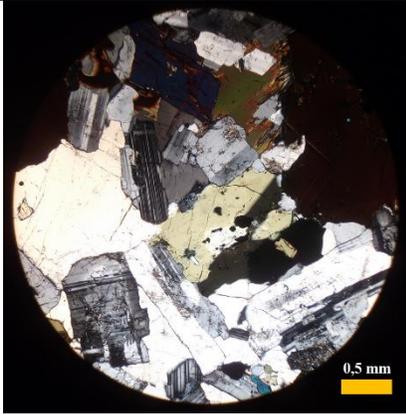
| | | | | |
|---------------------------|--|-----------------------------|--|--------------------|
| N° de Muestra | J3-1 | | Objetivo: 5X | Luz: LPP |
| Coordenadas | 296194 m E / 6468475 m N | |  | |
| Localidad | Los Túneles | | | |
| Clasificación | Microdiorita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Porfídica con masa fundamental hipiomórfica granular de grano fino | | | |
| Índice de color | 33,1 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 41,8 | Moderada-fuerte a sericita | Euhedral | 0,7-2 |
| Sericita | 5,3 | Alterando a plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfíbol | 29,4 | moderadamente a clorita | Anhedral a subhedrales | 0,1-1,8 |
| Clortita | 3,7 | Alterando a anfíboles | Anhedral | 0,1-1,5 |
| Biotita secundaria | 12,4 | Alterando minerales máficos | Subhedrales | 0,1-0,2 |
| Magnetita | 7,2 | - | Subhedrales | 0,2-0,3 |
| Observaciones | <p>Las biotitas secundarias localmente se disponen alrededor de los bordes de cristales de tamaño mayor de plagioclasa.</p> <p>Las plagioclasas en algunos casos se encuentran completamente pseudomofizadas. Los anfíboles en algunos granos presentan el doble clivaje característico cercano a los 120°. Apatitos en plagioclasas.</p> <p>Clasificación QAP.</p> <p>Q%: 0 A%: 0 P%: 100</p> | | | |

| | | | | |
|---------------------------|---|--------------------------------|---|--------------------|
| N° de Muestra | J4-1 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 296129 m E / 6468044 m N | |  | |
| Localidad | Los Túneles | | | |
| Clasificación | Granodiorita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Hipidiomórfica granular de grano médio | | | |
| Índice de color | 15,6 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 41,8 | Levemente a sericita | Euhedral | 0,5-4,5 |
| Cuarzo | 21,4 | - | Anhedral | 0,5-3 |
| Ortoclasa | 15,4 | Leve-moderada a Arcillas | Anhedral | 0,5-3 |
| Sericita | 1,3 | Alterando plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfibol | 7,7 | Levemente a clorita | Subhedral | 0,4-2 |
| Biotita | 5,9 | Levemente a Clorita | Subhedral | 0,3-2 |
| Clorita | 2 | Alterando anfíboles y biotitas | Anhedral | 0,5-1 |
| Biotita secundaria | 1,7 | Alterando minerales máficos | Subhedral | 0,3-0,4 |
| Epidota | 0,1 | Alterando anfíboles | Subhedral | 0,2-0,3 |
| Esfeno | 0,2 | - | Subhedral a euhedral | 0,4-0,5 |
| Magnetita | 2,3 | - | Subhedral | 0,2-0,3 |
| Hematita | 0,2 | - | Anhedral | 0,1-0,2 |
| Observaciones | <p>Las plagioclasas no se encuentran alteradas. Ortoclasas presentan pertitas y macla simple de Carlbald. Otros minerales accesorios como apatito y circón.</p> <p>Clasificación QAP. Q%: 27 A%: 19 P%: 54</p> | | | |

