



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



**QUÍMICA MINERAL DEL DEPÓSITO TIPO SKARN DEL  
DISTRITO CAIMANES, PROVINCIA DE CHOAPA, REGIÓN DE  
COQUIMBO, CHILE**



Memoria para optar al Título de Geólogo

**JOSEFA CONSTANZA MILAD PÉREZ**

**Profesor Patrocinante:** Dr. Osvaldo Miguel Rabbia Dalmasso

**Profesora Copatrocinante:** Dra. Laura Beatriz Hernández Olguín

**Profesores Comisión:** Msc. Abraham Elías González Martínez  
Dra. Verónica Laura Olivero Clavijo

Concepción, 2018



# ÍNDICE

	Página
<b>RESUMEN</b> .....	
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1.1. PRESENTACIÓN</b> .....	1
<b>1.2. OBJETIVOS</b> .....	2
1.2.1. Objetivo general .....	2
1.2.2. Objetivos específicos .....	2
<b>1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS</b> .....	2
<b>1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO</b> .....	4
1.4.1. Etapa pre-terreno I .....	4
1.4.2. Etapa terreno I .....	4
1.4.3. Etapa pre-terreno II .....	4
1.4.4. Etapa terreno II .....	4
1.4.5. Etapa de gabinete .....	4
<b>1.5. TRABAJOS ANTERIORES</b> .....	6
<b>1.6. AGRADECIMIENTOS</b> .....	8
<b>2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	10
<b>2.1. GENERALIDADES</b> .....	10
<b>2.2. ROCAS ESTRATIFICADAS</b> .....	10
2.2.1. Estratos de Pupío .....	10
2.2.2. Formación Arqueros .....	11
2.2.3. Formación Quebrada Marquesa .....	12
2.2.3.1. Miembro El Espino .....	13
2.2.3.2. Miembro Quelén .....	13
2.2.4. Formación Salamanca .....	14
2.2.4.1. Miembro Santa Virginia .....	14
2.2.4.2. Miembro Río Manque .....	15
2.2.5. Formación Confluencia .....	15
2.2.6. Sedimentos aluviales y coluviales .....	16
<b>2.3. ROCAS INTRUSIVAS</b> .....	16
2.3.1. Superunidad Mincha .....	16
2.3.1.1. Unidad Millahue .....	16
2.3.1.2. Unidad Puerto Oscuro .....	17
2.3.1.3. Unidad Tranquila .....	17
2.3.1.4. Unidad Cavilolén .....	18
2.3.2. Superunidad Illapel .....	18
2.3.2.1. Unidad Chalinga .....	19
2.3.2.2. Unidad Limáhuida .....	19
<b>2.4. MARCO TECTÓNICO REGIONAL</b> .....	19
2.4.1. Marco metalogenético .....	21
2.4.2. Geología estructural .....	22

2.4.2.1. Fallas .....	23
<b>3. DESCRIPCIÓN DEL SKARN .....</b>	<b>24</b>
<b>3.1. GENERALIDADES .....</b>	<b>24</b>
<b>3.2. ZONAS ESTUDIADAS .....</b>	<b>26</b>
<b>4. PETROGRAFÍA .....</b>	<b>33</b>
<b>4.1. GENERALIDADES .....</b>	<b>33</b>
<b>4.2. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA .....</b>	<b>35</b>
<b>4.2.1. Granatitas .....</b>	<b>35</b>
<b>4.2.2. Skarn de granate .....</b>	<b>37</b>
4.2.2.1. Zona 2 .....	37
4.2.2.2. Zona 3 .....	38
4.2.2.3. Zona 4 .....	41
4.2.2.4. Zona 5 .....	41
4.2.2.5. Zona 6 .....	43
<b>4.2.3. Skarn de piroxeno .....</b>	<b>45</b>
4.2.3.1. Zona 5 .....	45
4.2.3.2. Zona 6 .....	47
<b>4.2.4. Rocas córneas .....</b>	<b>48</b>
<b>4.2.5. Mámol .....</b>	<b>49</b>
<b>4.3. PARAGÉNESIS MINERAL .....</b>	<b>50</b>
<b>4.3.1. Zona 1 .....</b>	<b>51</b>
<b>4.3.2. Zona 2 .....</b>	<b>51</b>
<b>4.3.3. Zonas 3, 4, 5 y 6 .....</b>	<b>52</b>
<b>5. GEOQUÍMICA .....</b>	<b>54</b>
<b>5.1. MINERALOGÍA PRÓGRADA .....</b>	<b>54</b>
<b>5.1.1. Granates .....</b>	<b>54</b>
<b>5.1.2. Clinopiroxenos .....</b>	<b>60</b>
<b>5.1.3. Wollastonitas .....</b>	<b>64</b>
<b>5.1.4. Vesuvianitas .....</b>	<b>65</b>
5.1.4.1. Microscopía y microsonda electrónica .....	65
5.1.4.2. Difracción de rayos X .....	71
5.1.4.3. Fluorescencia de rayos X .....	72
<b>5.1.5. Plagioclasa .....</b>	<b>73</b>
<b>5.1.6. Scheelita-Powellita .....</b>	<b>74</b>
<b>5.2. MINERALOGÍA RETRÓGRADA .....</b>	<b>76</b>
<b>5.2.1. Anfíboles .....</b>	<b>76</b>
<b>5.2.2. Epídotas .....</b>	<b>77</b>
<b>5.2.3. Zeolitas .....</b>	<b>80</b>
<b>6. DISCUSIÓN .....</b>	<b>82</b>
<b>6.1. TECTÓNICA, METAMORFISMO DE CONTACTO Y METASOMATISMO .....</b>	<b>82</b>

<b>6.2. PETROGRAFÍA</b> .....	85
<b>6.2.1. Zona 1</b> .....	85
<b>6.2.2. Zona 2</b> .....	86
<b>6.2.3. Zonas 3, 4, 5 y 6</b> .....	87
<b>6.3. GEOQUÍMICA</b> .....	88
<b>6.3.1. Zona 1</b> .....	88
<b>6.3.2. Zona 2</b> .....	89
<b>6.3.3. Zonas 3, 4, 5 y 6</b> .....	93
<b>7. CONCLUSIONES</b> .....	98
<b>REFERENCIAS</b> .....	101
<b>ANEXO A: MICROSCOPIA</b> .....	108
<b>ANEXO B: MICROSONDA ELECTRÓNICA</b> .....	125
<b>ANEXO C: DIFRACCIÓN DE RAYOS X</b> .....	163
<b>ANEXO D: FLUORESCENCIA DE RAYOS X</b> .....	168

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
1. 1.	Ubicación del área de estudio y de los principales depósitos de skarn en la III y IV Región .....	1
1. 2.	Mapa de ubicación y accesos al área de estudio .....	3
2. 1.	Mapa geológico regional .....	11
2. 2.	Régimen extensional durante el Jurásico al Cretácico Inferior .....	20
2. 3.	Régimen compresional desde el Cretácico Superior .....	20
2. 4.	Distribución de los principales depósitos de skarn en el norte de Chile .	21
3. 1.	Afloramiento de andesitas e intercalación de andesitas con capas de areniscas .....	24
3. 2.	Afloramiento de mármol .....	25
3. 3.	Afloramiento de enclaves y diques en la Superunidad Illapel .....	25
3. 4.	Mapa del área de estudio con la geología y cuerpos mineralizados .....	26
3. 5.	Labor de Zona 1 y detalle de granatitas .....	27
3. 6.	Labor de Zona 2 y detalle de skarn de granate y meta-andesita granatífera .....	28
3. 7.	Labor de Zona 3 y detalle de skarn de granate .....	29
3. 8.	Labor de Zona 4 y detalle de skarn de granate .....	30
3. 9.	Afloramiento y detalle de skarn de piroxeno de la Zona 5 .....	30
3.10.	Afloramiento y detalle de skarn de piroxeno de la Zona 6 .....	31
4. 1.	Mapa geológico del área de estudio con la distribución de las muestras estudiadas en este trabajo .....	34
4. 2.	Fotografía y fotomicrografía de granatita.....	36

4. 3.	Fotomicrografías de mineralización metálica en granatitas de la Zona 1.....	36
4. 4.	Fotografía y fotomicrografías de skarn de granate de la Zona 2 .....	38
4. 5.	Fotomicrografías de mineralización metálica de la Zona 2 .....	39
4. 6.	Fotografía y fotomicrografías de skarn de granate de la Zona 3 ....	40
4. 7.	Fotomicrografías de la mineralización metálica de la Zona 3 .....	40
4. 8.	Fotografía y fotomicrografías de skarn de granate de la Zona 4 ....	42
4. 9.	Fotomicrografías de la mineralización metálica de la Zona 4 .....	42
4.10.	Fotografía y fotomicrografías de skarn de granate de la Zona 5 ....	43
4.11.	Fotomicrografías de la mineralización metálica de la Zona 5 .....	44
4.12.	Fotografía y fotomicrografía de skarn de granate de la Zona 6 .....	44
4.13.	Fotomicrografías de la mineralización metálica de la Zona 6 .....	45
4.14.	Fotografía y fotomicrografías de skarn de piroxeno de la Zona 5 ..	46
4.15.	Fotomicrografías de la mineralización metálica de la Zona 5 .....	47
4.16.	Fotografía y fotomicrografía de skarn de piroxeno de la Zona 6 ...	48
4.17.	Fotomicrografías de la mineralización metálica de la Zona 6 .....	48
4.18.	Fotografía y fotomicrografía de roca córnea .....	49
4.19.	Fotomicrografías de la mineralización metálica en rocas córneas .	49
4.20.	Fotografía y microfotografía de mármol .....	50
5. 1.	Diagramas de caja y bigotes que resume las composiciones de granates de las distintas zonas estudiadas .....	56
5. 2.	Diagramas ternarios para granates según las zonas estudiadas y Meinert (1992) .....	58
5. 3.	Imágenes de electrones retrodispersados de las distintas zonaciones en granates .....	59
5. 4.	Diagramas de caja y bigotes que resume las composiciones de clinopiroxenos de las distintas zonas estudiadas .....	62
5. 5.	Diagramas ternarios para clinopiroxenos según las zonas estudiadas y Meinert (1992) .....	63
5. 6.	Imagen de electrones retrodispersados de clinopiroxeno .....	63
5. 7.	Imagen de electrones retrodispersados de wollastonita .....	65
5. 8.	Fotomicrografía e imagen de electrones retrodispersados de vesuvianita de la Zona 3 .....	68
5. 9.	Fotomicrografías e imágenes de electrones retrodispersados de vesuvianita de la Zona 5 .....	69
5.10.	Fotomicrografía e imagen de electrones retrodispersados de vesuvianita de la Zona 6 .....	70
5.11.	Cristal de vesuvianita con luz conosópica, con figura biaxial y signo óptico positivo .....	71
5.12.	Concentrado de cristales de vesuvianitas y cristal euédral de vesuvianita de la Zona 6 .....	72
5.13.	Diagrama ternario de feldespatos .....	74
5.14.	Imagen de electrones retrodispersados de bitownita .....	74
5.15.	Imágenes de electrones retrodispersados de minerales de la serie	

	scheelita-powellita .....	76
<b>5.16.</b>	Diagrama de clasificación de los anfíboles cálcicos de las zonas 1 y 2 ..	77
<b>5.17.</b>	Imagen de electrones retrodispersados de anfíboles .....	78
<b>5.18.</b>	Diagrama ternario de los componentes catiónicos aluminio, hierro férrico y manganeso para epídotas .....	79
<b>5.19.</b>	Imagen de electrones retrodispersados de epídota .....	79
<b>5.20.</b>	Imagen de electrones retrodispersados de zeolita .....	81
<b>6. 1.</b>	Modelos tectónicos idealizados para ambiente de subducción continental con terrenos oceánicos acrecionados y ambiente transicional con bajo ángulo de subducción .....	82
<b>6. 2.</b>	Esquema de la evolución de un depósito de skarn cálcico .....	84
<b>6. 3.</b>	Diagramas ternario para granates y clinopiroxenos de la Zona 1 y diagrama de estado de oxidación .....	89
<b>6. 4.</b>	Diagrama temperatura vs $-\log fO_2$ que muestra los campos de estabilidad para los principales minerales constituyentes en un skarn ...	90
<b>6. 5.</b>	Diagramas ternario para granates y clinopiroxenos de la Zona 2 y diagrama de estado de oxidación .....	90
<b>6. 6.</b>	Diagrama Temperatura vs. $\log fO_2$ . Muestra los campos de estabilidad para los mayores minerales constituyentes en un skarn .....	92
<b>6. 7.</b>	Fotomicrografía e imagen de electrones retrodispersados de scheelita-powellita .....	93
<b>6. 8.</b>	Diagramas ternario para granates y clinopiroxenos de las zonas 3, 4, 5 y 6 .....	94
<b>6. 9.</b>	Diagrama de estado de oxidación .....	95
<b>6.10.</b>	Ilustración de equilibrio de fase para reacciones seleccionadas en el sistema Ca-Mg-Al-Si-H <sub>2</sub> O-CO <sub>2</sub> .....	97

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
<b>1. 1.</b>	Abreviación de minerales utilizados en este texto .....	5
<b>3. 1.</b>	Cuadro resumen de las zonas estudiadas con su respectiva litología, mineralogía y mena principal .....	32
<b>4. 1.</b>	Información geográfica de las muestras a las que se les realizó corte transparente-pulido .....	35
<b>4. 2.</b>	Diagrama esquemático de asociaciones paragenéticas para la Zona 1 ...	51
<b>4. 3.</b>	Diagrama esquemático de asociaciones paragenéticas para la Zona 2 ...	52
<b>4. 4.</b>	Diagrama esquemático de asociaciones paragenéticas para las Zonas 3, 4, 5 y 6 .....	53
<b>5. 1.</b>	Análisis representativos de composiciones de granates de las distintas zonas estudiadas .....	55
<b>5. 2.</b>	Análisis representativos de composiciones de clinopiroxenos de las distintas zonas estudiadas .....	61
<b>5. 3.</b>	Análisis representativos de wollastonitas de las zonas 4, 5 y 6 .....	64

5. 4.	Análisis representativos de vesuvianitas normalizadas sobre la base de 50 cationes en las zonas 3, 4, 5 y 6 .....	66
5. 5.	Análisis representativos de vesuvianitas normalizadas sobre la base de 19 cationes en las zonas 3, 4, 5 y 6 .....	67
5. 6.	Resultados de fluorescencia de rayos X de vesuvianitas de la Zona 6.....	73
5. 7.	Análisis representativos de minerales de la serie scheelita-powellita de la Zona 2 .....	75
5. 8.	Análisis representativos de zeolitas de la Zona 4 .....	80





## RESUMEN

En el distrito minero Caimanes la mineralización tipo skarn se extiende como una franja NS en la Cordillera de la Costa de la IV Región, al igual que la mayoría de los skarn cupríferos del norte de Chile. La mineralización se desarrolla en el nivel calcáreo de la Formación Arqueros del Cretácico Inferior (Neocomiano) y está genéticamente relacionada con la actividad ígnea del Cretácico, responsable del metamorfismo de contacto, metasomatismo y la depositación metálica.

A lo largo de esta franja skarnificada, existen distintas litologías, texturas, asociaciones mineralógicas y menas que dominan según la zona estudiada. El presente trabajo tiene por objetivo identificar los distintos tipos skarn y entender su proceso de formación a partir del estudio petrográfico y mineral-químico, para esto, el área de estudio que comprende desde la quebrada del estero Pupío hasta la quebrada del Río Quilimarí, se dividió en seis zonas que poseen características distintivas.

En la Zona 1 afloran granatitas retrogradadas principalmente a actinolitas ricas en magnesio. Los granates poseen un color marrón-rojizo que coincide con su composición rica en hierro ( $Fe^{3+}$ ), y ésta a su vez es afín con el estudio de granates de otros skarn de cobre conocidos mundialmente. De la misma forma, la mineralización metálica es abundante y variada, pero predomina la calcopirita, bornita y pirita. El dominio de granate, su composición andradítica ( $Ad > 70$ ) y la mineralización metálica indican que esta zona corresponde probablemente a una sección proximal al intrusivo de un skarn de cobre que se formó bajo condiciones oxidadas.

La Zona 2 está dominada por un skarn de granate con abundante cuarzo, y destaca por la alta concentración de molibdenita que alcanza leyes cercanas al 2%, además de minerales de la serie scheelita-powellita. La composición de los granates rica en ( $Fe^{3+}$ ) es semejante a otros skarn de molibdeno, sin embargo, la química de los clinopiroxenos (diópsido) y anfíboles (actinolita-tremolita) es similar a los skarns de cobre. La aparición de andradita y scheelita en fases tempranas y de molibdenita en fases tardías sugiere cambios en la fugacidad de oxígeno durante la evolución del skarn. Además, la silicificación, que oblitera el protolito original, evidencia un fluido enriquecido en sílice a diferencia de las otras zonas.

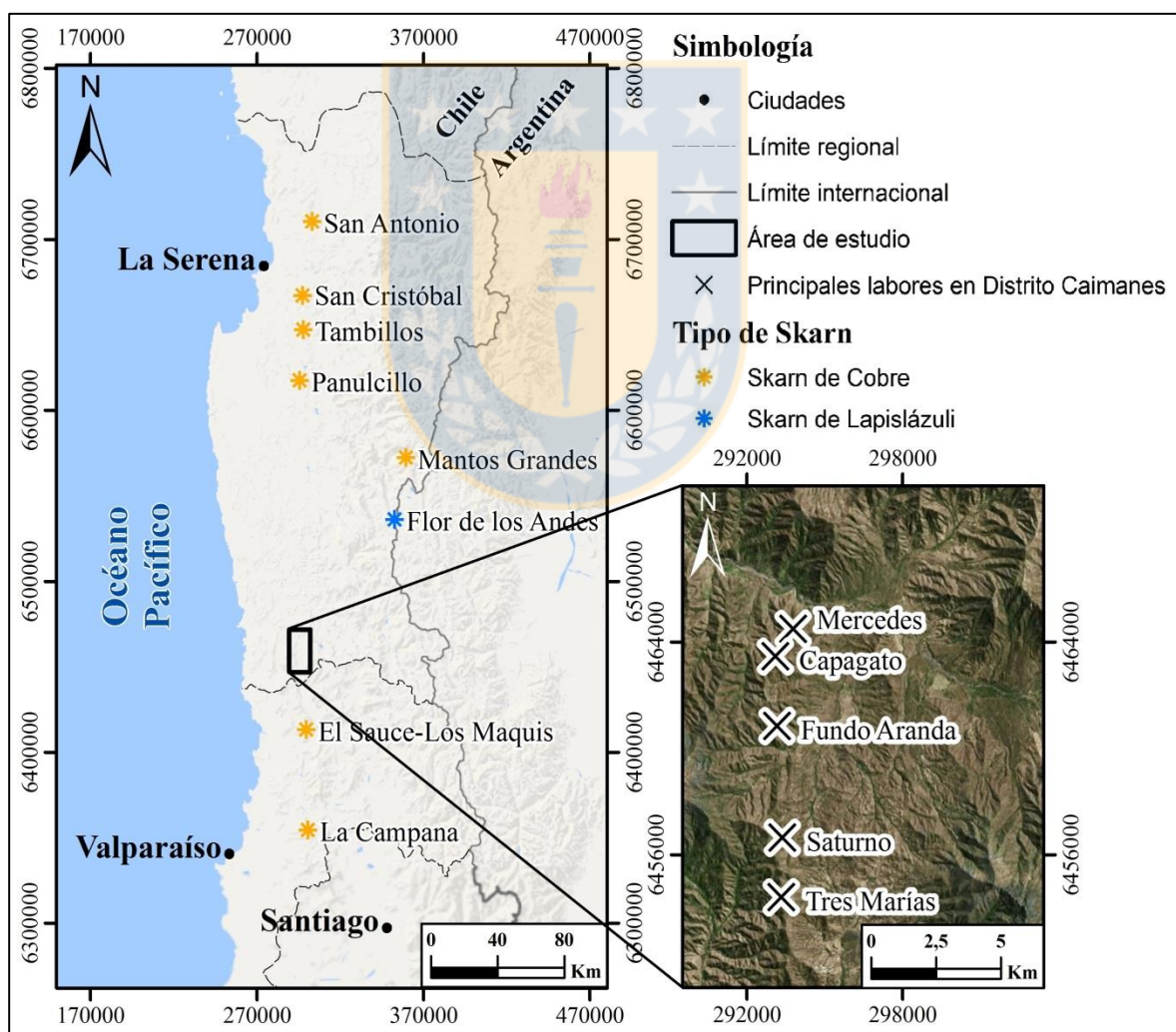
Por otro lado, la agrupación de las Zonas 3, 4, 5 y 6 se basa principalmente en sus asociaciones mineralógicas. La paragénesis prógrada está compuesta principalmente por granate, clinopiroxeno, wollastonita y vesuvianita, mientras que la paragénesis retrógrada consta de epidota, clorita y calcita. Las litologías observadas corresponden principalmente a skarn de piroxeno y skarn de granate ubicado a menores cotas, por lo que según el patrón común de zonación para los depósitos tipo skarn, se estima que el plutón que genera el metamorfismo está a mayor profundidad. La composición de granates de la Zona 6 es común para los skarn de cobre, y se va enriqueciendo en aluminio a medida que se avanza hacia la Zona 3. Por otro lado, la química de clinopiroxenos revela composiciones ricas en diópsido, al igual que los skarn de cobre. Coincidentemente, estas zonas destacan por la abundante concentración de calcopirita y bornita con pirita subordinada.

Para el caso particular de las vesuvianitas, la geoquímica indica que no poseen boro y que sus colores de birrefringencia están ligados a la distribución de titanio dentro del cristal y la cantidad de agua en su estructura.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. PRESENTACIÓN

En Chile, la mayor parte de los depósitos de skarn son de cobre y están ubicados a lo largo de la Cordillera de la Costa en la zona norte del país (Figura 1.1). Sin embargo, entre los depósitos de la Región de Coquimbo (franja Panulcillo-Lambert) y los de la Región de Valparaíso, existen una serie de labores que han sido explotadas por la pequeña minería desde comienzos del siglo XX, y que corresponde a un distrito minero con características de un yacimiento tipo skarn, donde destaca la diversa mineralización metálica de cobre, molibdeno, hierro, zinc, plomo y con cantidades de oro-plata subordinadas.



**Figura 1.1:** Ubicación del área de estudio y de los principales depósitos de skarn en la IV y V Región.

El área de estudio se enmarca dentro del distrito minero Caimanes y se ha observado que de norte a sur existen variaciones en términos texturas, asociaciones mineralógicas, metal dominante y química de los minerales. Esta memoria pretende analizar estos parámetros con el fin de poder clasificar este depósito y comprender su proceso de formación. Para esto, se analizan cortes transparentes a lo largo del área de estudio y se realizan análisis con microsonda electrónica, difracción y fluorescencia de rayos X.

El presente trabajo se llevó a cabo gracias al financiamiento particular de Juan Alcalde, Ingeniero Civil Metalúrgico y estudiante de doctorado TU, Freiberg (Alemania), con la intención de continuar la investigación en esta área para entender el contexto geológico de este depósito y así, a partir de esta base, evaluar los procesos metalúrgicos ante una eventual extracción.

## **1.2. OBJETIVOS**

### **1.2.1. OBJETIVO GENERAL**

Caracterizar la mineralogía de las rocas del depósito tipo skarn del distrito Caimanes por medio de la descripción petrográfica y química mineral.

### **1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

Caracterizar litológicamente el skarn e identificar la mineralogía y sus zonaciones.

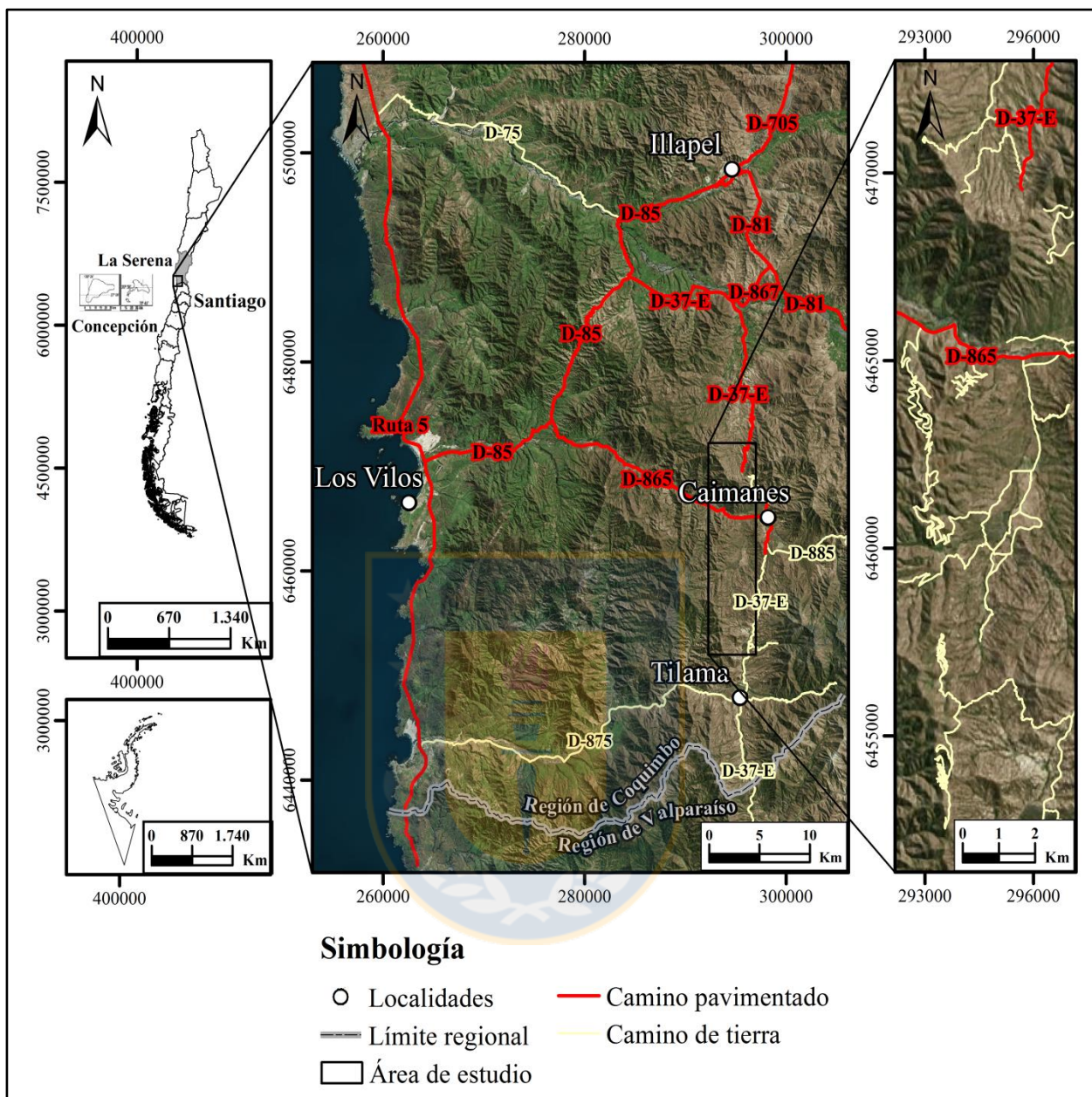
Definir composiciones químicas de la mineralogía de alteración prógrada y retrógrada mediante microsonda electrónica.

Clasificar el depósito a partir de la química de granates y piroxenos, según la clasificación de Meinert (1992).

Definir una evolución espacio-temporal de las etapas en la formación del skarn y estimar condiciones de formación.

## **1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS**

El área de estudio (Figura 1.2) se ubica aproximadamente a 3 km al oeste de la localidad de Caimanes y 47 km al este de la ciudad de Los Vilos, en la Región de Coquimbo. Está limitada por las coordenadas geográficas 31°51'-31°03' latitud sur y 71°09'-71°12' longitud oeste, y las coordenadas UTM 6.452.000-6.472.232 N y 292.288-297.010 E (WGS 1984), abarcando un área aproximada de 95,5 km<sup>2</sup>.



**Figura 1.2:** Mapa de ubicación y accesos al área de estudio.

Para acceder a la zona, se debe llegar hasta Los Vilos por la Ruta 5 (carretera panamericana), para luego acceder a la ruta D-85 hasta la bifurcación, donde hay que desviarse hacia la derecha por el camino D-865 que lleva a la localidad de Caimanes. Además, la ruta D-37-E que une Caimanes con la localidad de Tilama, permite llegar al sector sur del área. En general, desde Caimanes existen caminos mineros en relativamente buen estado que permiten el acceso al área de trabajo.

## **1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO**

### **1.4.1. Etapa pre-terreno I**

En esta etapa se delimitó el área de estudio, se ubicaron las rutas de acceso a los puntos de interés y se elaboraron mapas con el *software* ARCGIS 9.3, utilizando en todos ellos el sistema coordinado WGS 1984 UTM Zone 19S. Además, se realizó una recopilación y estudio de información bibliográfica, tales como las cartas geológicas (Quillota-Portillo e Illapel) del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) y trabajos previamente realizados en el distrito de Caimanes. Paralelamente, se hizo un itinerario flexible de los días de terreno y se reunieron todos los materiales correspondientes para un buen desarrollo de trabajo de campo.

### **1.4.2. Etapa terreno I**

El primer terreno se llevó a cabo entre los días 21 y 28 de Junio del 2016 para un reconocimiento de la zona de estudio. Se accedió a ésta por medio de un vehículo y se recorrió durante el día a pie, dependiendo de la topografía. Así, se realizó un mapeo en superficie de las distintas litologías que afloran y de las labores mineras con el fin de definir alteraciones y mineralización. Se recolectaron muestras de los puntos visitados para su posterior descripción y análisis geoquímico.

### **1.4.3. Etapa pre-terreno II**

Durante esta etapa, se identificaron los sectores que no fueron visitados en la primera salida a terreno, y según esto se hizo una planificación para una segunda salida a terreno para el mes de Diciembre.

### **1.4.4. Etapa terreno II**

El segundo trabajo de campo se realizó entre los días 5 y 8 de Diciembre de 2016. Para el acercamiento a los sectores no mapeados previamente se utilizó un vehículo. Se realizó el mapeo y muestreo correspondiente para así poder revisar y aclarar imprecisiones con respecto a las litologías y mineralogías.

### **1.4.5. Etapa de gabinete**

El primer paso de esta etapa fue ordenar y hacer una descripción macroscópica de las muestras obtenidas en las salidas a terreno. Se seleccionaron 15 muestras de las distintas zonas dentro de la

franja skarnificada para llevarlas al laboratorio de corte y confeccionar secciones transparentes pulidas para un estudio petrográfico más detallado al microscopio. Esto se llevó a cabo en el laboratorio de microscopía del Instituto GEA con el microscopio Motic BA31 Pol con el uso de luz transmitida y reflejada. La Tabla 1.1 expone las abreviaciones de minerales utilizados para esta descripción.

**Tabla 1.1:** Abreviación de minerales utilizados en este texto.

<b>Minerales No metálicos</b>	<b>Abreviación</b>	<b>Minerales Metálicos</b>	<b>Abreviación</b>
Granate	Gr	Calcopirita	Cpy
Clinopiroxeno	Cpx	Calcosina	Cc
Wollastonita	Wo	Covelina	Cv
Vesuvianita	Vsv	Bornita	Brn
Cuarzo	Qz	Pirrotina	Po
Calcita	Cal	Hematita	Hm
Anfíbol	Anf	Magnetita	Mgn
Epídota	Ep	Blenda	Bl
Zeolita	Zeo	Molibdenita	Mo
Clorita	Chl	Scheelita	Sch
Apatito	Ap		
Titanita	Sph		

Posteriormente, las muestras se sometieron a un proceso de documentación y carbonizado al vacío para el estudio químico de la mineralogía prógrada y retrógrada del skarn mediante el uso de microsonda electrónica (JEOL SUPER-PROBE JXA-8600M). Las condiciones analíticas utilizadas para los análisis cuantitativos con WDS corresponden a 15 kV de voltaje de aceleración, 20 nA de corriente del haz y 10  $\mu\text{m}$  de diámetro del haz de electrones, mientras que los estándares utilizados fueron: dióxido (Si),  $\text{MnTiO}_3$  (Ti y Mn), anortita (Al), forsterita (Mg), fayalita (Fe), wollastonita (Ca), jadeíta (Na), sanidina (K) y  $\text{MgF}_2$  (F).

Con el fin de detectar la presencia de boro en vesuvianitas, se realizó un concentrado de cristales de vesuvianitas (20 gramos) de manera manual, con el apoyo de la lupa Nikon SMZ-2B, previa molienda de este mineral con un chancador de mandíbula Fritsch lo que dejó granos de tamaños cercanos a los 5 mm. Finalmente, se pulveriza el concentrado en un molino planetario de bolas de carburo de tungsteno Fritsch Pulverisette 7. Este polvo mineral fue analizado por difracción de

rayos X utilizando un equipo Bruker AXS D4 Endeavour durante una hora operado con radiación  $K\alpha$  de cobre y filtro de radiación  $K\beta$  de níquel. El equipo se configuró para leer los ángulos  $2\theta$  entre  $3^\circ$  y  $70^\circ$  con mediciones durante 1 s y  $0,02^\circ$  entre estaciones, con voltaje de 40 kV y una intensidad de corriente de 20 mA. Las interpretaciones de los difractogramas fueron realizadas en el *software* Evaluation de Bruker, mientras que para el refinamiento de las dimensiones de la celda unidad se empleó el *software* TOPAS de Bruker.

Seguido de esto, la muestra de polvo del concentrado de vesuvianita fue recuperada del equipo de difractómetro de rayos X para un estudio de fluorescencia de rayos X. El espectrómetro de fluorescencia de rayos X utilizado corresponde al equipo Rigaku ZSX Primus II (WDS), el que realizó un barrido semi-cuantitativo de elementos livianos y pesados.

Para esta memoria de título, el Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción puso a disposición la microsonda electrónica, el equipo de difracción y fluorescencia de rayos X, que fueron operados por personal autorizado.

En una última etapa, se analizaron los resultados obtenidos y se realizaron los cálculos correspondientes. Finalmente, se llevó a cabo la redacción de esta memoria para optar al título de geólogo.

## **1.5. TRABAJOS ANTERIORES**

Uno de los primeros estudios en Illapel fue efectuado por Villemur (1964), donde reconoce skarn mineralizados con cobre, molibdeno, wolframio, hierro, plata y oro. Esta mineralización ocurre principalmente en areniscas calcáreas a ambos lados del anticlinal de Caimanes, cuyo eje tiene una disposición NS aproximadamente y su núcleo fue intruido por un batolito de composición granodiorítica.

Luego de este descubrimiento, Lepeltier (1965) realiza evaluaciones geoquímicas de cobre y molibdeno con muestras de suelo en las formaciones volcano-sedimentarias de la zona norte del distrito de Caimanes para verificar el enriquecimiento local de la mineralización diseminada. A partir de las 821 muestras recolectadas, concluye que las variaciones tanto en superficie (15-20 cm) como en profundidad (30-40 cm) son despreciables para ambos metales, sin embargo, existen zonas de cobre y molibdeno que destacan sobre el promedio.

Botto (1968) postula que en los yacimientos la mineralización está en forma de lentes, principalmente en andesitas porfíricas y calizas con granate. Establece que esta mineralización corresponde a bornita, calcopirita, calcosina, pirita y molibdenita, mientras que la ganga es la roca huésped. A partir de los estudios efectuados dentro de cada mina, postula que los volúmenes de los mayores lentes mineralizados son inferiores a 20.000 m<sup>3</sup> y que las leyes de éstos son del orden de 1,5% de cobre insoluble.

Del mismo modo, el trabajo de Galay (1973) señala que el yacimiento “El Durazno” (aquí reconocida como Tres Marías-Tres Chepas), ubicado al sur del distrito Caimanes, tiene principalmente mineralización cuprífera (bornita y calcopirita) que ocurre en cuerpos con forma lenticular y que se hospeda en una roca bandeada constituida por capas de granatitas y capas de caliza recristalizada. El autor hace una evaluación de las superficies mineralizadas reconocidas y en las que estima una reserva posible del orden de 330.000 toneladas con leyes entre 1,5 y 2% de cobre total y 2 gr/ton de oro. Estos cálculos se basan en el supuesto de que la mineralización se extiende en profundidad hasta la cota 1.005 m sobre el nivel del mar. Además, afirma que en el sector central de este depósito existen buenas expectativas para comprobar y aumentar dicha reserva.

En cuanto a la geología regional, el cuadrángulo del distrito Caimanes comprende por el norte la Hoja de Illapel, definida por Rivano y Sepúlveda (1986) y por el sur la Hoja de Quillota y Portillo, realizada por Rivano y otros (1993), ambas confeccionadas a una escala de 1:250.000. En estos trabajos se describen las unidades geológicas, la tectónica regional y zonas con mineralización.

Herrera (2001) efectúa un levantamiento geológico a escala 1:50.000 en el distrito minero de Caimanes, en el cual define las principales litologías, alteraciones y mineralización, además de delimitar la zonación de la aureola de metamorfismo de contacto, relacionando a la Unidad Chalinga como causante de éste. Asimismo, realiza un catastro de las labores mineras en la Formación Arqueros y Formación Quebrada Marquesa, estima las salinidades y temperaturas de homogenización a partir de inclusiones fluidas en wollastonitas, cuarzos y calcitas.

Portigliati (2009) hace una revisión de yacimientos metálicos en los alrededores de Salamanca, señalando que el distrito minero Pupío-Tilama (área de estudio) corresponde a un bloque alzado por las fallas Pupío y Limahuida. El autor postula que la Mina “El Durazno” es el yacimiento



más importante del sector, ya que los lentes mineralizados alcanzan entre 80 y 100 m de longitud, con potencias entre 0,5 y 1 m. A partir de esto, estima recursos de cobre entre 100.000 y 50.000 tn, con oro subordinado.

De manera similar, Michea (2010) caracteriza la geología, alteración y mineralización del skarn Tres Chepas del distrito Caimanes, cuya mineralogía silicatada consiste en wollastonita, granate, piroxeno, anfíbol y epidota, mientras que la mineralización metálica estaría asociada a la fase retrógrada y corresponde esencialmente a cobre (bornita-calcopirita), pirita y escaso oro. Este último estaría asociado a sulfuros de metales base y en menor medida en cuarzo. Además señala zonas con concentraciones anómalas de Cu, Zn y Au, mediante el análisis de 855 muestras medidas con ICPMS (*Inductive Coupled Plasma Mass Spectrometry*), sin embargo, indica que estos depósitos no son de interés económico.

Por otro lado, Vallete (2017) realiza una caracterización mineralógica y geoquímica de los cuerpos mineralizados en el distrito Caimanes, concluyendo que en el norte de éste se observa enriquecimiento en molibdeno (Mina “Mercedes”), hacia el sur de plata y cobre (Mina “Tres Marías”), mientras que en el centro-norte existen altas concentraciones de zinc y cadmio (Mina “Capagatos”). Al mismo tiempo, estudia las asociaciones mineralógicas, texturas y grado de liberación de los minerales de mena y ganga para determinar la mejor vía de procesamiento metalúrgico. La autora concluye que la mejor vía de recuperación para el cobre y el molibdeno es la flotación selectiva.

## **1.6. AGRADECIMIENTOS**

Quiero agradecer en primer lugar a Juan Alcalde, por proporcionarme los recursos necesarios para la realización de esta memoria. Así mismo, al Sr. Naire Marcarian y a su señora esposa, que me acogieron con gran hospitalidad en su casa durante los días de terreno y me brindaron su agradable compañía.

A mi profesor patrocinante, Dr. Osvaldo Rabbia, por su guía y preocupación en cada una de las etapas de este trabajo. Sin duda, las continuas sugerencias, discusiones y su aporte en conocimientos fueron fundamentales para la realización de esta memoria.

A la profesora Laura Hernández, por su paciencia para enseñarme a utilizar la microsonda electrónica y por resolver dudas con respecto a la química de los minerales estudiados.

También al Dr. Óscar Jerez por su orientación y ayuda en las tareas de chancado de muestras, análisis de difracción y fluorescencia de rayos X.

También al Sr. Luis Vásquez, por su asistencia en el manejo de programas computacionales necesarios para la confección de los distintos mapas y por facilitarme las herramientas necesarias para ir a terreno.

Agradecer también al personal del Instituto GEA, con especial mención a Emiliano, Miguel, Gloria, Ximena, Patricia, Miriam, Nolvía, Mónica, Trinidad y Juan por su buena disposición en atender mis requerimientos para poder realizar este trabajo y también por la simpatía que me dieron durante este periodo.

Por último, aunque no menos importante, agradecer a mi grupo de amigos “JL” por tantos buenos momentos y el apoyo incondicional de mi familia, especialmente a Jorge y Jimena, los mejores padres que alguien podría tener.

Muchas gracias a todos.



## **2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL**

### **2.1. GENERALIDADES**

El área de estudio, en un contexto geológico regional, incluye la parte suroccidental de la Hoja Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1986) que abarca desde los 31° a 32° S, y la zona noroccidental de la Hoja Quillota y Portillo (Rivano y otros, 1993), comprendidas entre los 32° y 33° S.

Como la zona está ubicada entre las hojas Illapel y Quillota, el nombre y la litología de las formaciones sedimentarias jurásicas y cretácicas no coinciden entre una hoja y otra, por lo que se nombran y describen aquellas formaciones que se ajusten a las características litológicas y estratigráficas observadas en terreno.

Así, se han diferenciado distintas unidades geológicas que van desde el Mesozoico al Cenozoico (Figura 2.1). La mayoría están dispuestas en una orientación N-S, y que de más antigua a más joven corresponden a Estratos de Pupío (Jurásico), Superunidad Mincha (Jurásico), Formación Arqueros (Neocomiano), Formación Quebrada Marquesa (Hauteriviano – Albiano), Superunidad Illapel (Valanginiano – Santoniano) y Formación Salamanca (Cretácico Superior). Estas unidades están parcialmente cubiertas por depósitos terciarios correspondientes a la Formación Confluencia (Mioceno – Plioceno) y Sedimentos aluviales y coluviales (Cuaternario).

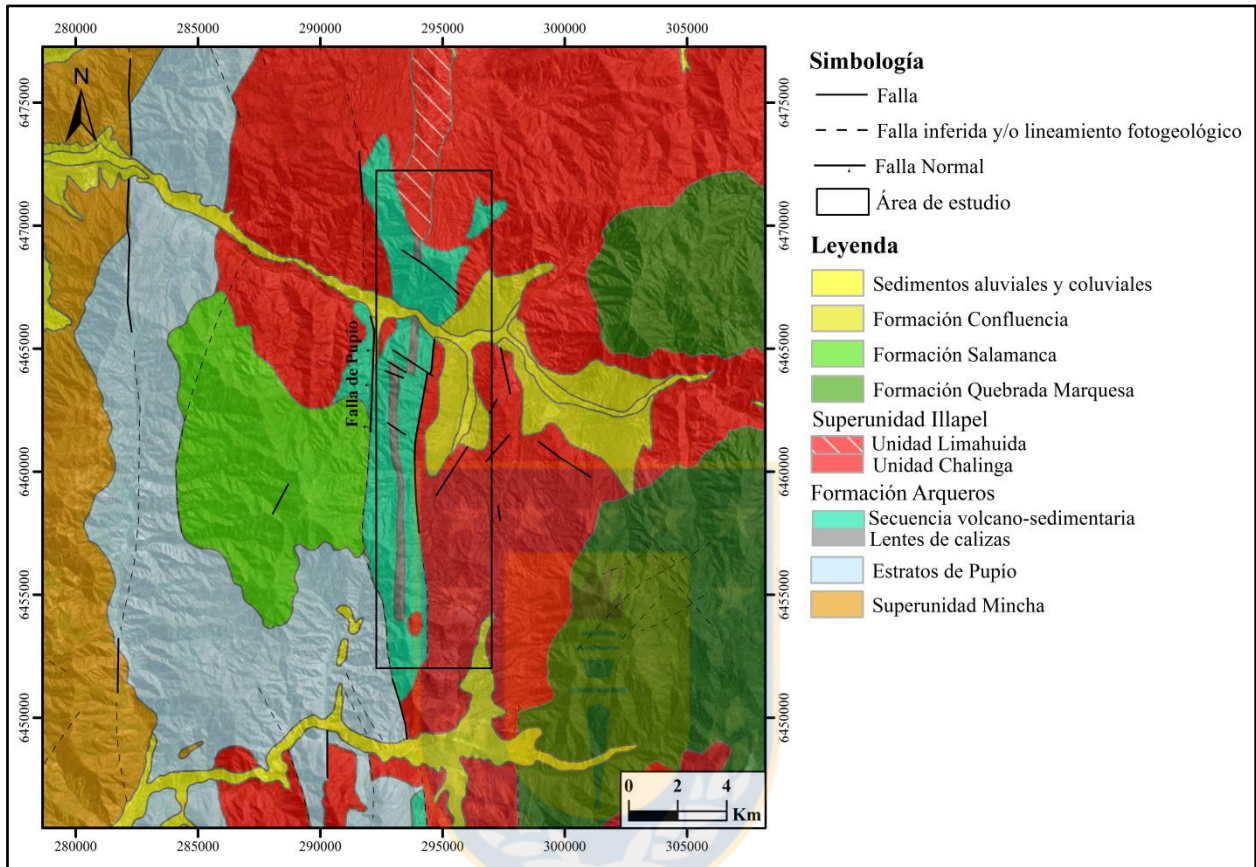
### **2.2. ROCAS ESTRATIFICADAS**

#### **2.2.1. ESTRATOS DE PUPÍO**

Estratos de Pupío corresponde a una unidad informal descrita por Rivano y Sepúlveda (1986), que se extiende a lo largo de una franja N-S alrededor de los 71°15' longitud W de la Hoja de Illapel. Su base no aparece expuesta y está cubierta, en discordancia angular y de erosión, por volcanitas de la Formación Salamanca e intruida por granodioritas de la Unidad Cavilolén del Jurásico y tonalitas de la Unidad Chalinga del Cretácico.