| | | | | |
|---------------------------|---|-------------------------------|--|--------------------|
| N° de Muestra | K1-2 | | Objetivo: 5X | Luz: LPP |
| Coordenadas | 293573 m E / 6456061 m N | |  | |
| Localidad | Mina Saturno | | | |
| Clasificación | Microdiorita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Porfídica con masa fundamental hipiomórfica granular de grano fino | | | |
| Índice de color | 41,4 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 42,7 | Moderada a sericita | Euhedral | 0,6-2,2 |
| Cuarzo | 1,2 | - | Anahedral | 0,3-0,6 |
| Sericita | 9,5 | Alterando plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfíbol | 35,9 | levemente a clorita y epidota | Anhedral a subhedrales | 0,3-0,7 |
| Biotita | 4,8 | Levemente a clorita | Subhedrales | 0,1-0,8 |
| Clorita | 0,7 | Alterando a anfíboles | Anhedral | 0,2-0,4 |
| Biotita secundaria | 0,9 | Alterando minerales máficos | Subhedrales | 0,1-0,2 |
| Esfeno | 0,1 | - | Subhedral | 0,4-0,6 |
| Magnetita | 4,2 | - | Subhedrales | 0,3-0,8 |
| Observaciones | <p>La masa fundamental se observa de grano más grueso que la muestras de otros diques del área. Fenocristales de plagioclasas y anfíboles. Otros minerales accesorios como epidota, apatito y circón.</p> <p>Clasificación QAP. Q%: 2 A%: 0 P%: 98</p> | | | |

| | | | | |
|---------------------------|---|-----------------------------|--|--------------------|
| N° de Muestra | J2-1 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 296300 m E / 6468846 m N | |  | |
| Localidad | Los Túneles | | | |
| Clasificación | Microdiorita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Porfídica con masa fundamental hipiomórfica granular de grano fino | | | |
| Índice de color | 37,4 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 23,4 | Moderada-fuerte a sericita | Euhedral | 0,1-2 |
| Sericita | 3,4 | Alterando a plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfibol | 4 | Moderada-fuerte a clorita | Anhedral a euhedrales | 0,2-3 |
| Clorita | 33,4 | Alterando anfíboles | Anhedral | 0,3-4 |
| Biotita secundaria | 34,5 | Alterando minerales máficos | Subhedrales | 0,1-0,2 |
| Magnetita | 1,1 | - | Subhedrales | 0,1-0,2 |
| Observaciones | <p>Fenocristales de anfíbol y plagioclasas. Algunas plagioclasas se encuentran psedomorfizadas completamente. Anfíboles con doble clivaje.</p> <p>Clasificación QAP. Q%: 0 A%: 0 P%: 100</p> | | | |

| | | | | |
|--------------------------|---|--------------------------------|---|--------------------|
| N° de Muestra | M8-2 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 294169 m E / 6469705 m N | |  | |
| Localidad | Camino Caimanes-salamanca | | | |
| Clasificación | Granodiorita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Hipidiomórfica granular de grano grueso a medio | | | |
| Índice de color | 13,2 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 45 | Levemente a sericita | Euhedral | 0,2-3 |
| Cuarzo | 26,4 | - | Anhedral | 0,2-2 |
| Ortoclasa | 6,4 | Moderada a Arcillas | Anhedral | |
| Sericita | 6,2 | Alterando plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfibol | 6,8 | Levemente a clorita y epidota | Subhedral | 0,5-1,5 |
| Biotita | 3,4 | Levemente a Clorita y epidota | Subhedral | 0,4-1,7 |
| Clorita | 3 | Alterando anfíboles y biotitas | Anhedral | 0,2-0,7 |
| Epidota | 0,3 | Alterando anfíboles y biotitas | Euhedral | 0,3-0,5 |
| Esfeno | 0,7 | - | Subhedral a euhedral | 0,4-0,5 |
| Magnetita | 1,8 | - | Subhedral | 0,2-0,5 |
| Observaciones | <p>Grandes cristales de ortoclasa englobando cristales de anfíbol y plagioclasas. Presencia de pequeño enclave de composición diorita. Otros minerales accesorios como apatito y circón.</p> <p>Clasificación QAP. Q%: 31 A%: 8 P%: 61</p> | | | |

| | | | | |
|--------------------------|---|--------------------------------|--|--------------------|
| N° de Muestra | M10-2 | | Objetivo: 5X | Luz: NC |
| Coordenadas | 297470 m E / 6457660 m N | |  | |
| Localidad | Camino Caimanes-Tilama | | | |
| Clasificación | Tonalita (Streckeisen, 1976) | | | |
| Textura principal | Hipidiomórfica granular de grano medio a grueso | | | |
| Índice de color | 20,8 | | | |
| Composición | % | Alteración | Forma | Tamaño (mm) |
| Plagioclasa | 43,7 | Leve a sericita | Euhedral | 1-4,5 |
| Cuarzo | 22,2 | - | Anhedral | 0,7-4 |
| Ortoclasa | 4,7 | Moderada a Arcillas | Anhedral | 1-5 |
| Sericita | 6,5 | Alterando plagioclasas | Subhedral | 0,1-0,2 |
| Anfibol | 10,6 | Levemente a clorita | Subhedral | 0,5-2 |
| Biotita | 6,7 | Levemente a Clorita | Subhedral | 1-3 |
| Clorita | 3,2 | Alterando biotitas y anfíboles | Anhedral | 0,3-1 |
| Clinopiroxeno | 0,3 | Uralitizado | subhedrales | 0,5-2 |
| Esfeno | 0,4 | - | Subhedral a euhedral | 0,5-1 |
| Magnetita | 1,4 | - | Subhedral | 0,5-2 |
| Hematita | 0,3 | - | Anhedral | 0,1-0,3 |
| Observaciones | <p>Algunos cristales de anfíbol y ortoclasa engloban pequeños cristales de plagioclasas. Otros minerales accesorios como apatito y circón.</p> <p>Clasificación QAP. Q%: 29 A%: 6 P%: 65</p> | | | |

ANEXOS II. GEOQUÍMICA

Tabla A: Análisis FRX y LOI expresados en %_{peso} para elementos mayores y menores.

| Muestra | SO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | LOI | Total | Total-LOI |
|---------|-----------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|--------|-----------|
| A3-2 | 64,86 | 0,44 | 16,79 | 3,94 | 0,1 | 1,87 | 4,92 | 3,88 | 2,79 | 0,17 | 0,67 | 100,43 | 99,76 |
| B2-2 | 62,05 | 0,55 | 17,3 | 4,67 | 0,1 | 2,4 | 5,56 | 3,88 | 3,07 | 0,19 | 0,53 | 100,3 | 99,77 |
| B9-2 | 63,91 | 0,45 | 16,93 | 4,04 | 0,09 | 1,99 | 4,92 | 3,73 | 3,53 | 0,16 | 0,58 | 100,33 | 99,75 |
| D7-1 | 53,52 | 0,78 | 20,07 | 7,45 | 0,15 | 4,41 | 7,87 | 3,72 | 1,46 | 0,25 | 2,2 | 101,88 | 99,68 |
| E4-2 | 46,43 | 0,99 | 20,38 | 10,85 | 0,19 | 5,05 | 11,72 | 2,96 | 0,95 | 0,13 | 1,2 | 100,85 | 99,65 |
| F2-1 | 60,44 | 0,68 | 17,47 | 5,61 | 0,13 | 2,09 | 5,17 | 4,06 | 3,79 | 0,26 | 0,58 | 100,28 | 99,7 |
| F4-1 | 46,98 | 0,96 | 16,63 | 11,49 | 0,32 | 9,88 | 5,73 | 3,15 | 4,23 | 0,25 | 0,98 | 100,6 | 99,62 |
| H1-3 | 59,74 | 0,61 | 17,95 | 5,46 | 0,12 | 2,81 | 6,48 | 3,93 | 2,38 | 0,2 | 0,42 | 100,1 | 99,68 |
| H1-2 | 54,11 | 0,86 | 18,79 | 7 | 0,16 | 4,45 | 8,19 | 3,93 | 1,96 | 0,24 | 0,5 | 100,19 | 99,69 |
| J2-1 | 47,77 | 0,91 | 17,44 | 10,48 | 0,28 | 8,9 | 7,72 | 3,07 | 2,87 | 0,16 | 0,82 | 100,42 | 99,6 |
| J3-1 | 48,66 | 1,49 | 18,27 | 10,44 | 0,27 | 5,48 | 8,6 | 4,22 | 1,93 | 0,38 | 0,62 | 100,36 | 99,74 |
| K1-2 | 49,65 | 1,12 | 19,95 | 9,12 | 0,16 | 4,79 | 9,06 | 4,08 | 1,49 | 0,24 | 0,6 | 100,26 | 99,66 |
| L1-1 | 65,4 | 0,4 | 16,72 | 3,67 | 0,09 | 1,86 | 4,69 | 3,65 | 3,02 | 0,15 | 0,55 | 100,2 | 99,65 |
| M8-2 | 64,52 | 0,4 | 17,37 | 3,73 | 0,1 | 1,73 | 5,01 | 4,07 | 2,59 | 0,19 | 0,43 | 100,14 | 99,71 |
| M10-2 | 60,94 | 0,56 | 17,85 | 4,94 | 0,11 | 2,59 | 6,08 | 3,87 | 2,49 | 0,2 | 0,55 | 100,18 | 99,63 |