Esta unidad está constituida por areniscas, lutitas, calizas y volcanitas ácidas. Su sección representativa está ubicada al sur del Estero Pupío, con un espesor aproximado de 700 m, rumbo N-S y manteo general de 45° al este. Considerando estas características litológicas, se sugiere que Estratos de Pupío se depositaron en un ambiente subacuático, probablemente de ubicación litoral

somero a supralitoral (lagunar) con un volcanismo sincrónico de carácter ácido a intermedio (Rivano y Sepúlveda, 1986).



**Figura 2.1:** Mapa geológico regional. Modificado de Rivano y Sepúlveda (1986).

Como no existen dataciones radiométricas y no hay ninguna otra unidad equivalente a Estratos de Pupío, Piraces y Maksae (1977) le asignan una edad Jurásico indeferenciado. Esto debido a que, más al sur, en la región de Longotoma (Hoja Quillota) existe una unidad de gran similitud litológica con Estratos de Pupío, y donde se reconocieron fósiles marinos en intercalaciones calcáreas del Aaleniano y Bajociano (Muñoz-Cristi, 1938).

### 2.2.2. FORMACIÓN ARQUEROS

La Formación Arqueros fue definida originalmente por Aguirre y Egert (1962). Posteriormente, Thomas (1967) la reconoce en la Hoja Ovalle incluyéndola junto a los Estratos El Reloj y Tamaya, bajo el nombre de Grupo Ovalle. Éste se distribuye principalmente en dos sectores: en el

sector Caimanes-Pupío, dentro del área de estudio, donde aparece como una angosta franja N-S de lavas andesíticas intercalada con calizas en su parte media y rodeada por la Superunidad Illapel. El segundo sector donde aflora es entre el Estero San Pedro de Quiles por el norte y el puente Confluencia por el sur, donde se dispone en discordancia angular sobre la Formación El Quereo (Triásico) e infrayace de manera concordante a la Formación Quebrada Marquesa. Sin embargo, Pineda y Emparan (1997) proponen una relación de discordancia de erosión y aparente concordancia entre esta formación y la Formación Arqueros, aunque reconocen que el contacto por falla es más frecuente entre ambas formaciones al norte del río Elqui.

Esta unidad corresponde a una secuencia volcánica de andesitas porfídicas con intercalaciones de calizas marinas fosilíferas, areniscas y escasos niveles de conglomerados, con mantos de manganeso en su parte superior. Estas litologías evidencian un ambiente predominantemente volcánico, con transgresiones marinas esporádicas. Para esta formación, se estima un espesor entre 3.500 y 4.000 m (Rivano y Sepúlveda, 1986).

El contenido fósil en las calizas marinas corresponden a Coelenterata, *Chlamis* (?) sp., *Exogyra* sp., *Nerina* (?) sp., *Sérpula* sp. y Echinoidea. Si bien éstos se encuentran en la parte alta de la secuencia de la Formación Arqueros, el hecho de que ésta esté intruida por la Superunidad Illapel (134-85 Ma) limita su edad al Neocomiano (Rivano y Sepúlveda, 1986). Asimismo, Emparan y Pineda (1999) confirman una edad Neocomiano por el contenido faunístico de fósiles de trigonias en la asociación de facies.

### **2.2.3. FORMACIÓN QUEBRADA MARQUESA**

Fue definida por Aguirre y Egert (1962) en la localidad homónima, en el Valle del Elqui, y posteriormente fue reconocida por Thomas (1967) en la Hoja Ovalle. Se distribuye en la parte centro oriental de la Hoja Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1986) con una tendencia NS, aunque de manera discontinua. En general, sobreyace de manera concordante a la Formación Arqueros e infrayace en discordancia angular a la Formación Salamanca.

La Formación Quebrada Marquesa corresponde a una secuencia de rocas sedimentarias continentales y lavas andesíticas, que en la base de su parte media contiene mantos de manganeso. Esta última presenta una intercalación delgada de areniscas marinas con fósiles. Esta asociación de facies representa la regresión final del Cretácico Inferior en este segmento de los

Andes. En la Hoja Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1986) se distinguen dos miembros de esta formación: El Espino (miembro inferior) y Quelén (miembro superior). La potencia total de esta formación es desconocida, pero el espesor mínimo estimado para el Miembro Quelén es de 1.500 m.

En la localidad tipo de la Formación Quebrada Marquesa, Aguirre y Thomas (1964) y Aguirre y Egert (1965) han asignado la edad para esta unidad a partir de la fauna fósil recolectada en la parte basal de la unidad y su contacto discordante hacia techo con la Formación Viñita (Cretácico Superior), equivalente a la Formación Salamanca en la Hoja Illapel. Según esto, la edad comprendería desde el Neocomiano Superior hasta el Albiano Superior, aunque con esta misma evidencia, para Thomas (1967) la edad más probable correspondería Aptiano-Albiano. Por otro lado, para Pineda y Emparan (1997) el primer miembro de la Formación Quebrada Marquesa tendría una edad hauteriviana según el contenido faunístico en las facies sedimentarias que representan el relleno sinextensional de una cuenca extensional continental, por lo que para estos autores la edad de la Formación Quebrada Marquesa abarcaría desde Hauteriviano hasta Albiano. De manera similar, Mourgues (2000) postula un engranaje entre el estrato calcáreo inferior de la Formación Arqueros y la intercalación marina cercana a la base de la Formación Quebrada Marquesa, donde ambas representan al Hauteriviano.

#### 2.2.3.1. Miembro El Espino

Aflora en el sector suroeste de El Espino y equivale al 5% aproximadamente de la Formación Quebrada Marquesa. Se presenta de forma lenticular y está compuesto de margas, calizas, areniscas y conglomerados, con niveles locales de yeso.

Este miembro refleja condiciones litorales a supralitorales de acumulación, con variaciones eustáticas del nivel del mar.

#### 2.2.3.2. Miembro Quelén

Corresponde al 95% de la Formación Quebrada Marquesa y aflora en las cercanías del área de estudio. Posee un carácter volcanoclástico-sedimentario compuesto por lavas, piroclastitas, areniscas y conglomerados asociados de color rojo, y con niveles blanquecinos en los que se aprecia una buena estratificación.

El Miembro Quelén representa un ambiente continental con algunas transiciones a ambientes marinos y dominados por una intensa actividad volcánica, que en esta etapa, a diferencia del Neocomiano, se registran los depósitos piroclásticos.

#### **2.2.4. FORMACIÓN SALAMANCA**

La Formación Salamanca fue definida por Rivano y Sepúlveda (1986) y ocupa una posición centro oriental, en el límite entre las hojas Illapel y Quillota. En el área de estudio, aflora el miembro inferior de la Formación Salamanca en el Cerro Las Vizcachas, donde aparece en discordancia angular y de erosión sobre la unidad informal Estratos de Pupío (Jurásico indeferenciado). Asimismo, sobreyace de manera discordante a la Formación Quebrada Marquesa hacia el este, en la Cordillera Principal.

En general, corresponde a una secuencia volcanosedimentaria compuesta por lavas, tobas y brechas volcánicas andesíticas a dacíticas, con intercalaciones riolíticas. Además, hacia la base y en su parte occidental, presenta importantes niveles de conglomerados y areniscas. En total, para la Formación Salamanca se estima un espesor entre 3.000-4.000 m (Rivano y Sepúlveda, 1986).

La determinación de la edad para esta formación es en base de las relaciones estratigráficas observadas. Los intrusivos de la Unidad San Lorenzo y de la Superunidad Cogotí, ubicados al este de la Superunidad Illapel, tienen edades entre 35 y 67 Ma e intruyen al Miembro Río Manque de la Formación Salamanca. Además, considerando que ésta sobreyace en discordancia a las formaciones Quebrada Marquesa y Pucalume en la Cordillera Principal y a las formaciones Quebrada Marquesa y Arqueros en la Mediana Montaña y Cordillera de la Costa, Rivano y Sepúlveda (1986) le asignan una edad Cretácico Superior a la Formación Salamanca.

En las hojas Illapel y Quillota se reconocen dos miembros: Miembro Santa Virginia, que corresponde al miembro inferior y el Miembro Río Manque, miembro superior.

##### **2.2.4.1. Miembro Santa Virginia**

Se desarrolla en el borde occidental de la gran estructura sinclinal que adopta la Formación Salamanca. Sus afloramientos se ubican al este de Combarbalá, más al sur, en Valle Hermoso y el pie occidental de Cordón Fredes, para en la misma dirección seguir por el río Illapel a la altura de Huintil-Santa Virginia y, ya con menos potencia, en los cerros al oeste de Salamanca. Constituye

el 15% aproximadamente de la Formación Salamanca y está compuesto principalmente conglomerados, con areniscas rojas y escasas intercalaciones de fangolitas y calizas lacustres. Su espesor varía desde 0 hasta unos 400 m como máximo.

Este miembro representa condiciones de depositación en un ambiente de pie de monte y llanura aluvial, con características proximales en la base y más distales hacia techo. Lo anterior coincide con la evolución normal de secuencias de pie de monte, en las que el grano, por lo general, decrece hacia secciones superiores.

#### 2.2.4.2. Miembro Río Manque

Conforma gran parte de la Cordillera Principal y en el área de estudio aflora en el Cerro Las Vizcachas, al oeste de Caimanes. Está compuesto por andesitas y dacitas, con abundantes niveles de brechas volcánicas e intercalaciones subordinadas de conglomerados y areniscas e incluso calizas lacustres. Su espesor es de aproximadamente 1.800 m.

Este miembro está caracterizado por un periodo de intenso volcanismo en el Cretácico Superior, donde las intercalaciones de sedimentitas son de naturaleza piroclástica, ubicándose los escasos niveles de ruditas rojas sobre las superficies de coladas denotando un origen muy local. Por otro lado, las escasas intercalaciones calcáreas demuestran la presencia de lagos efímeros.

#### **2.2.5. FORMACIÓN CONFLUENCIA**

Rivano y Sepúlveda (1986) proponen denominar Formación Confluencia a los depósitos continentales compuestos por gravas, arenas y limos semiconsolidados que engranan hacia el oeste con la Formación Coquimbo, con potencias que oscilan entre 50 a 100 m. Esta formación es de origen fluvio-aluvial, están expuestos en los valles principales y cubren a todas las unidades estratigráficas e intrusivas en el sector central y occidental de las hojas Illapel y Quillota-Portillo. En el área de estudio, esta unidad está ubicada en los cursos de los esteros Pupío y Tilama.

Un rasgo morfológico general es la presencia de superficies aterrazadas, desarrolladas con posterioridad a estos depósitos. Paskoff (1970) definió entre ellos cuatro niveles de terrazas relacionadas con los cambios glacio-eustáticos del nivel del mar ocurridos durante el Pleistoceno.



Por su engrane lateral con la Formación Coquimbo, expuesta más la norte, se le ha asignado una edad de Mio-Plioceno (Rivano y Sepúlveda, 1986).

## **2.2.6. SEDIMENTOS ALUVIALES Y COLUVIALES**

Corresponden a depósitos no consolidados, compuestos por gravas y ripios mal estratificados, y arenas y limos con buena estratificación. Los depósitos de colapso gravitacional son de escasa ocurrencia reconociéndose sólo en la Cordillera Principal.

Estos depósitos son del Cuaternario y están relacionados a los actuales cursos de agua (esteros Pupío y Tilama en el área de estudio).

## **2.3. ROCAS INTRUSIVAS**

### **2.3.1. SUPERUNIDAD MINCHA**

La Superunidad Mincha fue definida por Rivano y otros (1985) y constituye la franja más occidental de los intrusivos de la Hoja Illapel. Aflora con un ancho de 20 km, con una tendencia NS y forma parte del 80% de las planicies litorales y de la Cordillera de la Costa. Intruye a rocas metamórficas y sedimentarias del Paleozoico (Complejo Metamórfico del Choapa, Formación Arrayán y Formación Huentelauquén), a rocas sedimentarias triásicas (Formación El Quereo y Pichidangui) y jurásicas (Estratos Pupío).

Ha sido dividida en cuatro unidades ubicada en franjas progresivamente más jóvenes hacia el este: Millahue, Puerto Oscuro y Tranquila, de edad jurásica inferior a media y relacionadas con el volcanismo Triásico. Por otro lado, la Unidad Cavilolén de edad jurásica media a superior, aflora cerca del área de estudio y está asociada al volcanismo de Dogger-Malm. Además, Espiñeira (1989) ha propuesto elevar a la Unidad Cavilolén al rango de superunidad, separándola así de la Superunidad Mincha.

#### **2.3.1.1. Unidad Millahue**

Está compuesta por tres plutones mayores: Agua Fría, Quebrada el Boldo y Millahue, donde éste último es el cuerpo principal, con dimensiones de 32 km de largo por 10 km de ancho aproximadamente. En general, son rocas muy homogéneas que varían entre monzogranitos y sienogranitos hololeucocráticos a leucocráticos, están caracterizadas por su color rosado a

amarillo-rosáceo claro, debido a su alto contenido de feldespatos potásicos y bajo contenido en minerales máficos.

Según dataciones K-Ar de Munizaga (1972) y Munizaga y Charrier (1983, en Rivano y Sepúlveda, 1986) hechas en biotitas de esta unidad y una isócrona Rb-Sr realizadas también en biotitas (Brook y otros, 1986; Parada y otros, 1985) permiten establecer una edad de jurásico inferior para la Unidad Millahue. Esto coincide con edades estimadas para el inicio de volcanismo mesozoico (Formación Pichidangui y Formación Ajial) con el que comparte el carácter ácido.

#### 2.3.1.2. Unidad Puerto Oscuro

Constituye solo un cuerpo batolítico, nombrado Plutón Puerto Oscuro que se extiende desde Quebrada Agua Fría hasta el límite norte de la Hoja Illapel, continuando al norte de los 31° S con un ancho promedio de 8 km. Se caracteriza por la presencia de dioritas cuarcíferas de piroxeno y/o anfíbol, monzodioritas cuarcíferas de hiperstena y biotita y gabros de piroxeno y olivino, por poseer por su color gris-verdoso a gris oscuro debido a su abundante contenido de minerales máficos.

Edades K-Ar en biotitas de esta unidad hechas por Rivano y otros (1985), Munizaga (1972) y Munizaga y Charrier (1983, en Rivano y Sepúlveda, 1986) indican un intervalo entre 171 y 187 Ma, lo que correspondería al Jurásico Medio.

#### 2.3.1.3. Unidad Tranquila

Está representada por cuatro plutones: Conchalí, Quebrada Martinillo, Cerro El Olivo y Cerro Gualcalhue, donde este último intruye a la Unidad Puerto Oscuro. La Unidad Tranquila está compuesta exclusivamente por sienogranitos de biotita y piroxeno, leucocráticos a hololeucocráticos. Los escasos máficos presentes corresponden a cúmulos de biotita y cúmulos de piroxeno alterados a clorita y epidota.

La única edad obtenida corresponde a una isócrona Rb-Sr de  $203 \pm 15$  Ma (Brook y otros, 1985), lo que permite asignar una edad Jurásica Inferior a esta unidad y establecer una posible relación genética-temporal con la Unidad Millahue (Rivano y otros, 1985).

#### 2.3.1.4. Unidad Cavilolén

La Unidad Cavilolén se desarrolla a lo largo de toda la Hoja Illapel y está compuesta de cinco plutones mayores que ocupan una posición más oriental respecto de las otras unidades de la Superunidad Mincha. Estos plutones corresponden a: Cavilolén, Portezuelo Hondo, Hilita, Atelcura y Espíritu Santo. Están compuestos por granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda leucocráticas, las que se caracterizan por su color gris claro.

Esta unidad es la que cuenta con mayor cantidad de antecedentes radiométricos, hechos por Rivano y otros (1985), Munizaga (1972), Munizaga y Charrier (1983, en Rivano y Sepúlveda, 1991) y Munizaga y Vicente (1982). En su conjunto, estas dataciones K-Ar en biotitas ocupan un rango de 144 y 170 Ma, equivalente al Jurásico Medio-Superior.

#### 2.3.2. SUPERUNIDAD ILLAPEL

La Superunidad Illapel tiene una extensión areal importante en la Cordillera de la Costa entre los 31° y 32° S, alcanzando una dimensión superior a los 3.200 km<sup>2</sup> y donde sus tres plutones principales corresponden a Plutón Illapel-Caimanes, Plutón Llahuín y Plutón Quilitapia-El Durazno.

La mayor parte de sus afloramientos están alterados, meteorizados o cubiertos por suelo agrícola lo cual ha impedido llegar a una división interna de las unidades. Debido a esto, antiguamente la Superunidad Illapel ha sido separada por Rivano y otros (1985) en sólo dos unidades: Limáhuida y Chalinga.

Mediante dataciones K-Ar (Rivano y Sepúlveda, 1985; Munizaga, 1972) se han estimado valores de edades de 130-134 Ma para el borde occidental, de 96-113 Ma para la parte central y de 85 Ma para el borde oriental de la unidad (Cretácico inferior medio – Cretácico superior). Sin embargo, nuevas determinaciones U-Pb realizadas por Morata y otros (2006) en titanitas magmáticas acotaron dicho intervalo entre los 105,9±1,5 y los 97,7±0,5 Ma. Morata y otros (2010) mediante datos geocronológicos (U-Pb en circones) que oscilan entre 118-87 Ma, establece al menos cuatro diferentes pulsos magmáticos para el Complejo Plutónico Illapel, inicialmente definido como Superunidad Illapel. Estas cuatro diferentes unidades se disponen de manera elongada en dirección NS y corresponden, de oeste a este, a la Unidad Máfica (118,0±1,9 a 115,7±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). En general, este conjunto se asemeja a un típico grupo de TTG (tonalita-trondhjemita-granodiorita), según Parada y otros (1999). La Unidad Chalinga se correlacionaría con la Unidad Tonalítica por el este de la Formación Arqueros en el área de estudio y con la Unidad Máfica por el oeste, mientras que la Unidad Limáhuida se correlacionaría con la Unidad Trondhjemítica. Además, la edad de estas unidades son más jóvenes hacia el este, lo que evidencia una progresiva migración del arco en esta dirección entre los  $31^\circ$  y  $32^\circ$  S probablemente como consecuencia de un cambio en el marco tectónico regional.

#### 2.3.2.1. Unidad Chalinga

La Unidad Chalinga aflora en el área de estudio y constituye aproximadamente el 95% de la Superunidad Illapel. Incluye desde dioritas de anfíbol y piroxeno hasta sienogranito de hornblenda, pasando por tonalitas, granodioritas y monzodioritas. Intruye a las formaciones Arqueros, Quebrada Marquesa y al miembro inferior de la Formación Salamanca.

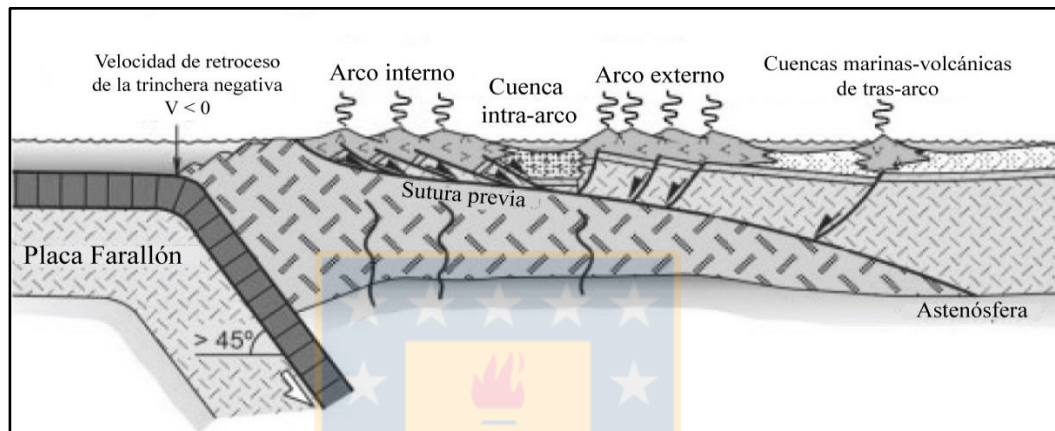
#### 2.3.2.2. Unidad Limáhuida

La Unidad Limáhuida corresponde al 5% de la Superunidad Illapel y aflora sólo en el Plutón Illapel. Forma una franja continua al norte y sur de Illapel en una posición central dentro de la Unidad Chalinga. Está formado por granodioritas hololeucocráticas y se presume que su edad es contemporánea a la etapa de consolidación magmática de la Unidad Chalinga, ya que no se han realizado dataciones radiométricas en esta unidad.

### 2.4. MARCO TECTÓNICO REGIONAL

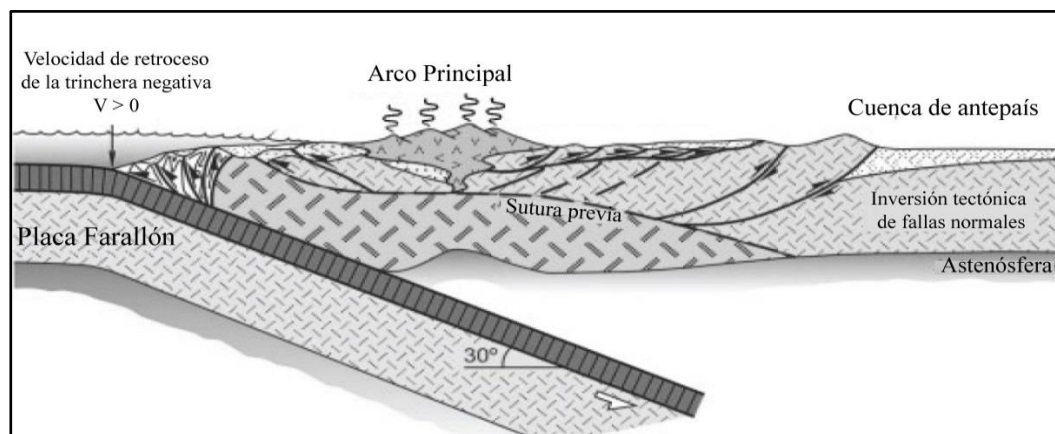
Durante el Cretácico Inferior, el régimen tectónico corresponde a una subducción de alto ángulo que generó una etapa extensional, con el arco magmático ubicado en la Cordillera de la Costa y la existencia de cuencas de intra-arco y tras-arco interconectadas entre sí (Figura 2.2). En este periodo, hay una gran acumulación volcánica, además de una posterior subsidencia y depositación de secuencias transgresivas sedimentarias en la Cordillera de la Costa. Evidencia de esto, son las formaciones volcano-sedimentarias Arqueros y Lo Prado de Chile Central, que alojan la mineralización típica de yacimientos tipo skarn en sus niveles calcáreos.

En el Neocomiano Superior la colmatación de la cuenca es producida por una gran producción volcánica representada por las formaciones Quebrada Marquesa y Veta Negra. A continuación, intruyen cuerpos plutónicos (Superunidad Illapel) inicialmente acotados a las edades del Aptiano-Albiano, pero determinaciones geocronológicas posteriores (Rivano y otros, 1985) postulan que esta edad puede extenderse desde el Valanginiano al Santoniano. Estos plutones liberarían los fluidos responsables de la formación de los depósitos tipo skarn en la Cordillera de la Costa.



**Figura 2.2:** Régimen extensional durante el Jurásico al Cretácico Inferior. Tomado de Ramos (2009).

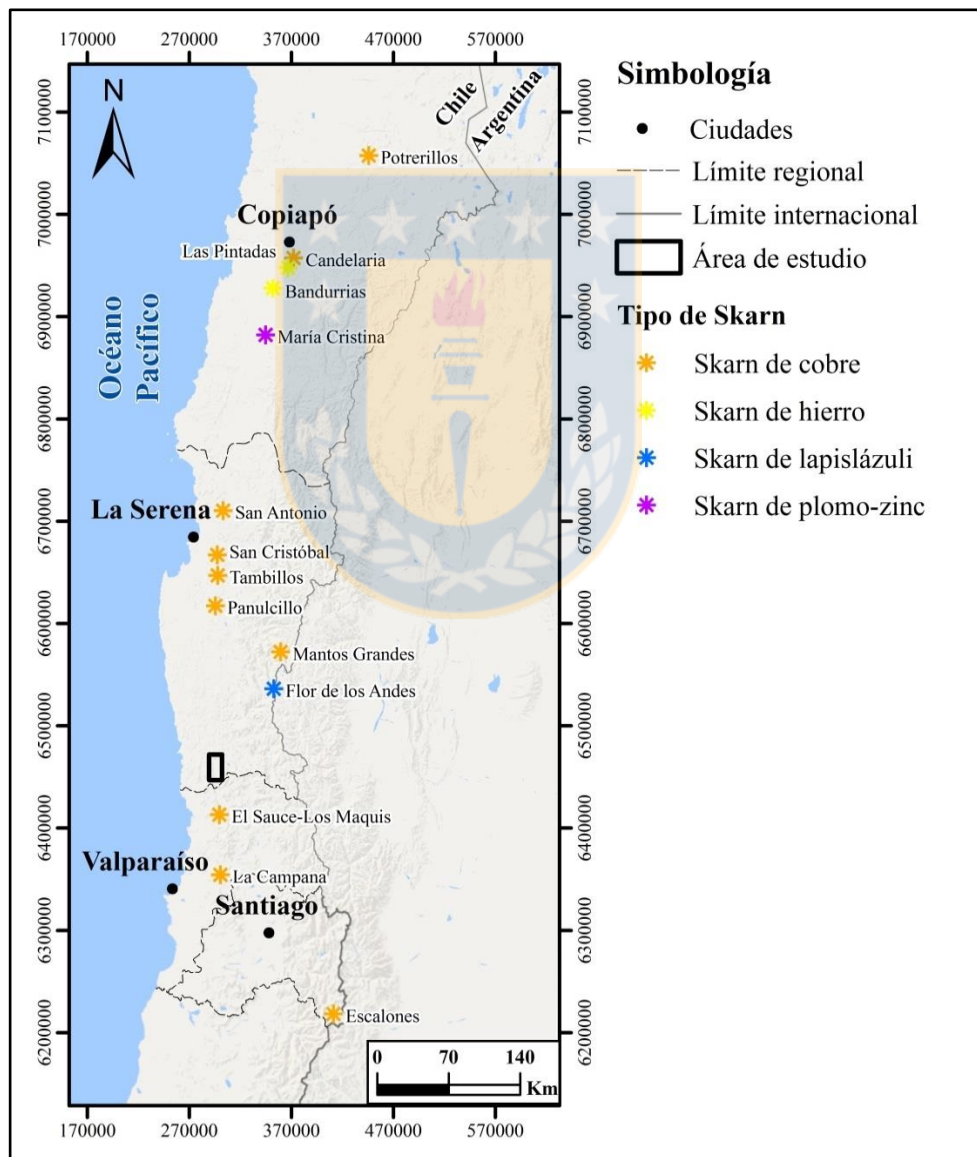
Finalmente, hacia el Cretácico superior ocurre un evento compresivo que cambia el régimen de subducción, de una subducción de alto ángulo a una subducción de bajo ángulo que provoca la migración progresiva del arco hacia el este, además de la deformación de las cuencas de trasarco (Figura 2.3).



**Figura 2.3:** Régimen compresional desde el Cretácico Superior. Tomado de Ramos (2009).

### 2.4.1. Marco metalogénico

En Chile, la mayor parte de los skarn son cupríferos y están alojados a lo largo de la Cordillera de la Costa (Figura 2.4), en secuencias calcáreas de formaciones volcano-sedimentarias del Cretácico Inferior (Neocomiano) que están genéticamente relacionados a la actividad ígnea del Cretácico. Este tipo de depósitos no tiene mucha importancia económica a nivel nacional, sin embargo, existen algunos yacimientos que han sido explotados, como los que pertenecen a la franja Panulcillo-Lambert y al distrito minero de Cabildo.



**Figura 2.4:** Distribución de los principales depósitos de skarn en el norte Chile.

La franja Panulcillo-Lambert está ubicada en la IV Región y abarca los depósitos tipo skarn de San Cristóbal, Tambillos y Panulcillo. Éstos se enmarcan en un conjunto de rocas andesíticas y sedimentarias, correspondientes a Estratos de Tamaya, Estratos del Reloj y Formación Arqueros del Cretácico Inferior. Esta secuencia está intruida por batolitos calcoalcalinos del Cretácico Superior, cuyas composiciones varían de monzonita a adamelita, con diques dioríticos y aplitas locales (Ardila y otros, 1991).

Por otro lado, el distrito minero Cabildo se ubica en la V Región, donde confluyen depósitos tipo manto (estratoligado) de cobre con plata subordinada, y depósito tipo skarn de cobre (Carrillo-Rosúa y otros, 2009). Estos últimos se emplazan en niveles calcáreos skarnificados de la Formación Lo Prado del Cretácico Inferior, que se encuentra intruida por stocks dioríticos a sienograníticos del albiano (Rivano y otros, 1993).

Además, en Cordillera de la Costa de la III Región destaca la presencia de skarn de hierro (Bandurrias, Manolete, Recompensa y Las Pintadas). Éstos se desarrollan en rocas calcáreas marinas skarnificadas del Grupo Chañarcillo de edad neocomiana (Segerstrom y Parker, 1959) y se asocian a intrusivos máficos a intermedios, de gabro a granodioritas con edades del Barreamiano al Cretácico Superior.

Otros depósitos tipo skarn únicos en Chile están ubicados en la Cordillera de los Andes y corresponden Flor de los Andes y El Toqui. El yacimiento Flor de los Andes corresponde a un skarn de lapislázuli en la IV Región que se desarrolla en calizas neocomianas de la Formación Tascadero. Ésta ha sido afectada por la intrusión de un plutón monzogranítico de la Unidad Río Las Cuevas del Oligoceno (Cuitiño, 1986). Por otro lado, El Toqui se ubica en la XI Región y corresponde a un skarn de altas leyes de zinc, además de plomo y oro subordinados. Se emplaza en rocas calcáreas coquinoideas pertenecientes a la Formación Toqui del Cretácico Inferior. Esta unidad fue afectada por pórfidos riolíticos de composición cuarzo-feldespática que generaron el proceso de skarnización (Wellmer y otros, 1983).

#### **2.4.2. Geología estructural**

Para Rivano y Sepúlveda (1986) existen tres grandes dominios en la Hoja de Illapel separados por límites geomorfológicos-geológicos. Éstos corresponden al Dominio Costero, Dominio Central y Dominio Cordillerano.

El área de estudio se ubica dentro del Dominio Central, caracterizado por la existencia de un estilo de plegamiento suave y amplio de varios centenares de metros o de kilómetros de radio de curvatura, lo que genera relieves monoclinales inclinados tanto hacia el oeste como al este. Particularmente, esto ocurre en la Formación Arqueros, en el sector de Caimanes-Pupío, en donde la franja volcano-sedimentaria aparece como un *roof pendant* en la Superunidad Illapel, con un manteo casi vertical ( $85^\circ$  hacia el oeste).

#### 2.4.2.1. Fallas

En la figura 2.1 es posible observar que a nivel regional existen una serie de fallas y lineamientos reconocidos a partir de la fotogeología. Para Rivano y Sepúlveda (1986), estas estructuras son generalmente subverticales a verticales y muestran sistemas de orientación bien definidos:

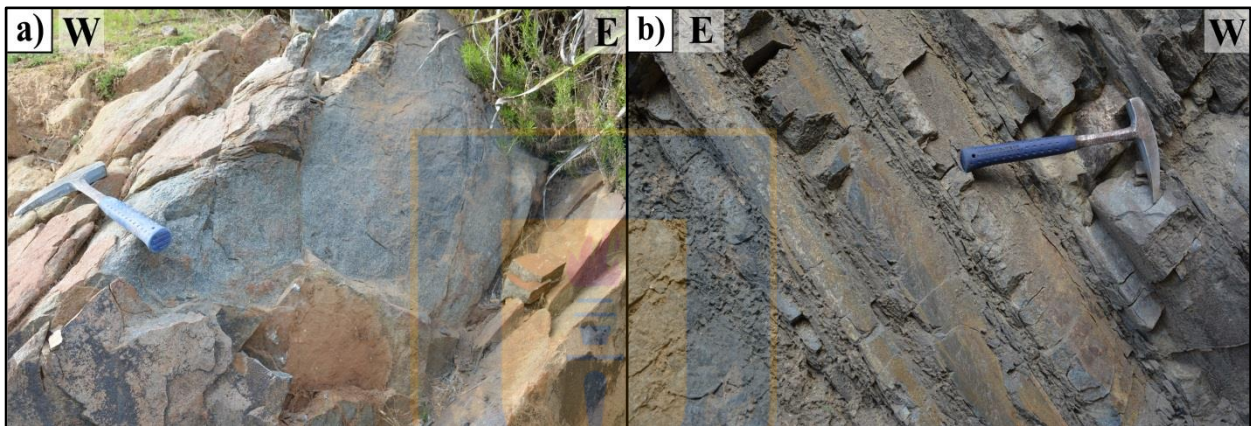
- Sistemas de fallas NS a NNW-SSE: dentro del área de estudio, destaca la Falla de Pupío (Rivano y Sepúlveda, 1985) que alcanza una extensión de 20 km aproximadamente y que presenta el bloque occidental descendido con respecto al bloque oriental. Además, pone regionalmente en contacto a la Formación Arqueros con la Formación Salamanca y a la Unidad Chalinga con la Formación Arqueros por el oeste.
- Sistemas de fallas NNE-SSW a NE-SW: este sistema está mejor desarrollado al sur del dominio costero (Falla Millahue) y en el sector norte del dominio central (Falla Tulahuén). En ambos casos el bloque alzado es el oriental.
- Sistemas de fallas NWW-SEE: las fallas NWW-SEE afectan principalmente a la Formación Arqueros, evidenciado por el desplazamiento dextral y sinistral de la franja de calizas. Corresponden a fallas principalmente con un componente normal, subparalelas entre sí y de corto trayecto. Los planos de fallas son generalmente verticales a subverticales, debido al estado de desarrollo de las estructuras, resulta complejo determinar la presencia de estrías de falla e indicadores cinemáticos.



### 3. DESCRIPCIÓN DEL DEPÓSITO

#### 3.1. GENERALIDADES

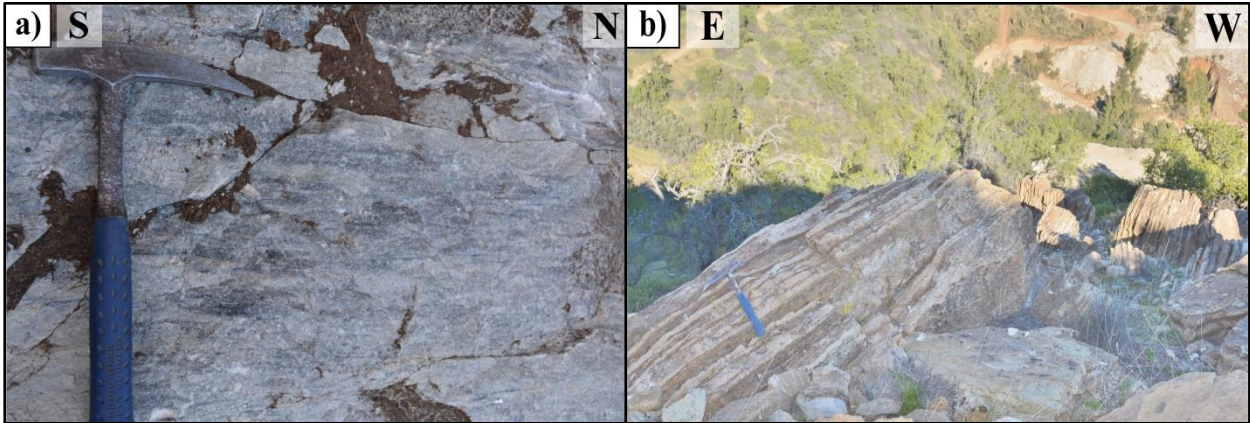
El depósito tipo skarn del distrito Caimanes se desarrolla a lo largo de un cordón montañoso que se extiende desde 3 km al norte de la quebrada del Estero Pupío hasta 5 km al norte de la quebrada del Río Quilimarí. En esta área, aflora la secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Arqueros del Cretácico Inferior, que está compuesta principalmente de lavas andesíticas (Figura 3.1a) que en algunos sectores se observa intercalada con finas capas areniscas (Figura 3.1b) con rumbo N-S aproximadamente y manteo variable entre 60° a 80° hacia el oeste.



**Figura 3.1:** a) Afloramiento de andesitas porfídicas al oeste de Mina Capagato; b) Intercalación de andesitas porfídicas con finas capas de areniscas en Fundo Aranda.

En la parte media de esta secuencia volcano-sedimentaria, aflora de forma alargada en dirección NS y manteo sub-vertical hacia el oeste, el nivel cálcereo de la Formación Arqueros compuesto por calizas metamorfozadas (Figura 3.2a). Este se desarrolla a lo largo de 16 km aproximadamente, no obstante, su continuidad se ve interrumpida por una serie de fallas transcurrentes con disposición NW-SE, de sentido tanto dextral como sinistral.

En terreno, el mármol es cristalino, de coloración gris y poseen un aspecto bandeado subvertical que sobresale del relieve, constituyendo la cima y ladera oriental del cordón montañoso (Figura 3.2b). Esta litología corresponde al principal protolito del skarn y principal roca hospedante de la mineralización metálica. Sin embargo, la ocurrencia de granates en meta-andesitas y en rocas córneas, además de la depositación de mineralización metálica en estas rocas, evidencia que el proceso de skarnificación y la circulación de fluidos mineralizantes se extienden algunos metros hacia las litologías colindantes.



**Figura 3.2:** a) Mármol de color gris que corresponden al nivel calcáreo de Formación Arqueros en Fundo Aranda; b) Afloramiento de mármol con aspecto bandeado en la cima del cordón montañoso en Mina Tres Chepas.

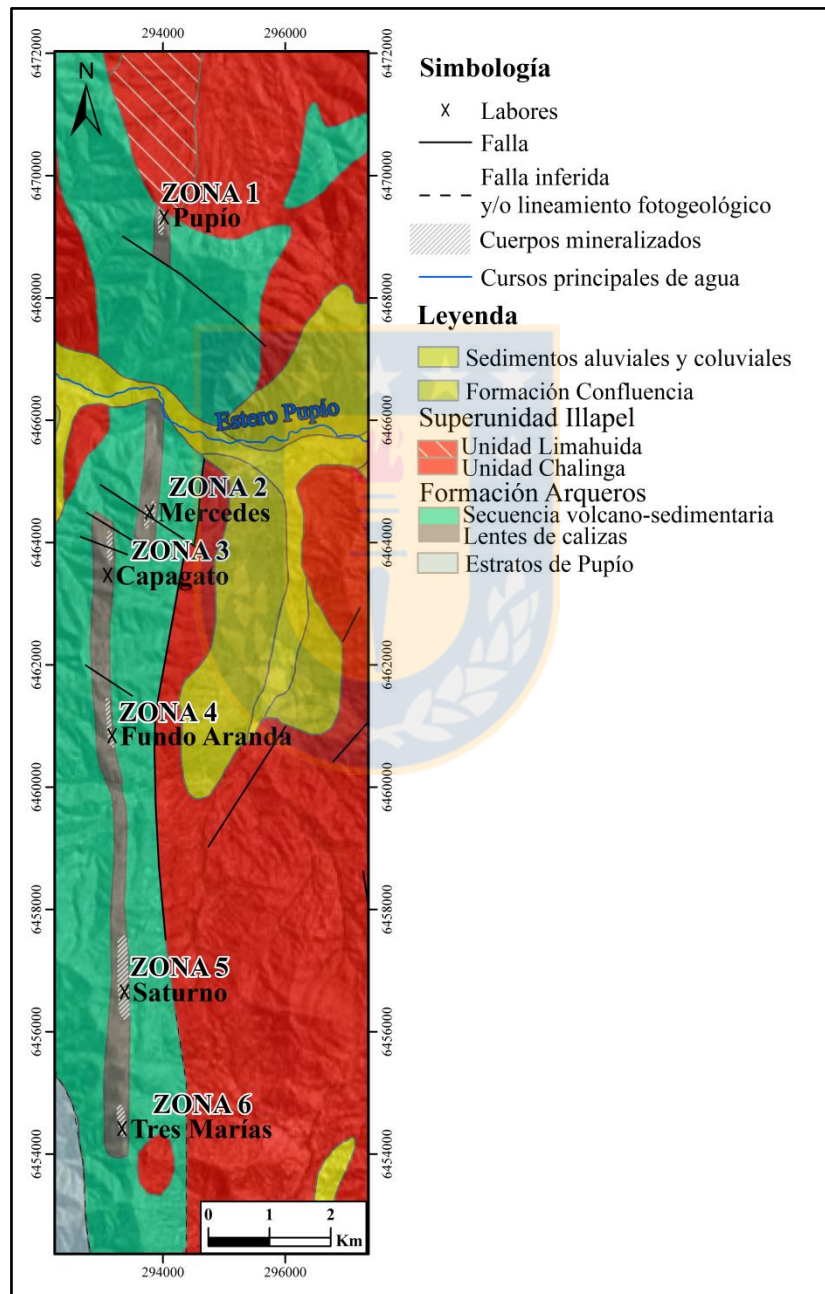
Las unidades litológicas anteriormente mencionadas están intruidas por el complejo intrusivo denominado Superunidad Illapel de edad cretácica, que estaría vinculado al metamorfismo de contacto y posterior metasomatismo, y que permitió la formación del mármol y del skarn a partir de las calizas. La Superunidad Illapel está compuesta de granodioritas, tonalitas y monzodioritas cuarcíferas. Está dividida en la Unidad Chalinga que constituye gran parte del área, mientras que la Unidad Limahuida aflora como una franja continua al norte de la Formación Arqueros. Estas rocas intrusivas contienen enclaves (Figura 3.3a) de composición diorítica cuarcífera y están cortados por diques microdioríticos (Figura 3.3b).



**Figura 3.3:** a) Enclaves de composición diorítica cuarcífera en Superunidad Illapel; b) Dique microdiorítico cortando a Superunidad Illapel.

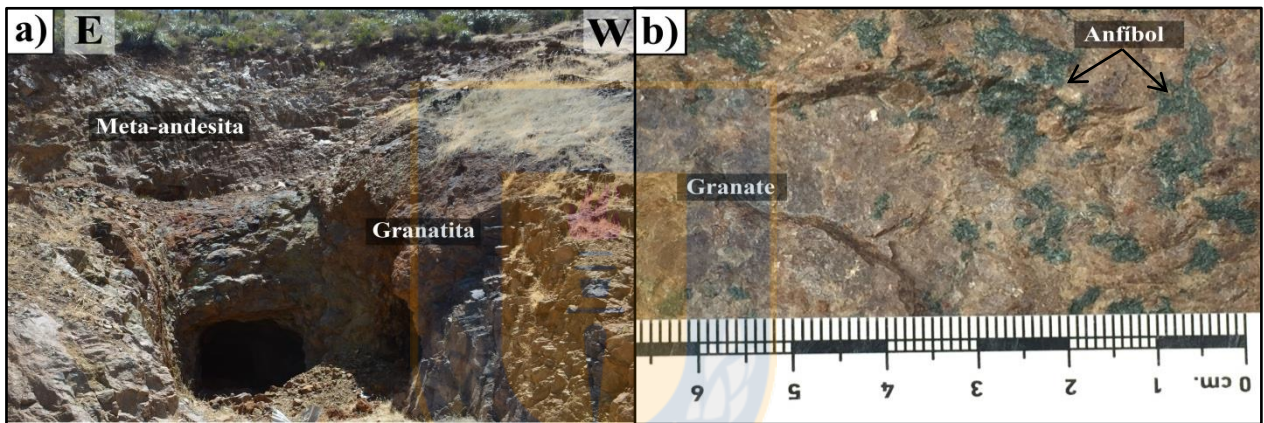
### 3.2. ZONAS ESTUDIADAS

Numerosas labores pertenecientes a la pequeña minería permiten reconocer al menos seis zonas mineralizadas a lo largo de esta franja skarnificada, como se observa en la figura 3.4. De norte a sur, éstas corresponden a: Zona 1 (Pupío), Zona 2 (Mercedes), Zona 3 (Capagato), Zona 4 (Aranda), Zona 5 (Saturno), Zona 6 (Tres Marías-Tres Chepas).