Tabla B: Elementos mayores y menores normalizados en base anhidra.

| Muestra | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Total |
|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|
| A3-2 | 65,02 | 0,44 | 16,83 | 3,95 | 0,1 | 1,87 | 4,93 | 3,89 | 2,8 | 0,17 | 100 |
| B2-2 | 62,19 | 0,55 | 17,34 | 4,68 | 0,1 | 2,41 | 5,57 | 3,89 | 3,08 | 0,19 | 100 |
| B9-2 | 64,07 | 0,45 | 16,97 | 4,05 | 0,09 | 1,99 | 4,93 | 3,74 | 3,54 | 0,16 | 99,99 |
| D7-1 | 53,69 | 0,78 | 20,13 | 7,47 | 0,15 | 4,42 | 7,9 | 3,73 | 1,46 | 0,25 | 99,98 |
| E4-2 | 46,59 | 0,99 | 20,45 | 10,89 | 0,19 | 5,07 | 11,76 | 2,97 | 0,95 | 0,13 | 99,99 |
| F2-1 | 60,62 | 0,68 | 17,52 | 5,63 | 0,13 | 2,1 | 5,19 | 4,07 | 3,8 | 0,26 | 100 |
| F4-1 | 47,16 | 0,96 | 16,69 | 11,53 | 0,32 | 9,92 | 5,75 | 3,16 | 4,25 | 0,25 | 99,99 |
| H1-3 | 59,93 | 0,61 | 18,01 | 5,48 | 0,12 | 2,82 | 6,5 | 3,94 | 2,39 | 0,2 | 100 |
| H1-2 | 54,28 | 0,86 | 18,85 | 7,02 | 0,16 | 4,46 | 8,22 | 3,94 | 1,97 | 0,24 | 100 |
| J2-1 | 47,96 | 0,91 | 17,51 | 10,52 | 0,28 | 8,94 | 7,75 | 3,08 | 2,88 | 0,16 | 99,99 |
| J3-1 | 48,79 | 1,49 | 18,32 | 10,47 | 0,27 | 5,49 | 8,62 | 4,23 | 1,94 | 0,38 | 100 |
| K1-2 | 49,82 | 1,12 | 20,02 | 9,15 | 0,16 | 4,81 | 9,09 | 4,09 | 1,5 | 0,24 | 100 |
| L1-1 | 65,63 | 0,4 | 16,78 | 3,68 | 0,09 | 1,87 | 4,71 | 3,66 | 3,03 | 0,15 | 100 |
| M8-2 | 64,71 | 0,4 | 17,42 | 3,74 | 0,1 | 1,74 | 5,02 | 4,08 | 2,6 | 0,19 | 100 |
| M10-2 | 61,17 | 0,56 | 17,92 | 4,96 | 0,11 | 2,6 | 6,1 | 3,88 | 2,5 | 0,2 | 100 |

Tabla C: Elementos traza expresados en ppm. -: no se detecta presencia en la muestra.