**Figura 3.4:** Mapa del área de estudio con su geología y cuerpos mineralizados.

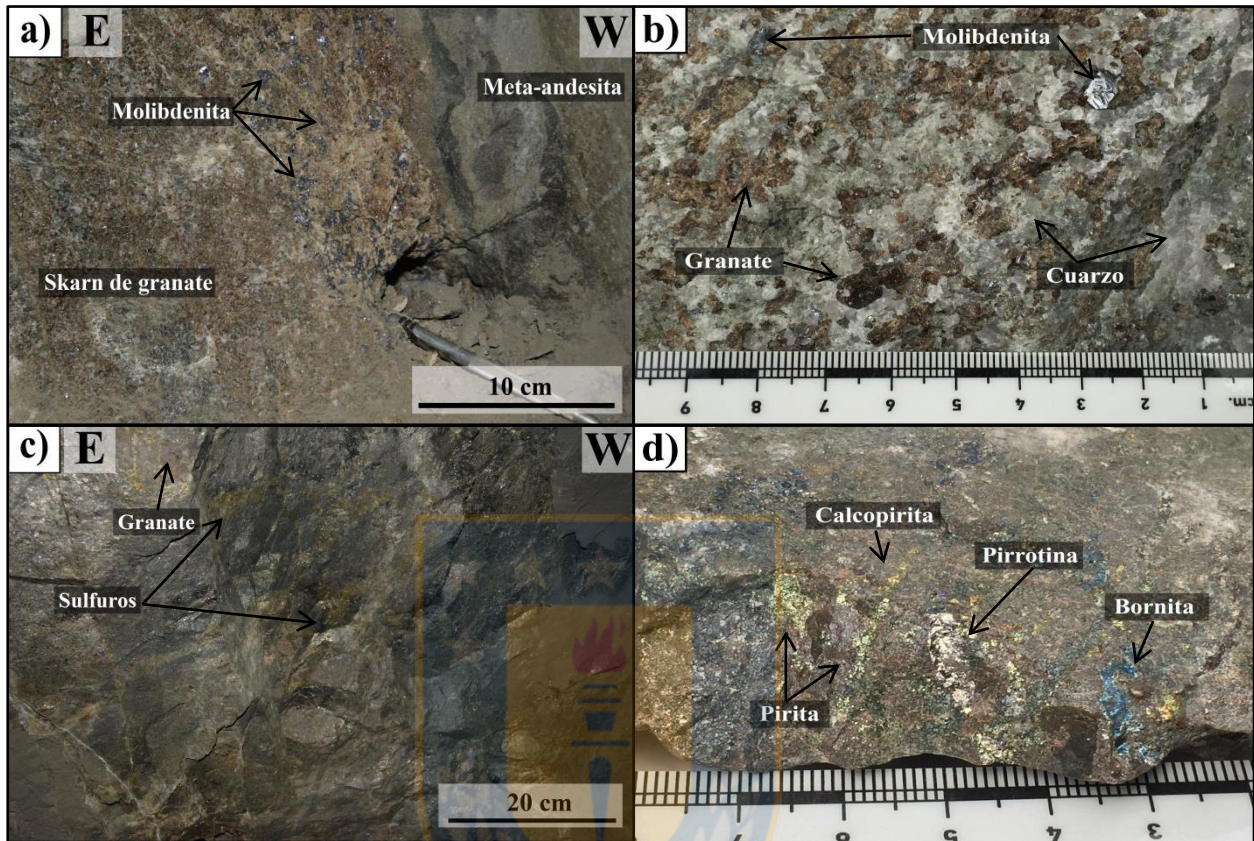
En la Zona 1 (Pupío) existen dos labores orientadas en dirección norte y sur, siguiendo la dirección del cuerpo mineralizado. Éste se desarrolla con forma irregular en granatitas, que están en contacto con meta-andesitas granatíferas (Figura 3.5a) y cercana al intrusivo Unidad Limahuida. En la figura 3.5b se puede observar que los granates son de color marrón rojizo y ocurren de manera masiva, mientras que la ausencia de clinopiroxenos se debe a que éstos han sido completamente reemplazados por anfíboles y cloritas en menor medida. Otros minerales presentes de manera subordinada en las granatitas corresponden a cuarzo y calcita. La mineralogía metálica se desarrolla principalmente en las granatitas de forma diseminada y está compuesta por calcopirita, bornita, pirita, calcosina, covelina, magnetita, hematita y escasos oxidados de cobre. Las labores subterráneas de esta zona están actualmente abandonadas.



**Figura 3.5:** a) Labor abandonada en Zona Pupío, afloran meta-andesitas en contacto difuso con granatitas; b) Detalle de granatitas en Zona Pupío.

La Zona 2 (Mercedes), o también conocida como La Dura, tiene como litología principal un skarn de granate que limita al oeste con meta-andesitas granatíferas (Figura 3.6a) y al este con córneas granatíferas. El protolito original del skarn está totalmente obliterado y reemplazado a simple vista por abundante cuarzo y granates euhedrales de color marrón oscuro (Figura 3.6b) además de algunos clinopiroxenos y anfíboles de menor tamaño. También se han identificado en menores proporciones calcita, clorita y epidota. Dentro de las labores de esta zona, se puede observar que la mineralización metálica está diseminada a lo largo de vetas que se hacen más angostas conforme aumenta la altura topográfica. Destaca la veta principal que se desarrolla en el skarn de granate, la cual contiene una abundante concentración de molibdenita y que alcanza leyes del 2%, con scheelita y calcopirita subordinadas. Además, existe una segunda veta con abundante mineralización de sulfuros de cobre y hierro diseminada en las meta-andesitas

granatíferas (Figura 3.6c y d). Estos sulfuros corresponden principalmente a pirrotina y calcopirita, seguido de pirita, bornita, magnetita, hematita, calcosina y covelina.

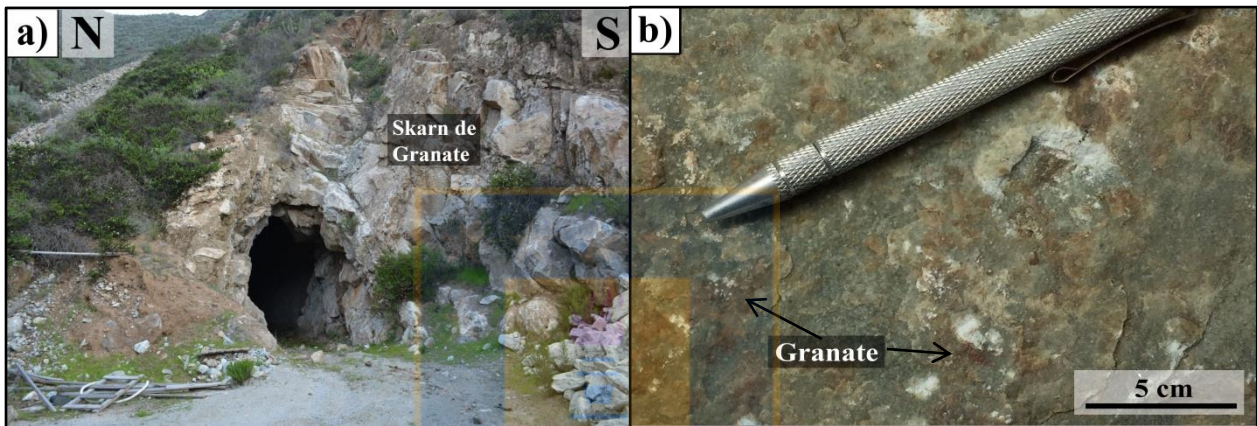


**Figura 3.6:** a) Skarn de granate con molibdenita diseminada y en contacto con meta-andesita al interior de mina Mercedes; b) Detalle de skarn de granate de mina Mercedes; c) Meta-andesita al interior de mina Mercedes con mineralización diseminada de sulfuros de hierro y cobre; d) Detalle de meta-andesita granatífera con pirita, calcopirita, pirrotina y bornita diseminada.

A partir del estudio de sondajes, Vallete, 2015 (en Vallete, 2017) postula que existen cuatro vetas de orientación NS y con  $74^\circ$  de manto en la mina Mercedes. Las dos primeras (denominadas veta uno y dos) con predominancia en sulfuros y óxidos de hierro (principalmente pirrotina), la veta tres con abundante calcopirita y molibdeno subordinado, mientras que la veta cuatro contiene abundante molibdeno. Además, Vallete (2017) ha identificado mediante análisis químico ICP (*Inductively Coupled Plasma*) realizados en sondajes del depósito, concentraciones anómalas de wolframio y renio, y contenidos relativamente bajos de plata.

La Zona 3, comúnmente llamada Capagato, está ubicada a aproximadamente 1 km al suroeste de la Zona 2. Si bien la mina Capagato no pudo ser visitada por problemas de acceso, se obtuvieron

muestras de afloramientos cercanos a esta labor. Éstos se caracterizan por la presencia de skarn de granate (Figura 3.7a) en contacto con andesitas. El skarn de granate (Figura 3.7b) está compuesto por granate de color pardo, calcita, clinopiroxeno, wollastonita, anortita, vesuvianita y epídota subordinada. La mineralización metálica se presenta diseminada en el skarn de granate y corresponde principalmente a calcopirita, blenda, pirrotina y pirita. Herrera (2001) ha identificado bornita y oxidados de cobre en la mina Capagato, mientras que Vallete (2017), además de los minerales ya mencionados, reconoce galena, molibdenita y ha detectado concentraciones anómalas de plata, telurio, renio y cadmio en esta zona.

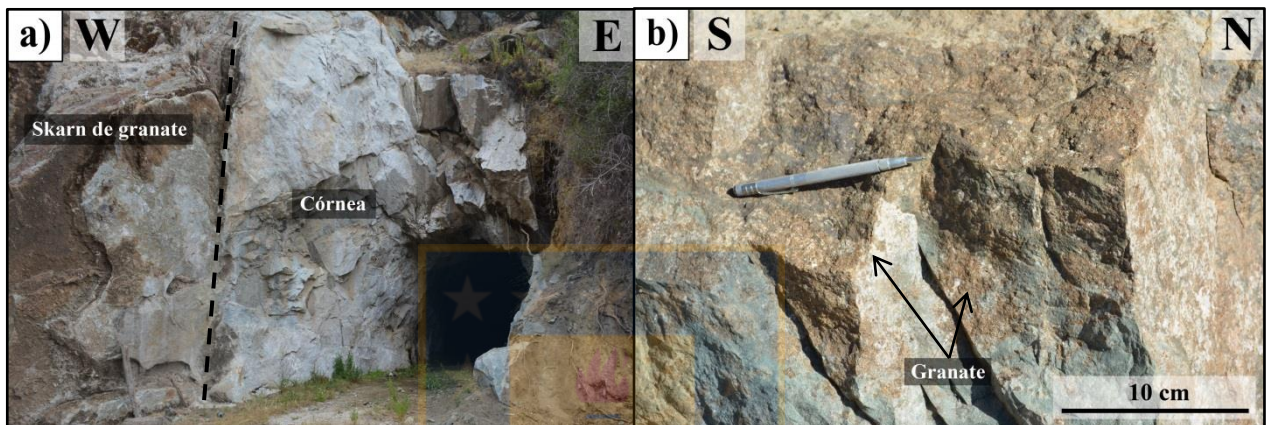


**Figura 3.7:** a) Labor donde aflora el skarn de granate en la Zona 3; b) Detalle skarn de granate.

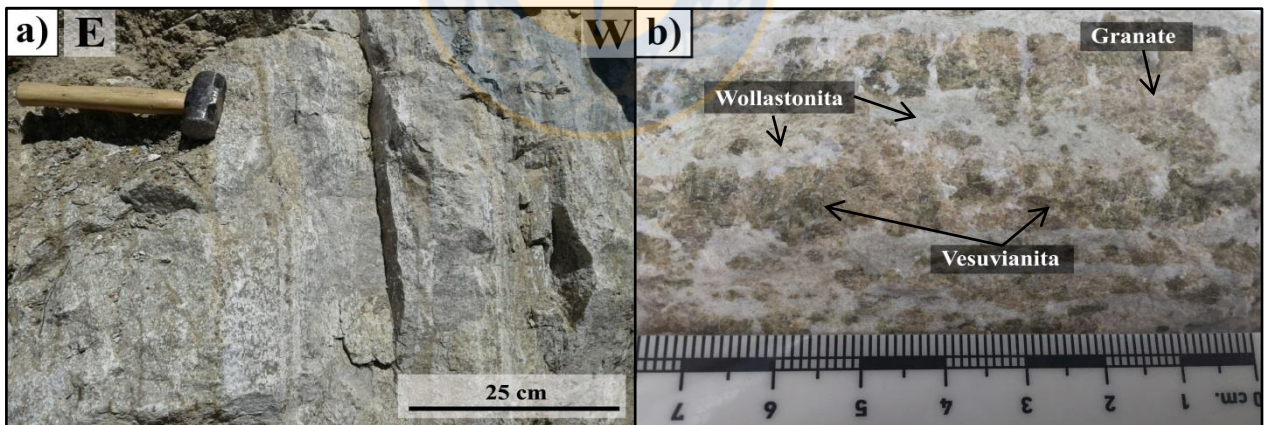
La Zona 4 es parte del Fundo Aranda, donde hay una serie de afloramientos y socavones que exhiben parte del skarn. En este sector domina el skarn de granate, que está en contacto con córneas granatíferas (Figura 3.8a) por el este y andesitas por el oeste. El skarn está compuesto principalmente de granate (Figura 3.8b) en tonos pardos similares a los granates de la Zona 3, además de clinopiroxenos, wollastonita, vesuvianita, calcita, cuarzo, epídota y localmente zeolitas. Por otro lado, la mineralización metálica está principalmente diseminada en el skarn de granate y se extiende algunos metros hacia las córneas. La mineralogía metálica está compuesta de calcopirita, bornita, pirita, blenda y hematita en menor medida, además de escasos oxidados de cobre.

La Zona 5, o también llamada Saturno, está compuesta por una serie de labores que exponen el depósito skarn en contacto con andesitas tanto al este como al oeste de la franja calcárea skarnificada. En esta área, hay predominancia de skarn de piroxeno por sobre skarn de granate, donde este último está ubicado hacia cotas inferiores. El skarn de piroxeno tiene un aspecto

bandeado en dirección N-S (Figura 3.9a y b) y está compuesto de clinopiroxenos, wollastonitas, vesuvianitas, granates color pardo claro, calcita, y apatito. Por otro lado, el skarn de granate posee estos mismos minerales pero con mayor proporción de granate en tonos pardo oscuro y de mayor tamaño. La mineralización metálica ocurre de manera diseminada en ambos tipo de skarn y corresponde a calcopirita, pirita, calcosina, covelina, bornita, blenda, hematita y pirrotina, además de oxidados de cobre. Herrera (2001) también ha registrado la presencia de galena en esta zona.



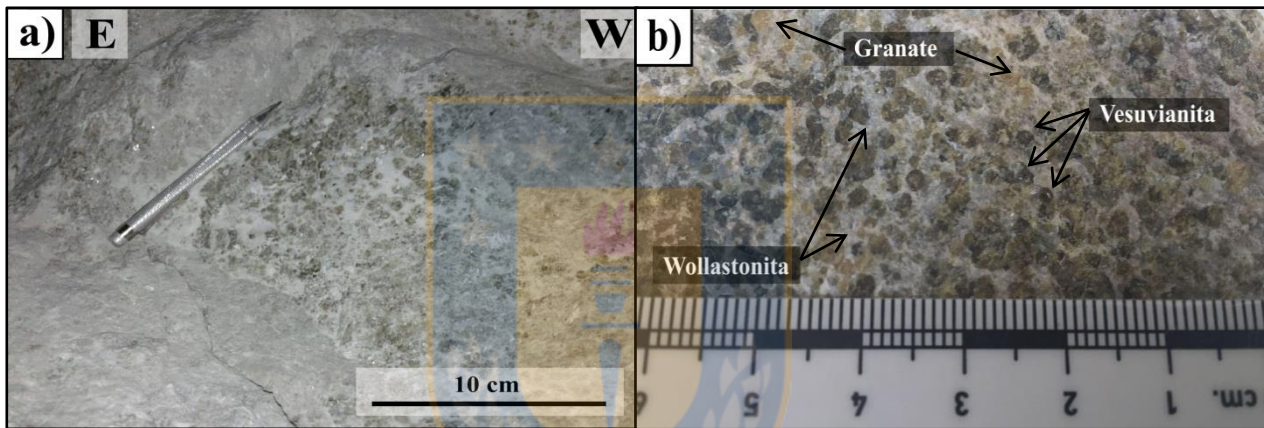
**Figura 3.8:** a) Labor en Fundo Aranda, donde se observa el contacto entre córnea y skarn de granate; b) Detalle de skarn de granate.



**Figura 3.9:** a) Afloramiento de skarn de piroxeno en Mina Saturno con aspecto bandeado; b) Detalle skarn de piroxeno con abundante wollastonita, vesuvianita y granate subordinado.

Finalmente, la Zona 6 conocida como Tres Marías-Tres Chepas (o El Durazno) consiste en skarn de granate y de piroxeno, limitados por andesitas por el oeste y córneas granatíferas por el este. El skarn de granate está compuesto de granates color pardo oscuro, clinopiroxeno, wollastonita, vesuvianita, calcita y cuarzo. Por otro lado, el skarn de piroxeno (Figura 3.10a), ubicado hacia

cotas superiores, está compuesto por estos mismos minerales pero con cantidades de wollastonita y vesuvianitas considerablemente mayores que el granate, donde éste se presenta de un color pardo-amarillento y de menor tamaño (Figura 3.10b). La mena principal de esta zona es el cobre, debido a que la mineralización metálica consiste principalmente en calcopirita y bornita, seguido de pirita, blenda, calcosina y covelina. Galay (1973) postula que en este sector existen cuatros cuerpos lentiformes mineralizados, que tienen leyes cercanas al 2% de cobre insoluble y 2 gr/ton de oro, además de indicios de scheelita y molibdenita en esta zona. Asimismo, Michea (2010) revela la mineralización de oro visible en corte transparente, mientras que Vallete (2017) indica que existe presencia de molibdenita, aunque en bajas concentraciones, y valores anómalos de telurio y de plata (asociada a bornita).



**Figura 3.10:** a) Skarn de piroxeno al interior de Mina Tres Chepas; b) Detalle de skarn de piroxeno, con abundante vesuvianita y wollastonita.

En general, todas las zonas mencionadas desarrollan una gran variedad de mineralogía prógrada, retrógrada y de mena, como se observa de manera resumida en la tabla 3.1. La alteración prógrada es pervasiva en todas las zonas y consiste principalmente en granate, clinopiroxeno, wollastonita, vesuvianita y anortita en menor proporción. Por otro lado, la alteración retrógrada es incipiente e incluso ausente en algunas zonas, pero es más notoria en las Zonas 1 y 2. Esta alteración consiste en anfíbol, epidota, calcita, cuarzo y clorita. Del mismo modo, hay un escaso desarrollo de oxidados de cobre, donde destaca principalmente la crisocola. En cuanto a la mineralización metálica, llama la atención la alta concentración de bornita-calcopirita en la Zona 6, y de molibdenita con scheelita subordinada en la Zona 2. El control de la mineralización metálica es preferentemente litológico, ya que ésta se emplaza a lo largo de la franja calcárea skarnificada y se extiende algunos metros hacia las rocas córneas y meta-andesitas colindantes, por lo que además la mineralización se ve favorecida por el contacto entre estas litologías.



**Tabla 3.1:** Cuadro resumen de las zonas estudiadas con su respectiva litología, mineralogía y mena principal.

Zonas	Litología	Mineralogía Prógrada	Mineralogía Retrógrada	Mineralogía Metálica
<b>Zona 1</b>	Granatita	Granate >> Apatito	Anfibol > Cuarzo > Clorita	Calcopirita > Pirita > Bornita > Calcosina - Covelina > Magnetita > Hematita > Oxidados de cobre
<b>Zona 2</b>	Skarn de granate	Granate > Clinopiroxeno >> Apatito >> Titanita	Cuarzo >> Anfíbol > Calcita > Clorita > Epidota	Molibdenita > Calcopirita > Pirrotina - Scheelita > Bornita > Pirita > Magnetita-Hematita > Blenda Anomalías de wolframio, renio y plata. ****
<b>Zona 3</b>	Skarn de granate	Granate > Clinopiroxeno > Wollastonita > Anortita > Vesuvianita > Apatito	Epidota	Calcopirita > Pirita > Blenda > Pirrotina. Galena, molibdenita y concentraciones anómalas de plata, teluro, renio y cadmio. **** Bornita y oxidados de cobre. **
<b>Zona 4</b>	Skarn de granate	Granate > Clinopiroxeno > Wollastonita > Vesuvianita	Cuarzo > Zeolita > Epidota	Pirita > Calcopirita > Blenda > Bornita > Hematita > Oxidados de cobre
<b>Zona 5</b>	Skarn de granate	Granate > Vesuvianita > Clinopiroxeno > Wollastonita > Apatito	Calcita	Calcopirita > Pirrotina > Hematita Galena.**
	Skarn de piroxeno	Clinopiroxeno - Wollastonita > Vesuvianita > Granate > Apatito	-	Pirita-Calcopirita > Bornita > Blenda > Calcosina - Covelina
<b>Zona 6</b>	Skarn de granate	Granate > Clinopiroxeno > Wollastonita > Vesuvianita > Apatito	Cuarzo	Calcopirita > Pirita Scheelita y molibdenita* Oro*** Molibdenita y valores anómalos de teluro y plata****
	Skarn de piroxeno	Vesuvianita > Wollastonita > Clinopiroxeno > Granate > Apatito	-	Calcopirita - Bornita > Pirita > Calcosina - Covelina > Blenda

\* Galay (1973).