| Muestra | V | Cr | Ni | Cu | Zn | Ga | Rb | Sr | Y |
|---------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| A3-2 | - | - | 25,15 | 27,16 | 45,79 | 14,88 | 61,27 | 475,23 | 12,6 |
| B2-2 | - | - | - | 17,58 | 43,38 | 24,55 | 68,58 | 532,73 | 15,75 |
| B9-2 | - | - | 20,43 | 19,97 | 33,74 | 18,6 | 82,3 | 521,73 | 12,6 |
| D7-1 | 275,61 | - | 31,43 | 123,03 | 75,52 | 21,57 | 21,03 | 962,29 | 18,11 |
| E4-2 | 464,94 | - | - | 145,39 | - | - | 27,43 | 728,91 | 9,45 |
| F2-1 | 154,05 | - | - | 76,69 | 59,45 | 22,32 | 129,9 | 457,47 | 13,39 |
| F4-1 | 278,97 | 598 | 198,81 | - | 73,11 | 20,83 | 118 | 274,82 | 20,47 |
| H1-1 | 164,13 | - | - | 23,17 | 47,4 | 18,6 | 61,27 | 638,43 | 22,05 |
| H1-2 | - | 83,47 | 47,15 | 79,89 | 77,13 | 23,81 | 53,95 | 684,09 | 22,05 |
| J2-1 | 277,29 | 377 | 108,44 | 279,6 | 77,13 | 19,34 | 109,7 | 384,75 | 10,24 |
| J3-1 | - | 141,63 | 58,15 | 78,29 | 65,08 | 29,01 | 61,27 | 497,21 | 15,75 |
| K1-2 | 331,62 | - | - | 65,51 | 89,18 | 17,85 | 28,35 | 750,89 | 22,05 |
| L1-1 | - | - | 25,93 | 17,58 | 37,76 | 20,09 | 65,84 | 460,01 | 15,75 |
| M8-2 | - | - | 23,57 | - | 35,35 | - | 57,61 | 538,65 | 14,17 |
| M10-2 | 94,67 | - | 24,36 | 180,54 | 54,63 | 31,25 | 48,46 | 633,35 | 17,32 |

Tabla C: Continuación.

| Muestra | Zr | Nb | Ba | Co | W | Re | Cl | S |
|---------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-----|--------|
| A3-2 | 75,51 | - | 541,9 | 38,37 | 479,75 | - | 181 | 43,65 |
| B2-1 | 105,1 | 3,5 | 552,6 | - | 429,79 | - | 220 | 31,24 |
| B9-1 | 113,3 | - | 594,7 | 41,93 | 447,24 | - | 142 | 48,06 |
| D7-1 | - | 9,09 | 549 | 44,06 | 187,14 | - | 139 | 68,88 |
| E4-2 | - | - | 261,5 | 54,72 | 172,07 | 200,54 | 352 | 82,9 |
| F2-1 | 205,8 | - | 526,7 | - | 414,72 | - | 434 | 44,85 |
| F4-1 | 78,47 | - | 558,9 | 34,82 | 84,85 | - | 420 | 105,72 |
| H1-1 | 116,2 | - | 557,1 | 33,4 | 469,44 | - | 298 | 50,06 |
| H1-2 | 56,26 | - | 602,8 | 41,93 | 379,83 | - | 360 | 60,47 |
| 2J2-1 | 51,82 | - | 493,5 | 56,85 | 184,76 | - | 492 | 249,89 |
| 2J3-1 | 104,4 | 16,78 | - | 46,9 | 322,74 | - | 521 | 92,11 |
| 2K1-2 | - | - | 512,3 | 56,85 | 386,97 | - | 420 | 85,3 |
| 2L1-1 | 65,89 | - | 733,5 | 61,11 | 953,94 | - | 210 | 82,1 |
| 2M8-1 | 71,07 | - | 658,3 | 39,79 | 684,33 | - | 184 | 65,28 |
| 2M10-1 | 108,8 | - | 512,3 | 56,14 | 851,65 | - | 261 | 83,3 |