\*\* Herrera (2001)

\*\*\* Michea (2010)

\*\*\*\* Vallete (2017)

## 4. PETROGRAFÍA

### 4.1. GENERALIDADES

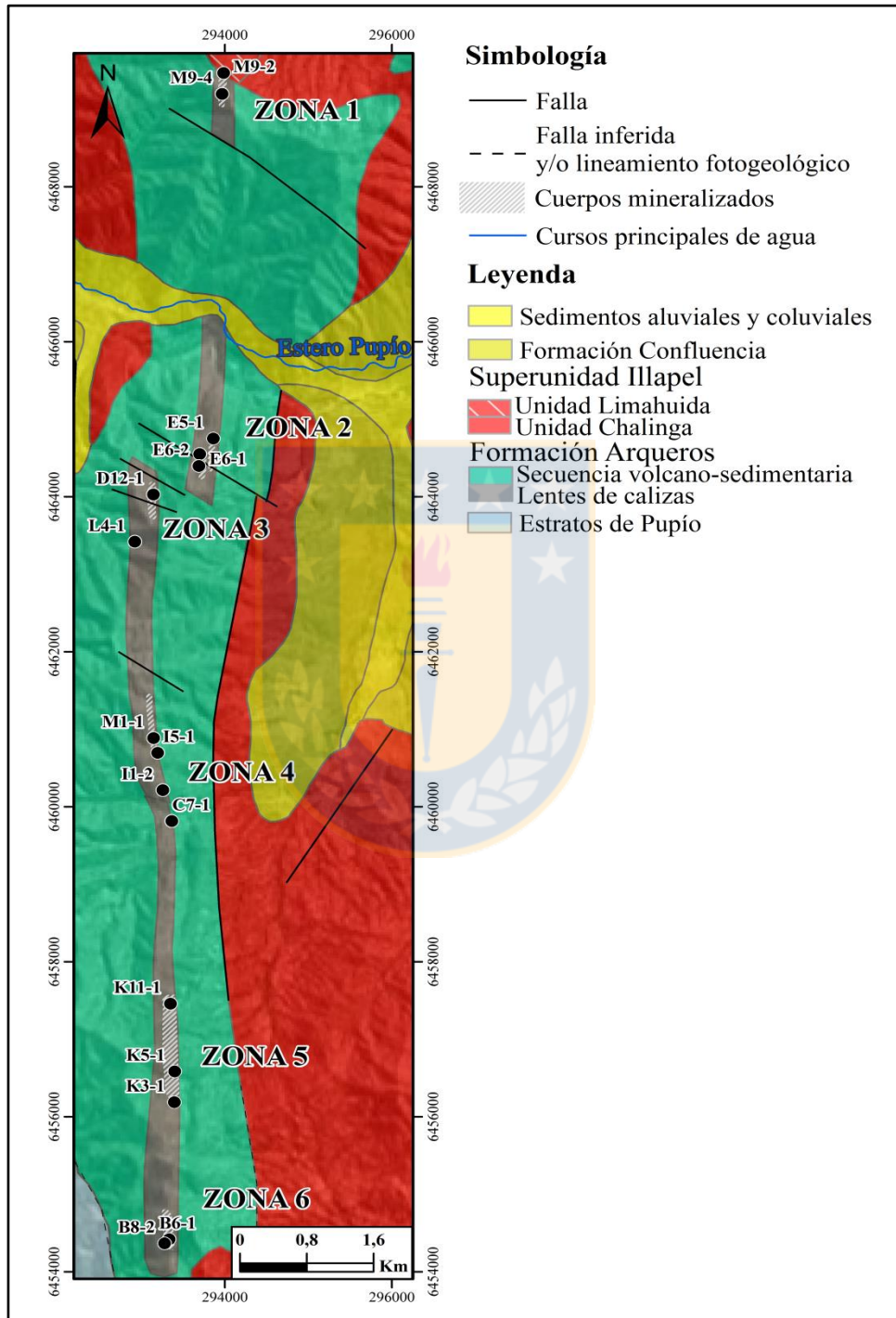
En este capítulo se realizan las descripciones petrográficas de cada una de las unidades observadas en el distrito minero Caimanes, incluidas las rocas intrusivas y volcano-sedimentarias de manera macroscópica.

Según San Martín (2017) las rocas intrusivas del área de estudio que pertenecen a la Superunidad Illapel tienen composiciones que comprenden granodioritas, tonalitas, y monzodioritas cuarcíferas. Poseen textura fanerítica media a fina y están constituidas de cuarzo, plagioclasa (alteradas a sericita), ortoclasa (alterada a arcilla), anfíbol (alterado a clorita y epidota) y biotita en distintas proporciones, además de esfeno y apatito como minerales accesorios. Las rocas intrusivas contienen enclaves de composición diorítica cuarcífera y también están cortadas por diques de composición diorítica.

La secuencia volcano-sedimentaria pertenece a la Formación Arqueros y está constituida por andesitas, meta-andesitas granatíferas, areniscas y córneas granatíferas, además del nivel calcáreo skarnificado. Las andesitas son la litología dominante en el área, son de color negro y tienen textura afanítica y porfídica, aunque Vallete (2017) también ha identificado la presencia de ocoítas, particularmente en la Mina Capagato. Las andesitas porfídicas tienen entre 5 a 30% de fenocristales de plagioclasa, con tamaño promedio de 0,7 mm, y en algunos casos se pueden observar fenocristales de piroxenos en menores proporciones y de menor tamaño. En sectores cercanos al skarn, afloran meta-andesitas granatíferas, donde los granates son de color pardo oscuro y no superan los 2 mm. También se ha observado alteración pervasiva a anfíbol, intensa silicificación y diseminación de mineralización metálica, principalmente de pirita y calcopirita. Por otro lado, las areniscas son menos abundantes, poseen un manto hacia el oeste, son de color gris, textura fina y de buena selección.

A continuación se describen de manera macro y microscópica las principales litologías estudiadas en este trabajo que han sufrido metamorfismo y metasomatismo a lo largo del distrito Caimanes. Esto último con el fin de detallar la mineralogía de alteración, texturas y asociaciones paragenéticas presentes para un mejor entendimiento de los procesos que dieron origen a este tipo de rocas. La ubicación de las muestras estudiadas están indicadas en la figura 4.1 y sus

respectivas litologías e información geográfica se encuentran en la tabla 4.1. La descripción más detallada de cada corte transparente-pulido se puede consultar en el Anexo A de descripción microscópica.



**Figura 4.1:** Mapa geológico del área de estudio con la distribución de las muestras estudiadas en este trabajo.

**Tabla 4.1:** Información geográfica de las muestras a las que se les realizó corte transparente-pulido.

Zonas	Muestra	Litología	Cota (m)	Coordenadas (WGS 1984)
Zona 1	M9-2	Granatita	1.003	6.469.466 m N / 293.986 m E
	M9-4	Granatita	1.014	6.469.122 m N / 293.985 m E
Zona 2	E5-1	Córnea granatífera	580	6.464.570 m N / 294.002 m E
	E6-1	Skarn de granate	604	6.464.562 m N / 293.831 m E
	E6-2	Skarn de granate	663	6.464.493 m N / 293.742 m E
Zona 3	D12-1	Skarn de granate	761	6.464.048 m N / 293.169 m E
	L4-1	Skarn de granate	798	6.463.416 m N / 292.892 m E
Zona 4	M1-1	Córnea granatífera	763	6.460.890 m N / 293.147 m E
	I1-2	Skarn de granate	793	6.460.217 m N / 293.252 m E
	I5-1	Skarn de granate	858	6.460.690 m N / 293.191 m E
	C7-1	Mármol	700	6.459.813 m N / 293.365 m E
Zona 5	K3-1	Skarn de piroxeno	1.047	6.456.211 m N / 293.428 m E
	K5-1	Skarn de piroxeno	1.014	6.456.448 m N / 293.369 m E
	K11-1	Skarn de granate	971	6.457.446 m N / 293.359 m E
Zona 6	B6-1	Skarn de piroxeno	1.064	6.454.431 m N / 293.310 m E
	B8-1	Skarn de granate	1.038	6.454.392 m N / 293.260 m E

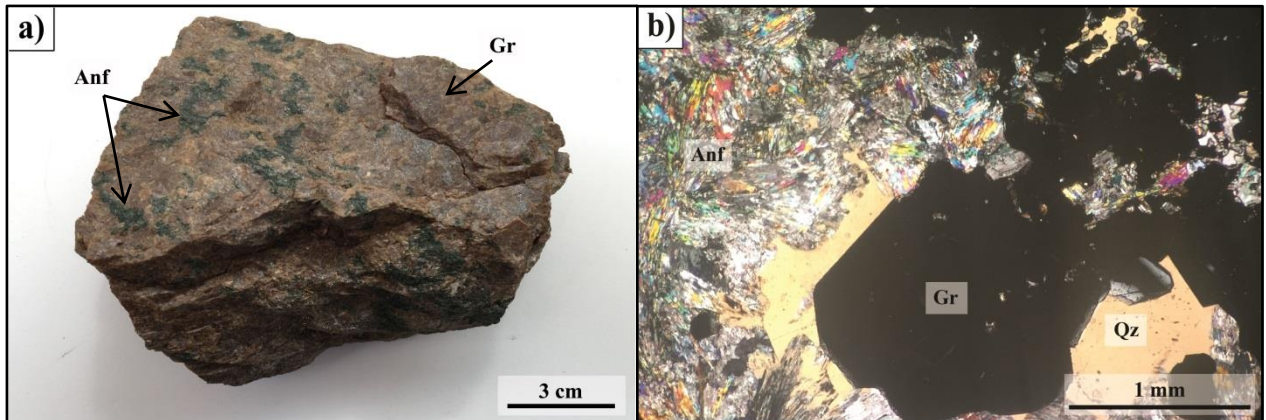
## 4.2. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

### 4.2.1. Granatitas

Las granatitas (Figura 4.2a) afloran en la Zona 1, al norte del área de estudio. Esta unidad está compuesta por granate masivo de color marrón con tono rojizo que oblitera el protolito original de la roca, además de anfíbol de coloración verde-oscuro y cristales aislados de cuarzo.

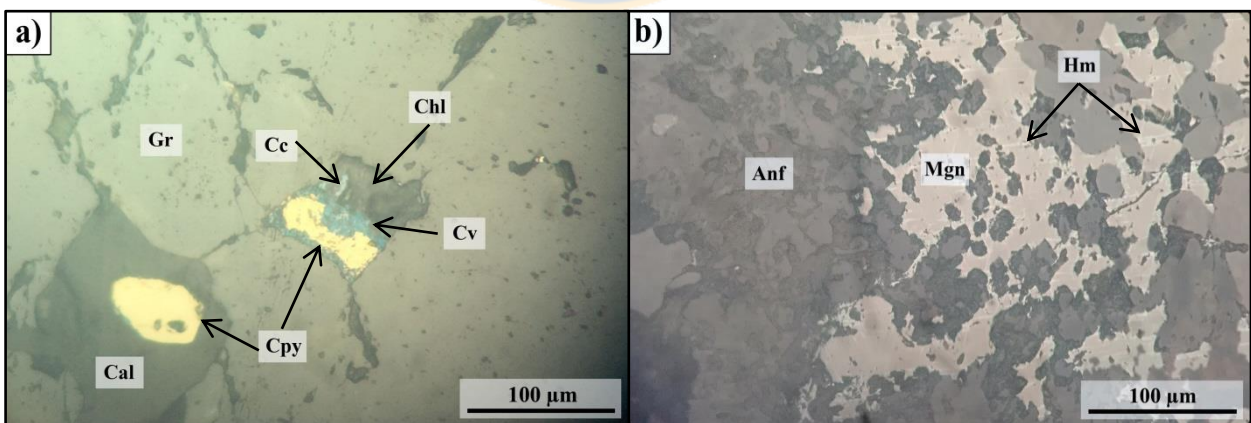
Microscópicamente (Figura 4.2b), están compuestas principalmente de granates (66-80%), anfíbol (9-14%), cuarzo (6-7%), calcita (8%), clorita (2-3%) alterando a anfíbol, clinopiroxeno (<1%) y apatito (<1%). Los granates son de tamaño medio (alcanzan los 2,5 mm), poseen birrefringencia casi imperceptible y forman cristales principalmente anhedrales a subhedrales de manera masiva. Algunos cristales de granate poseen inclusiones de apatito, que tienen tamaños menores a 0,1 mm. Por otro lado, los anfíboles tienen tamaños que llegan a los 1,5 mm, se caracterizan por su fuerte pleocroísmo verde y hábito fibroso, y han reemplazado completamente a los clinopiroxenos, de los cuales sólo se observaron algunos cristales de 0,1 mm aproximadamente. A su vez, la clorita aparece reemplazando parcialmente a los anfíboles,

mientras que el cuarzo y la calcita se encuentra de manera intersticial, rellenando cavidades entre los granates y anfíboles.



**Figura 4.2:** a) Fotografía de muestra de granatita M9-4 de la Zona 1; b) Fotomicrografía de granatita compuesta principalmente de granate, anfíboles y cuarzo intersticial. Muestra M9-4 (luz transmitida, nicoles cruzados, objetivo 5x).

La mineralización metálica en las granatitas ocurre de manera diseminada y espacialmente asociada a minerales de alteración retrógrada, como clorita y anfíbol. Los minerales de mena observados al microscopio corresponden a calcopirita, covelina, calcosina, pirita, hematita y magnetita. La calcopirita es reemplazada por calcosina y covelina en los bordes del cristal (Figura 4.3a), mientras que la hematita aparece como exsolución lamelar en magnetita (Figura 4.3b).



**Figura 4.3:** Fotomicrografía de: a) Mineralización metálica dominante en las granatitas: granos de calcopirita, con reemplazo de covelina y calcosina en los bordes del cristal. Muestra M9-4 (luz reflejada, nicoles paralelos, objetivo 40x); b) Mineralización de magnetita con exsolución lamelar de hematita asociadas a anfíbol. Muestra M9-2 (luz reflejada, nicoles paralelos, objetivo 40x).

## 4.2.2. Skarn de granate

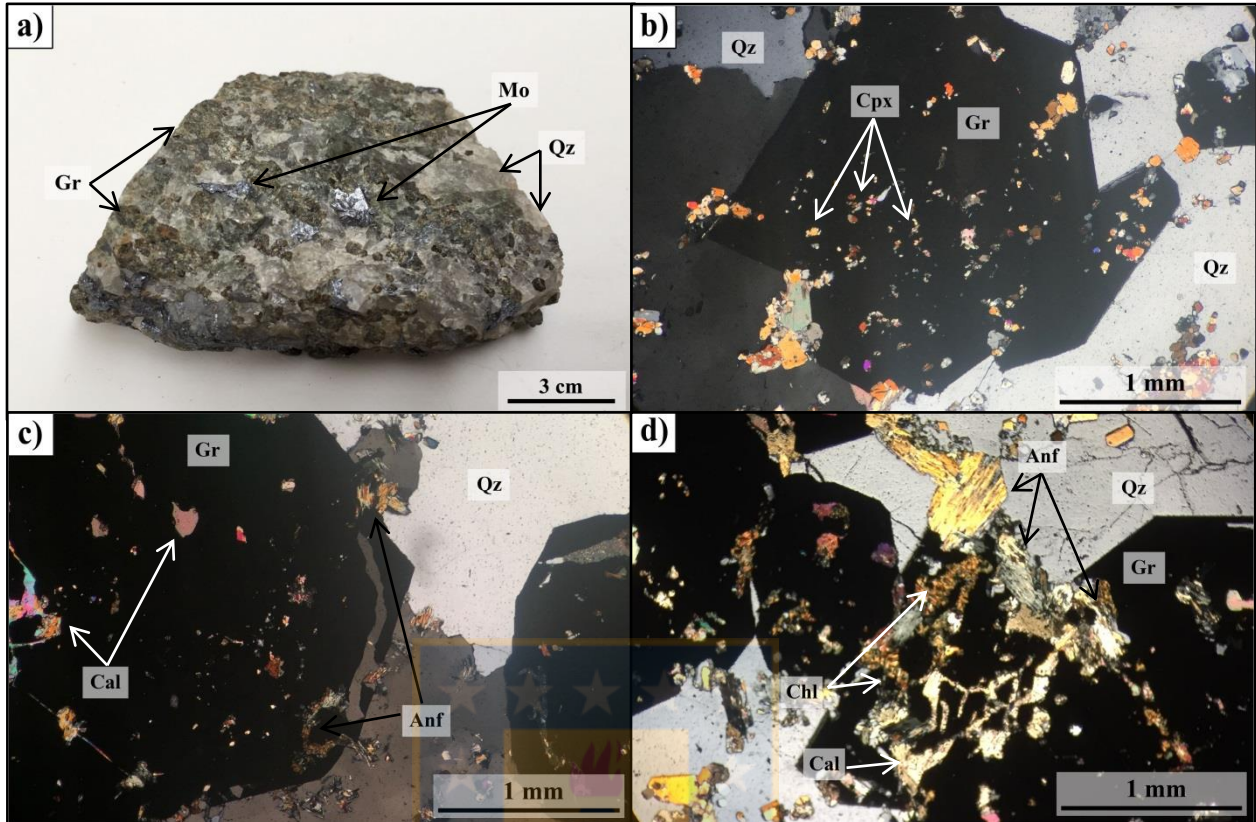
### 4.2.2.1. Zona 2

El skarn de granate en la Zona 2 (Figura 4.4a) está compuesto por granates de color marrón oscuro, bien formados y de tamaño medio. Además, posee abundante cuarzo de textura media a gruesa que oblitera completamente el protolito original de la roca. El principal mineral de mena observado a simple vista corresponde a molibdenita, seguido de calcopirita.

Al microscopio, están constituidos por granates (24-26%), clinopiroxenos (13-18%), calcita (6%), cuarzo (37%), anfíbol (7-9%), clorita (1-2%), epídota (2%) y apatito (<1%), pero no contienen wollastonita ni vesuvianita. Los granates son euhedrales, tienen leve a moderada birrefringencia y tienen textura poiquiloblástica (Figura 4.4b) con inclusiones de pequeños cristales de clinopiroxeno y apatito. Además, se puede observar que los granates poseen texturas de desequilibrio provocado por el cuarzo (Figura 4.4c), donde los bordes de los cristales exhiben cavidades irregulares. El cuarzo es de mayor tamaño que los granates, alcanzando los 5,6 mm. Los clinopiroxenos ocurren con hábito prismático corto con tamaños de aproximadamente 1 mm y como inclusión dentro de granates, mientras que la mineralogía retrógrada como el anfíbol, clorita, epídota y calcita es menos abundante y se superpone a la mineralogía prógrada, reemplazando principalmente a los clinopiroxenos y bordes de granates (Figura 4.4d).

En cuanto a la mineralogía metálica, la mena principal corresponde al molibdeno en forma de molibdenita, que ocurre como cristales alargados y donde algunos cristales están acompañados de clorita (Figura 4.5a), aunque generalmente aparece aislada. También destaca la presencia de scheelita, que forma cristales subhedrales a euhedrales, usualmente con terminaciones triangulares (Figura 4.5b) no obstante, también hay cristales relativamente redondeados (Figura 4.5c). Algunos cristales de scheelita exhiben extinción ondulosa, tienen leve pleocroísmo en tonalidades amarillo y naranja pálido, y se presenta con diversos colores de birrefringencia, tales como naranja, amarillo, morado, rosado hasta incolora. Comúnmente se encuentra rodeada de cuarzo o en contacto directo con granates, y se ha observado siendo reemplazada por calcita y asociada a molibdenita de menor tamaño (Figura 4.5d).

Otros minerales metálicos observados corresponden a calcopirita, pirrotina, pirita, magnetita y hematita.



**Figura 4.4:** a) Fotografía de muestra de skarn de granate E6-1 de la Zona 2; b) Fotomicrografía de textura poiquiloblástica de granates con inclusiones de clinopiroxeno. Muestra E6-2 (luz transmitida, nicoles cruzados, objetivo 5x); c) Fotomicrografía de textura de desequilibrio en los bordes de granate generada por el cuarzo. Muestra E6-2 (luz transmitida, nicoles cruzados, objetivo 5x); d) Fotomicrografía de anfíboles, cloritas y calcita reemplazando a granate. Muestra E6-1 (luz transmitida, nicoles cruzados, objetivo 5x).

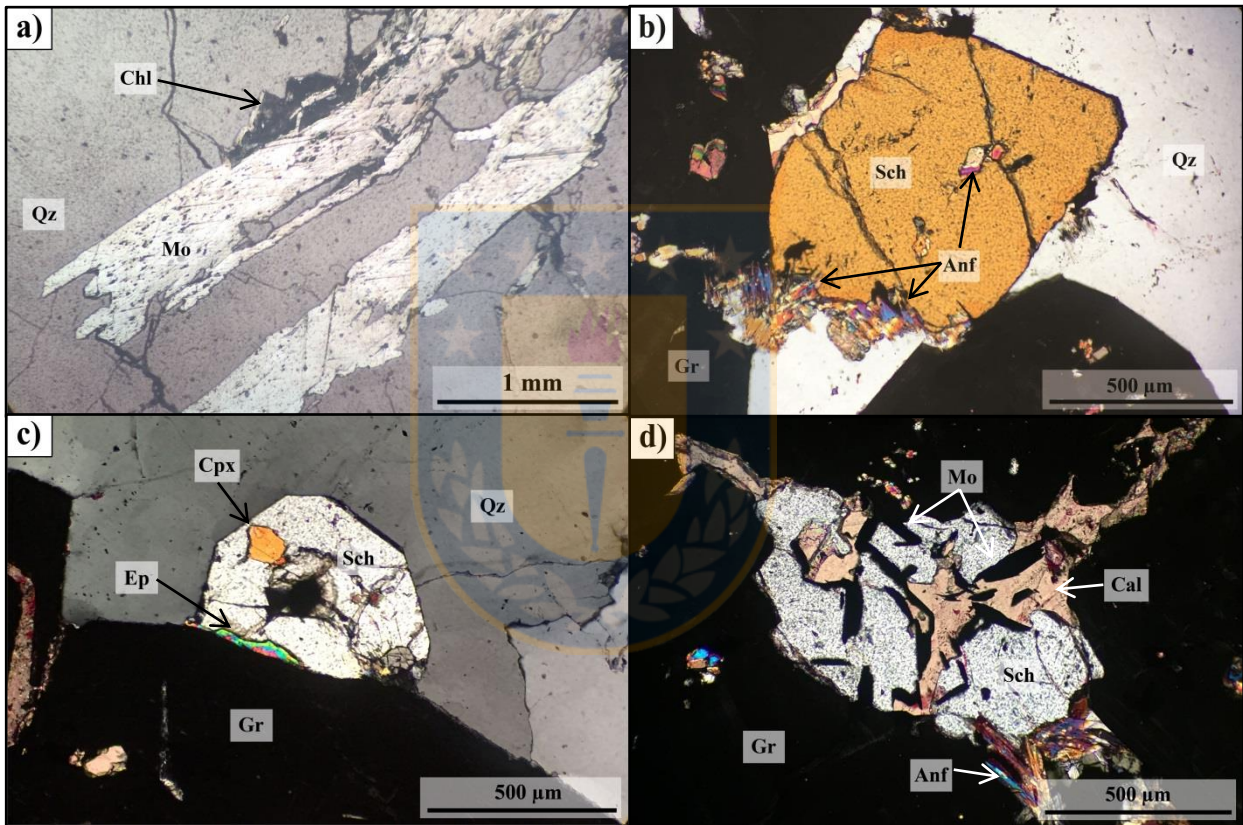
Las texturas y mineralogía de esta zona contrastan fuertemente con el resto de los skarn de granates a lo largo del distrito Caimanes, lo que podría reflejar un protolito distinto o que los fluidos involucrados son de distinta composición que el resto de las zonas estudiadas.

#### 4.2.2.2. Zona 3

El skarn de granate de la Zona 3 (Figura 4.6a) están compuesto de abundante calcita de color gris y textura media a fina, probablemente heredada del protolito de la roca. Además, posee cristales de granate color pardo oscuro de mayor tamaño y mal formados.

En sección delgada, el skarn está compuesto de granate (15-23%), calcita (56-59%), clinopiroxeno (9-14%), vesuvianita (6%), anortita (11%) y epidota (3%). Los porfidoblastos granates son anhedrales con tamaños de hasta 3,5 mm, poseen fuerte birrefringencia de color gris azulado (Figura 4.6b), están alterados a calcita y epidota y poseen localmente textura

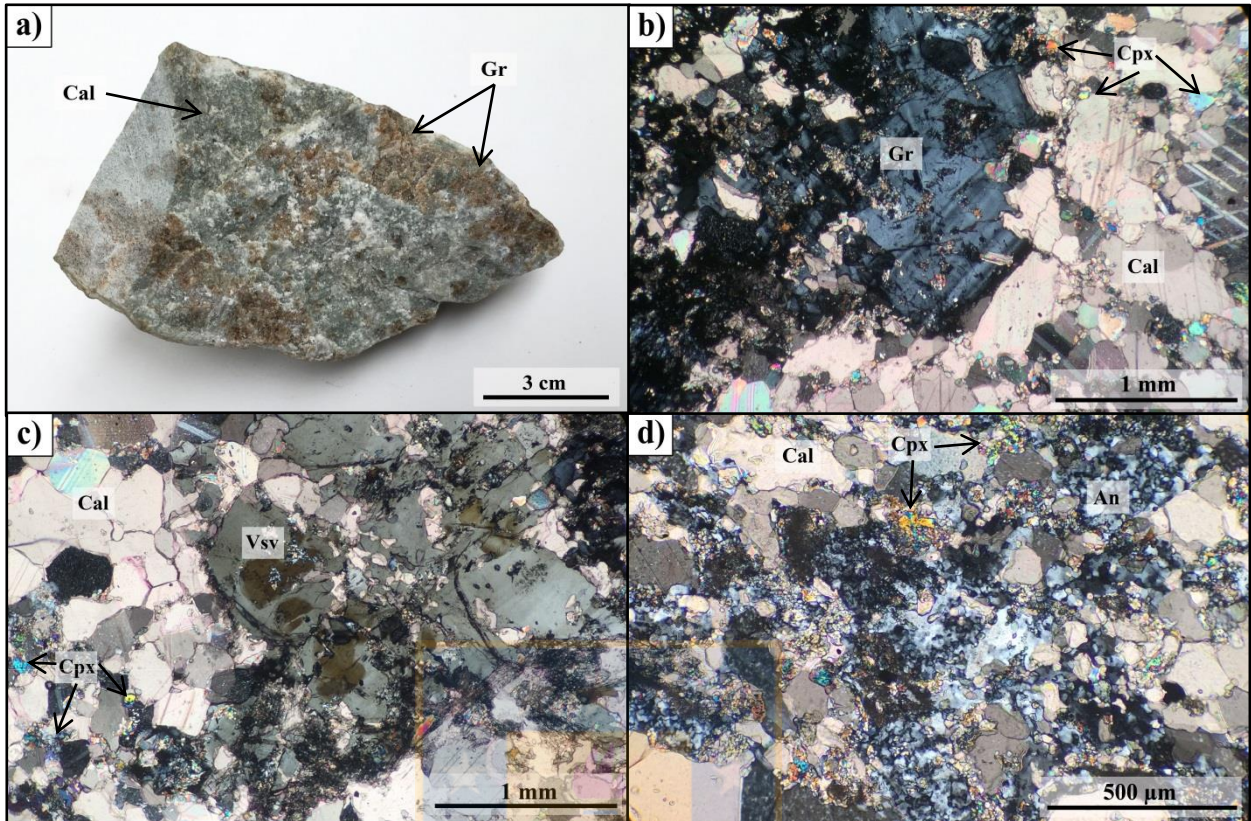
poiquiloblástica, con pequeños cristales de clinopiroxenos y calcita en su interior. La matriz está compuesta mayoritariamente de calcita con textura granoblástica y abundante puntos triples entre sus cristales. Los clinopiroxenos ocurren como inclusión dentro de granates o bien como cristales anhedrales a subhedrales con tamaños menores a 1 mm. Por otro lado, los cristales de vesuvianita poseen leve pleocroísmo de color amarillo pálido y birrefringencia color gris verdoso claro con “manchas” pardas (Figura 4.6c). La anortita (Figura 4.6d) ocurre en agregados granulares anhedrales y de menor tamaño (0,1 mm), y se encuentra reemplazando a la calcita.



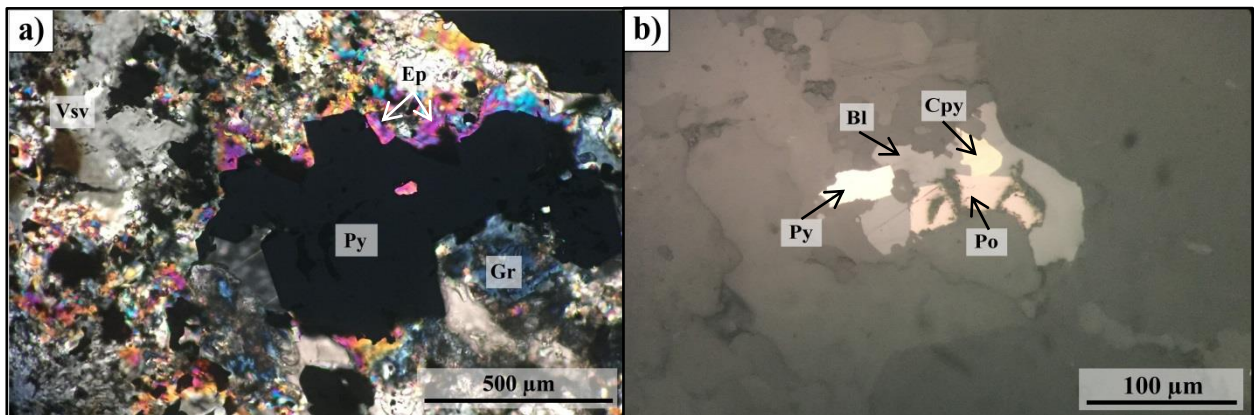
**Figura 4.5:** Fotomicrografía de: a) Cristales de Molibdenita y clorita. Muestra E6-1 (luz reflejada, nicols paralelos, objetivo 5x); b) Scheelita reemplazada por calcita y anfíbol en los bordes del cristal. Muestra E6-2 (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 10x); c) Scheelita incolora en contacto con granate y reemplazada por epidota y clinopiroxeno. Muestra E6-2 (luz transmitida, nicols cruzados, 10x); d) Scheelita reemplazada por calcita y con cristales de molibdenita. Muestra E6-2 (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 10x).

La mineralización metálica está diseminada y asociada en algunos casos a la epidota, como se observa en la Figura 4.7a. Además de pirita, se ha observado granos mixtos de blenda, calcopirita, pirrotina (Figura 4.7b) y hematita subordinada.





**Figura 4.6:** a) Fotografía de muestra de skarn de granate D12-1 de la Zona 3; b) Fotomicrografía de granate con fuerte birrefringencia. Muestra D12-1 (luz transmitida, nicoles cruzados, objetivo 5x); c) Fotomicrografía de vesuvianita de color gris-verdoso claro con “manchas” pardas. Muestra D12-1 (luz transmitida, nicoles cruzados, objetivo 5x); d) Fotomicrografía de cristales de anortita reemplazando a calcita. Muestra D12-1 (luz transmitida, nicoles cruzados, objetivo 10x).



**Figura 4.7:** Fotomicrografía de: a) Mineralización metálica asociada a epídota. Muestra D12-1 (luz transmitida, nicoles cruzados, objetivo 10x); b) Pirrotina, calcopirita, blenda y pirita en sucesión pasiva. Muestra D12-1 (luz reflejada, nicoles paralelos, objetivo 40x).

#### 4.2.2.3. Zona 4

Los skarn de granate de la Zona 4 (Figura 4.8a) son similares a los observados en la Zona 3, ya que poseen una matriz de calcita de color gris heredada del protolito original de la roca, con cristales de granates relativamente bien formados y de color pardo un poco más claro que aquellos de la Zona 3.

En corte transparente-pulido, contienen granate (20-23%), clinopiroxeno (2-9%), vesuvianita (3%), calcita (63-70%), cuarzo (1%), epidota (2%), zeolita (6%) y apatito (<1%). Los granates se presentan como porfidoblastos en cristales anhedrales a subhedrales, con tamaños entre 0,1 y 1,6 mm, y son isótropos o bien poseen leve birrefringencia. Tienen textura poiquiloblástica con inclusiones de cristales de clinopiroxeno (Figura 4.8b) y es comúnmente reemplazado por calcita. Además, esta última compone la mayor parte de la matriz de la roca con textura granoblástica. Por otro lado, los clinopiroxenos ocurren como inclusión dentro de granates o bien como cristales anhedrales a subhedrales con tamaños entre 0,1 a 0,9 mm. Al igual que la Zona 3, los cristales de vesuvianita tienen colores de birrefringencia en tono gris-verduzco claro con “manchones” color pardo y usualmente está en contacto directo con granate (Figura 4.8c). La alteración retrógrada es escasa, donde la epidota se encuentra reemplazando a clinopiroxenos, mientras que la zeolita exhibe hábito fibroso y se observa diseminada y en vetilla (Figura 4.8d).

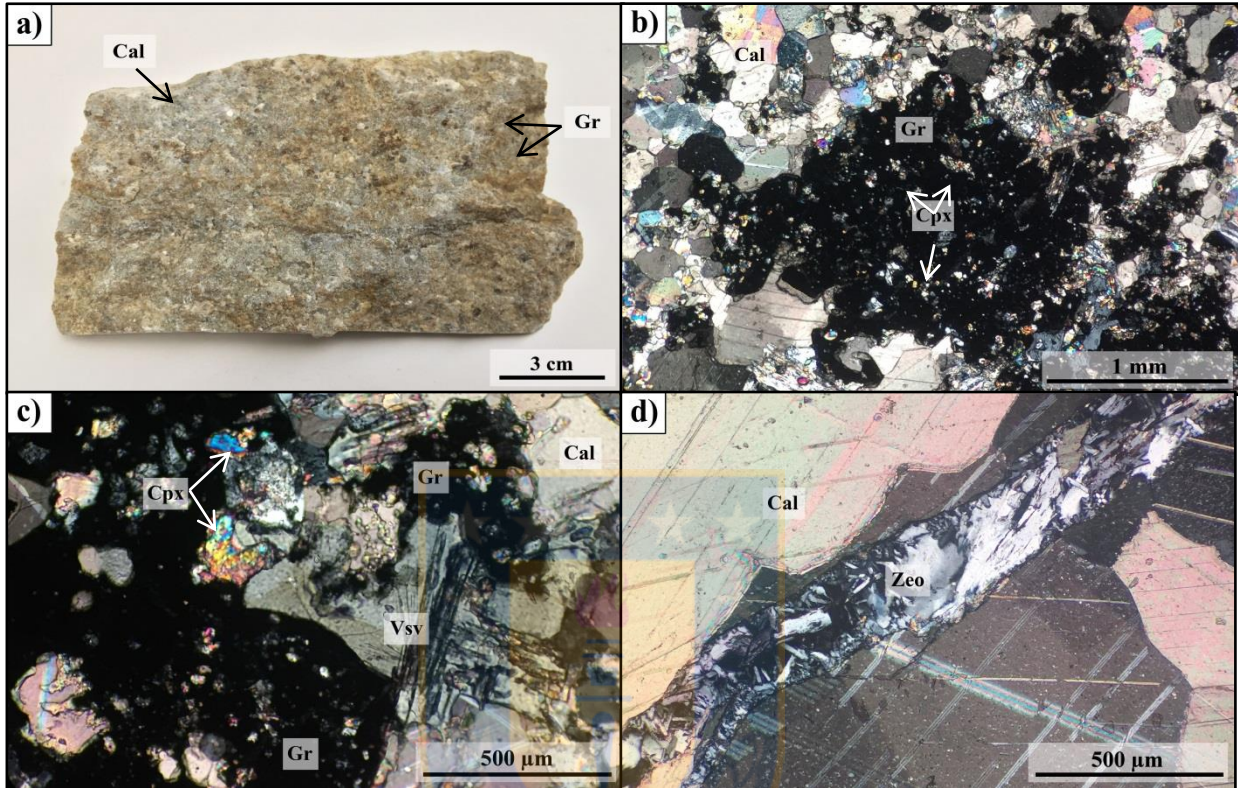
La mineralización metálica está comúnmente asociada espacialmente a la epidota (Figura 4.9a y b), y consiste en calcopirita, blenda, pirita y hematita.

#### 4.2.2.4. Zona 5

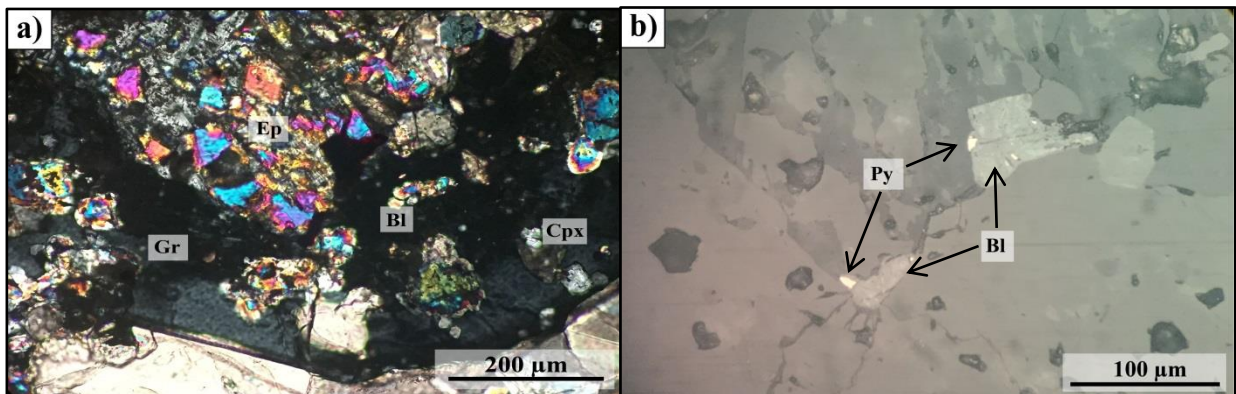
Macroscópicamente, el skarn de la Zona 5 (Figura 4.10a) está compuesto de granates de color pardo oscuro y bien formados, vesuvianitas de color verde oscuro y cristales de calcita entre estos minerales.

Microscópicamente, está compuesto de granate (30%), vesuvianita (36%), clinopiroxeno (5%), calcita (24%) y apatito (3%). Los granates son subhedrales a euhedrales, tienen tamaños entre 0,5 a 4 mm y son isótropos a levemente birrefringentes. Las vesuvianitas son euhedrales, alcanzan tamaños de 3 mm, están en contacto directo con granates y poseen una notoria zonación de colores de birrefringencia, en tonos gris-verdoso claro en el centro y pardo oscuro en los bordes (Figura 4.10b). El clinopiroxeno está como inclusión dentro de granates y vesuvianitas y además forma cristales subhedrales con tamaños entre 0,1 y 0,3 mm. La calcita se puede observar

reemplazando a la vesuvianita y granate (Figura 4.10c), y también como parte de la matriz. El apatito está como inclusión dentro de granates y está relleno espacios con tamaños de hasta 0,3 mm (Figura 4.10d). En esta muestra no se han observado minerales de alteración retrógrada.

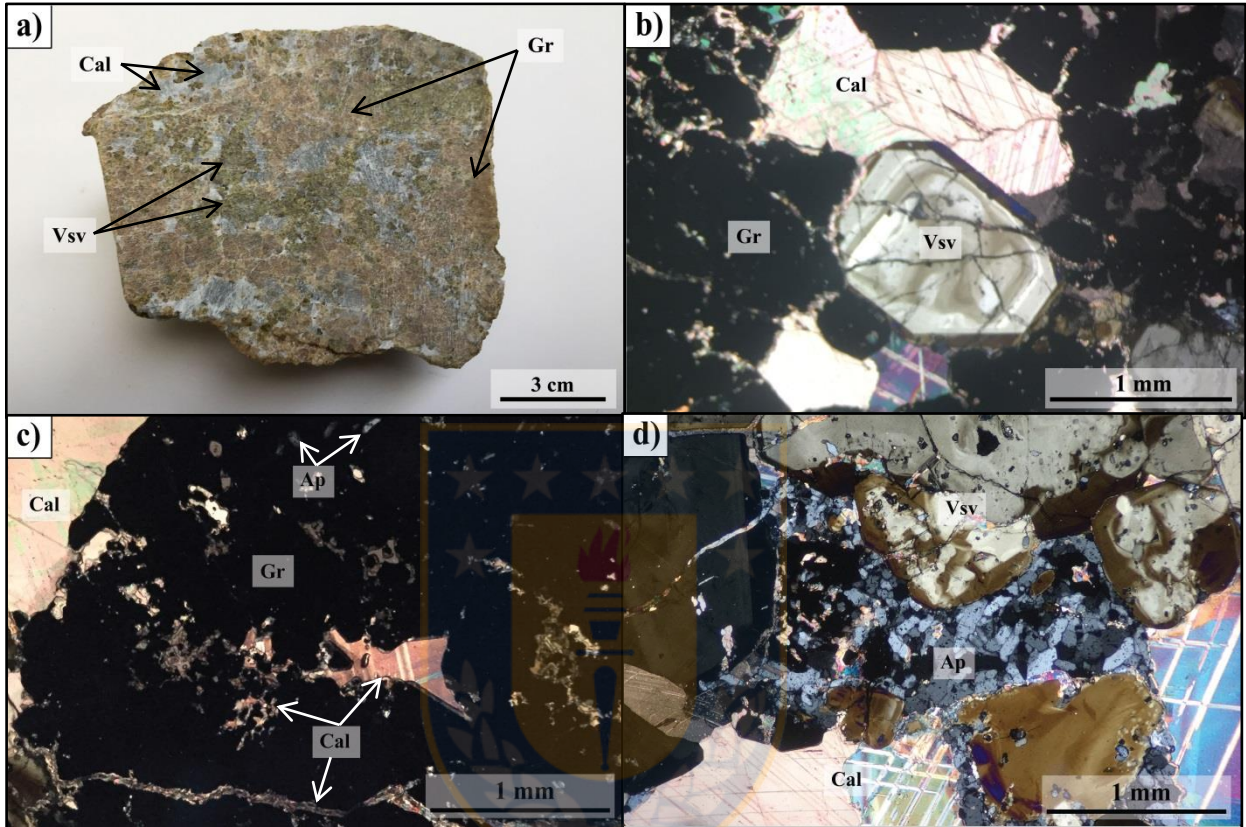


**Figura 4.8:** a) Fotografía de muestra de skarn de granate I1-2 de la Zona 4; b) Fotomicrografía de granate con textura poiquiloblástica. Muestra I1-2 (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 5x); c) Fotomicrografía de vesuvianita con colores de birrefringencia gris verdoso y pardo en contacto con granate. Muestra I1-2 (luz transmitida, nicols cruzados, 10x); d) Fotomicrografía de zeolita en vetilla. Muestra I5-1 (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 10x).



**Figura 4.9:** Fotomicrografía de: a) Mineralización metálica asociada a epidota (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 20x); b) Pirita y blenda (luz reflejada, nicols paralelos, objetivo 40x).

La mineralización metálica está incluida principalmente en fracturas dentro de cristales de vesuvianita y granates, y está constituida principalmente de calcopirita y blenda en exsolución (Figura 4.11a) y pirita asociada a pirrotina (Figura 4.11b).



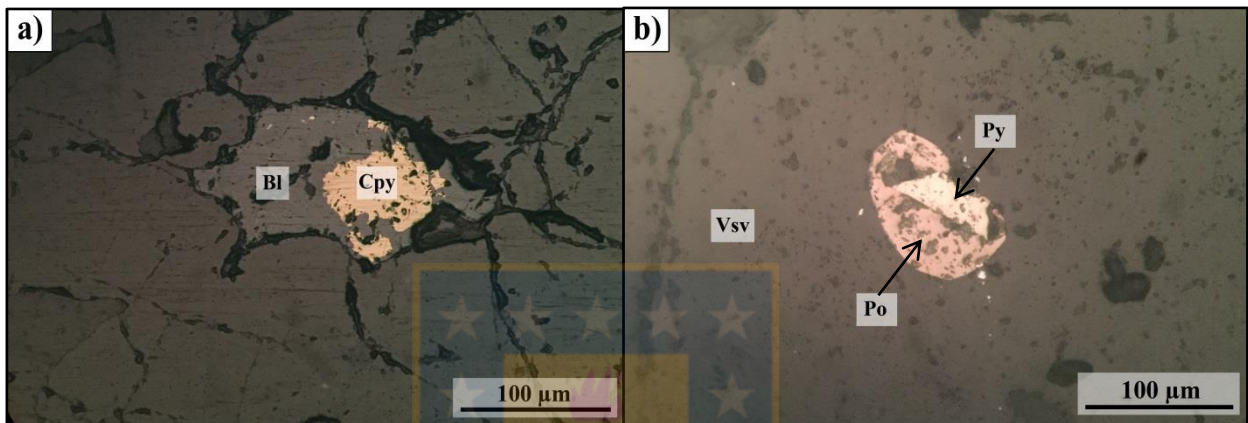
**Figura 4.10:** a) Fotografía de muestra de skarn de granate K11-1 de la Zona 5; b) Fotomicrografía de vesuvianita euhedral rodeada de granate y calcita. Muestra K11-1 (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 5x); c) Calcita reemplazando a granate e inclusiones de apatito en granate. Muestra K11-1 (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 5x); d) Apatito. Muestra K11-1 (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 5x).

#### 4.2.2.5. Zona 6

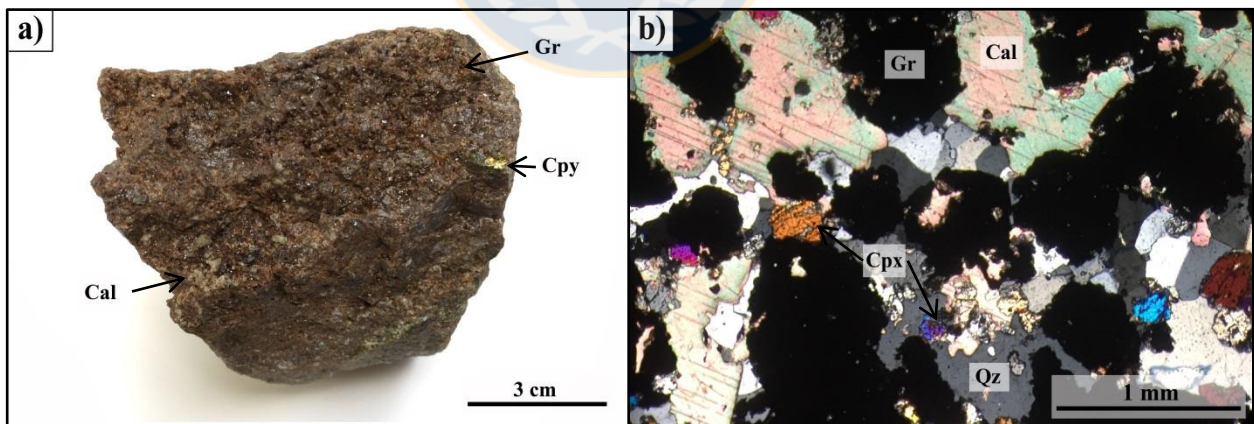
A simple vista, el skarn de granate de la Zona 6 (Figura 4.12a) está formado por granates relativamente bien formados y de color marrón oscuro, además de cristales de cuarzo y calcita de menor tamaño.

En corte pulido-transparente (Figura 4.12 b) está compuesto por granate (58%), cuarzo (10%), calcita (17%), clinopiroxeno (8%), wollastonita (6%), vesuvianita (1%) y apatito (<1%). Los granates con principalmente subhedrales a euhedrales, con tamaños cercanos a los 3 mm y son

isótopos a levemente birrefringentes. El clinopiroxeno está como inclusión dentro de granates al igual que el apatito, y también de mayor tamaño (0,8 mm) en forma de cristales subhedrales. De igual forma, la wollastonita ocurre en cristales subhedrales con tamaño de hasta 0,6 mm, aunque es menos abundante. El cuarzo y la calcita constituyen la mayor parte de la matriz de la roca, esta última probablemente como relicto del protolito de la roca. Al igual que en el skarn de granate de la zona 5, no se observaron minerales de alteración retrógrada.

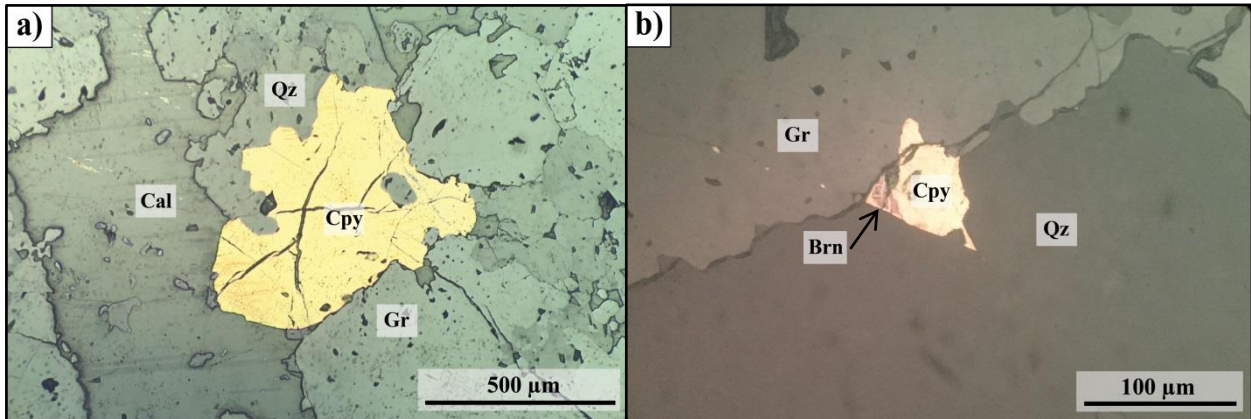


**Figura 4.11:** a) Mineralización de calcopirita y blenda en exsolución. Muestra K11-1 (luz reflejada, nicols paralelos, objetivo 40x); b) Mineralización de pirita y pirrotina. Muestra K11-1 (luz reflejada, nicols paralelos, objetivo 40x).



**Figura 4.12:** a) Fotografía de skarn de granate muestra B8-2; b) Fotomicrografía de granate y calcita. Muestra B8-2 (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 5x).

La mineralización metálica está diseminada y corresponde principalmente a calcopirita (Figura 4.13a) que usualmente está reemplazada por bornita en los bordes del cristal (Figura 4.13b).



**Figura 4.13:** Fotomicrografía de: a) Calcopirita. Muestra B8-2 (luz reflejada, nicols paralelos, objetivo 10x); b) Calcopirita reemplazada en sus bordes por bornita. Muestra B8-2 (luz reflejada, nicols paralelos, objetivo 40x)

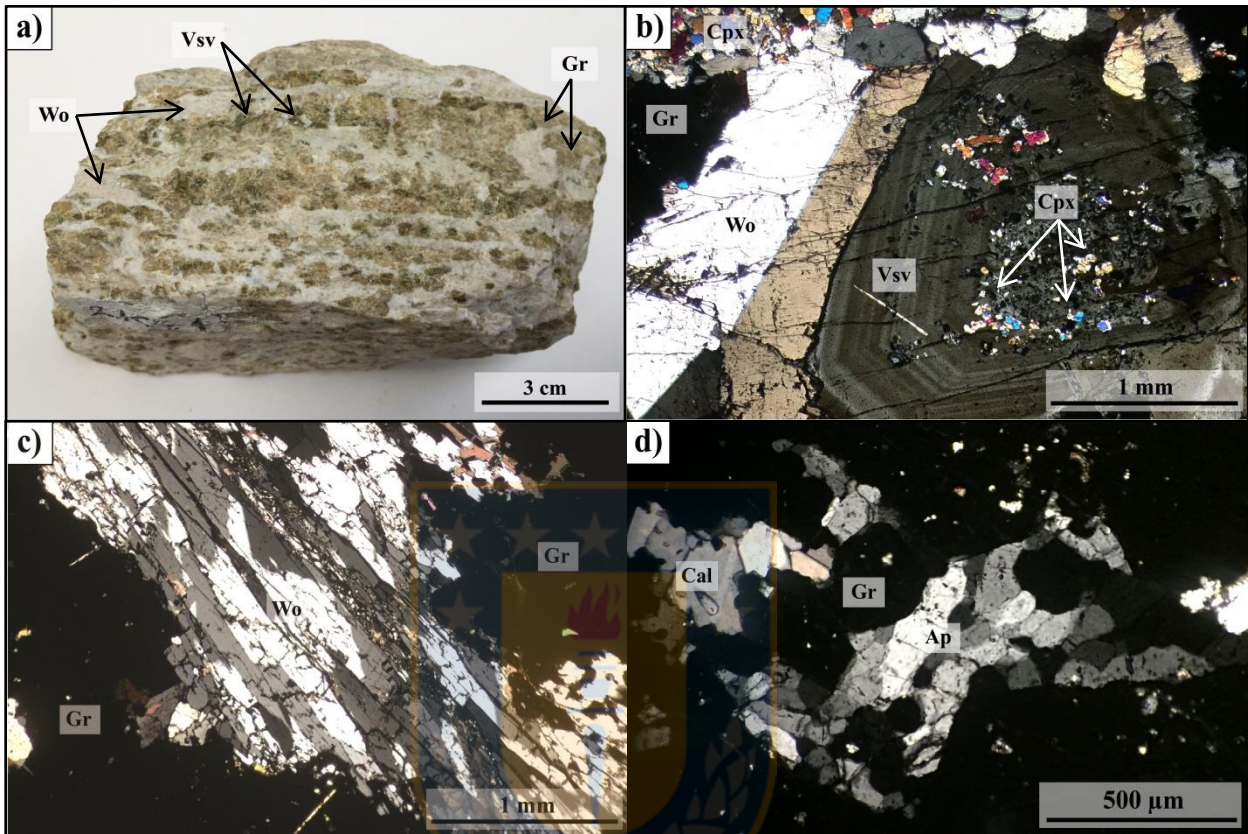
### 4.2.3. Skarn de piroxeno

#### 4.2.3.1. Zona 5

En muestra de mano, el skarn de piroxeno de la Zona 5 (Figura 4.14a) está constituido por un matriz de wollastonita, con cristales de mayor tamaño de vesuvianitas de color verde oscuro y granates de color pardo claro, que se disponen siguiendo una dirección preferencial.

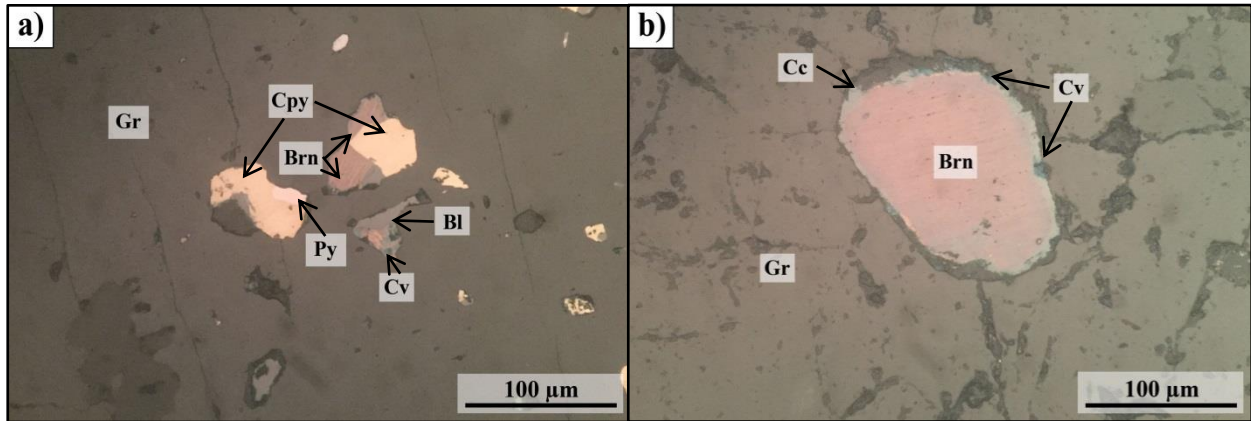
Microscópicamente, están compuestos mayoritariamente por wollastonita (26-35%), y clinopiroxenos (15-22%) y seguido de granates (25-35%), vesuvianita (20%), calcita (6-7%) y apatito (1%) en menor medida. Tienen textura granoblástica a porfidoblástica, con porfidoblastos de granate, wollastonita y vesuvianita en una matriz granoblástica de wollastonita y clinopiroxenos. Los porfidoblastos de vesuvianita alcanzan tamaños de 3,5 mm y exhiben zonación oscilatoria en nicols cruzados, en tonalidades gris-verdoso claras y oscuras, además de textura poiquiloblástica (Figura 4.14b) con inclusión de cristales de clinopiroxeno. Los granates son de menor tamaño que aquellos observados en el skarn de granate de esta zona. Son subhedrales, poseen leve birrefringencia y tienen localmente textura poiquiloblástica, con inclusión de apatito y clinopiroxenos. Además de estar como inclusión en porfidoblastos, los cristales de clinopiroxeno forman cristales prismáticos subhedrales de tamaño de hasta 0,6 mm. La wollastonita tienen tamaños de hasta 2,5 mm, con hábito prismático o bien forma cristales alargados, donde en algunos casos exhiben un maclas lamelar en vetillas (Figura 4.14c) o simple (Figura 4.14b). El cuarzo y la calcita ocurren de manera intersticial, mientras que el apatito,

además de estar como inclusión en porfidoblastos, también se observa de manera intersticial entre los granates (Figura 4.14d). No se observaron minerales de alteración retrógrada.



**Figura 4.14:** a) Fotografía de muestra de skarn de piroxeno K5-1 de la Zona 5; b) Fotomicrografía de vesuvianita con birrefringencia con zonación oscilatoria en contacto con wollastonita con macla simple. Muestra K5-1 (luz transmitida, nicols cruzados, 5x); c) Fotomicrografía vetilla de wollastonita con macla lamelar. Muestra K3-1 (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 5x); d) Fotomicrografía de apatitos. Muestra K5-1 (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 10x).

La mineralización metálica es similar al skarn de granate pero en menor abundancia, y se observa diseminada en los porfidoblastos. Corresponde a granos mixtos de calcopirita, pirita, bornita, y blenda (Figura 4.15a), además de bornita reemplazada por calcosina y covelina (Figura 4.15b) en los bordes del cristal.



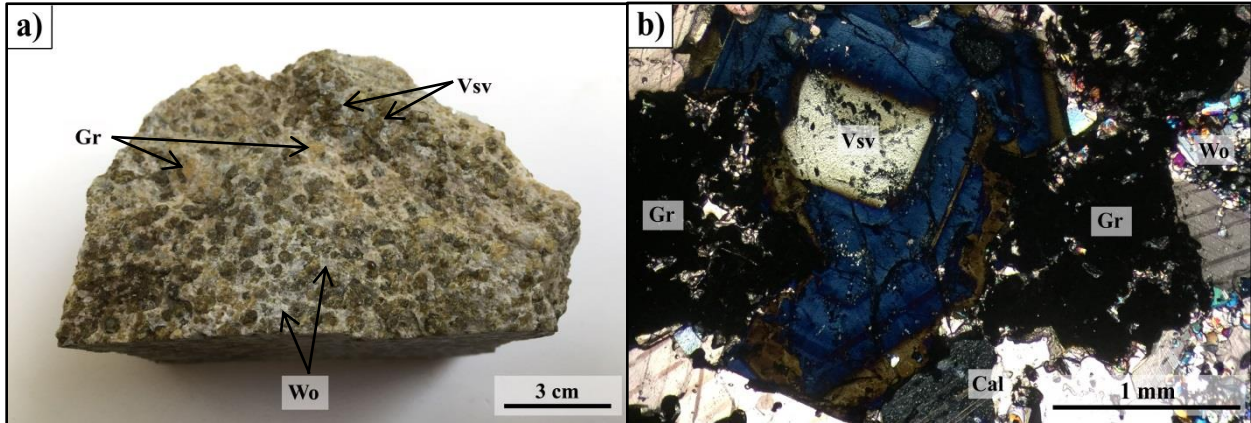
**Figura 4.15:** Fotomicrografía de: a) Granos mixtos de calcopirita, pirita, bornita, blenda, covelina. Muestra K5-1 (luz reflejada, nicols paralelos, objetivo 40x); b) Bornita reemplazada por calcosina y covelina en los bordes. Muestra K5-1 (luz reflejada, nicols paralelos, objetivo 40x).

#### 4.2.3.2. Zona 6

El skarn de piroxeno de la Zona 6 (Figura 4.16a) está formado por cristales de vesuvianitas de color verde oscuro y bien formados, y granates de color amarillo, que destacan dentro de una matriz constituida por wollastonita y calcita.

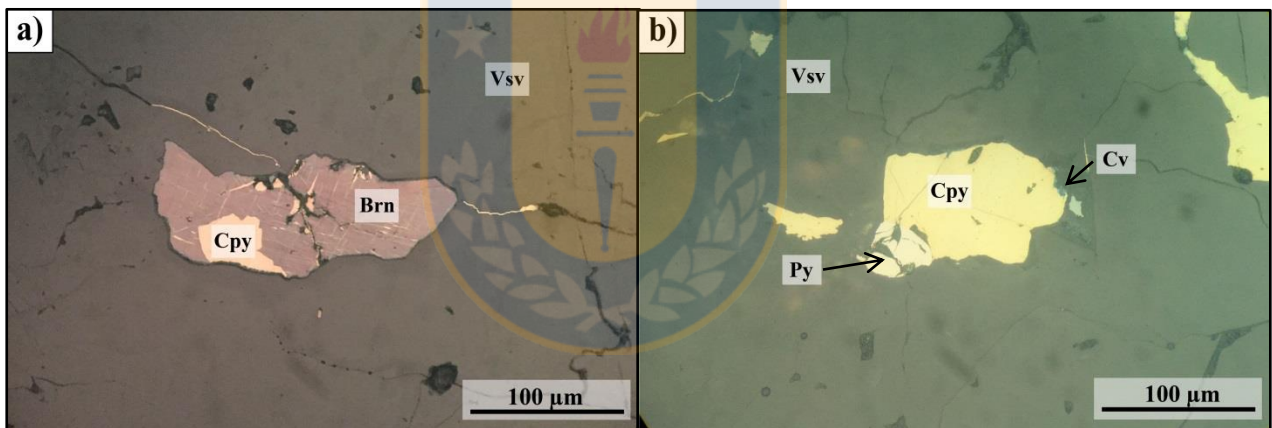
En sección delgada, el skarn está compuesto de wollastonita (25%), granates (16%), vesuvianita (38%), calcita (21%) y apatito (1%). Los porfidoblastos de vesuvianitas se caracterizan por su tamaño grueso (hasta 4,5 mm), su forma euhedral y por su notable zonación en nicols cruzados, con un centro amarillo pálido y bordes con color anómalos de interferencia, conocido como “azul berlin”, además de tonos pardos en la periferia del cristal (Figura 4.16b). Al mismo tiempo, en el centro del cristal, la vesuvianita posee pleocroísmo amarillo pálido, similar a la epidota. Los porfidoblastos de granate son de menor tamaño que las vesuvianitas, tienen leve birrefringencia son subhedrales a euhedrales. Por otro lado, la wollastonita constituye parte de la matriz junto con la calcita, y se presenta comúnmente macla simple y con altos colores de interferencia. La calcita aparece reemplazando al granate y como parte de la matriz de la roca, probablemente como relictos del protolito. Por otro lado, el apatito ocurre en menor tamaño (1 mm) como inclusión en los porfidoblastos de granates y vesuvianitas. No se observaron minerales de alteración retrógrada en estas muestras.





**Figura 4.16:** a) Fotografía de muestra de skarn de piroxeno B6-1 de la Zona 6; b) Fotomicrografía de vesuvianita con birrefringencia “azul berlin” en contacto con granate. Muestra B6-1 (luz transmitida, nicoles cruzados, objetivo 5x).

La mineralización metálica está diseminada principalmente en la vesuvianita y está constituida por calcopirita en exsolución en gotas con blenda, y también reemplazado por bornita (Figura 4.17a), y covelina (Figura 4.17b), además de pirita.



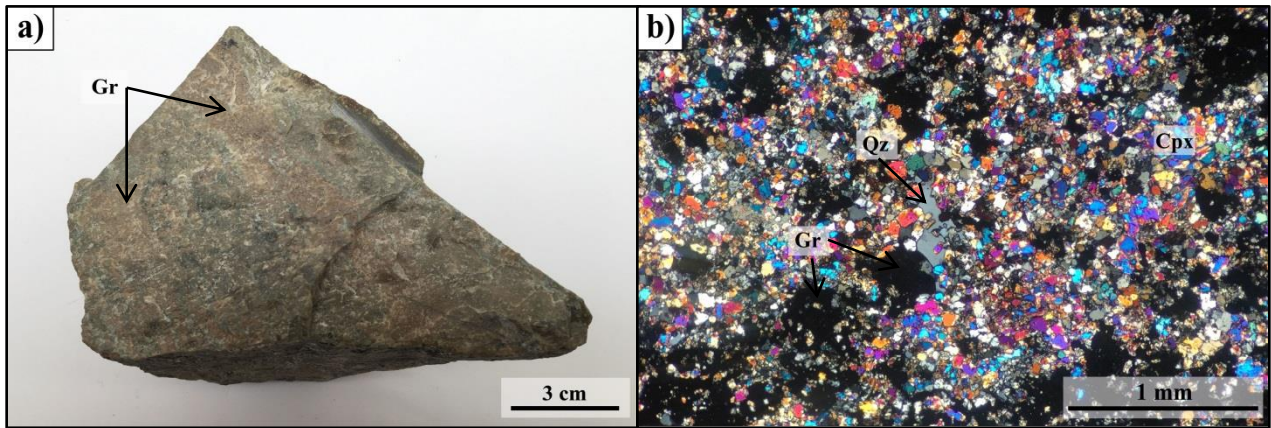
**Figura 4.17:** Fotomicrografía de: a) Mineralización metálica de bornita reemplazando a calcopirita. Muestra B6-1 (luz reflejada, nicoles paralelos, objetivo 40x); b) Calcopirita, pirita, covelina Muestra B6-1 (luz reflejada, nicoles paralelos, objetivo 40x).

#### 4.2.4. Rocas córneas

En muestra de mano, las rocas córneas granatíferas (Figura 4.18a) son duras, compactas, de color verdoso y de tamaño fino, con cristales de granate color pardo, mal formados, pero de mayor tamaño que la matriz.

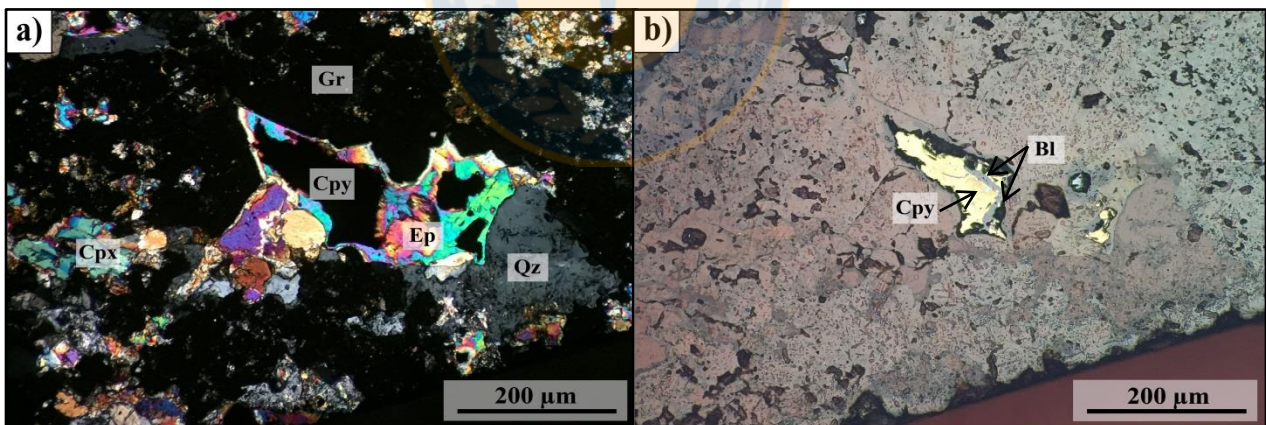
Al microscopio, están compuestas de granate (40%), clinopiroxeno (36%), cuarzo (14%), calcita (6%), epídota (2%), clorita (1%) y titanita (<1%). La roca se observa con una matriz granoblástica de clinopiroxeno con tamaño promedio de 0,2 mm, porfidoblastos de granate de

hasta 0,6 mm y fenocristales de cuarzo (Figura 4.18b). La epidota y clorita ocurren en reemplazo de clinopiroxenos, y la calcita está relleno intersticios.



**Figura 4.18:** a) Fotografía de muestra córnea granatífera E5-1 de la Zona 2; b) Fotomicrografía de córnea granatífera, compuesta principalmente de una matriz granoblástica de clinopiroxenos con porfidoblastos de granate y fenocristales de cuarzo. Muestra E5-1 (luz transmitida, nicols cruzados, objetivo 5x).

En las córneas granatíferas, la mineralización metálica está asociada principalmente a la epidota, como se observa en las figuras 4.19a y b. Además de calcopirita y blenda, se ha observado pirita y hematita diseminadas.

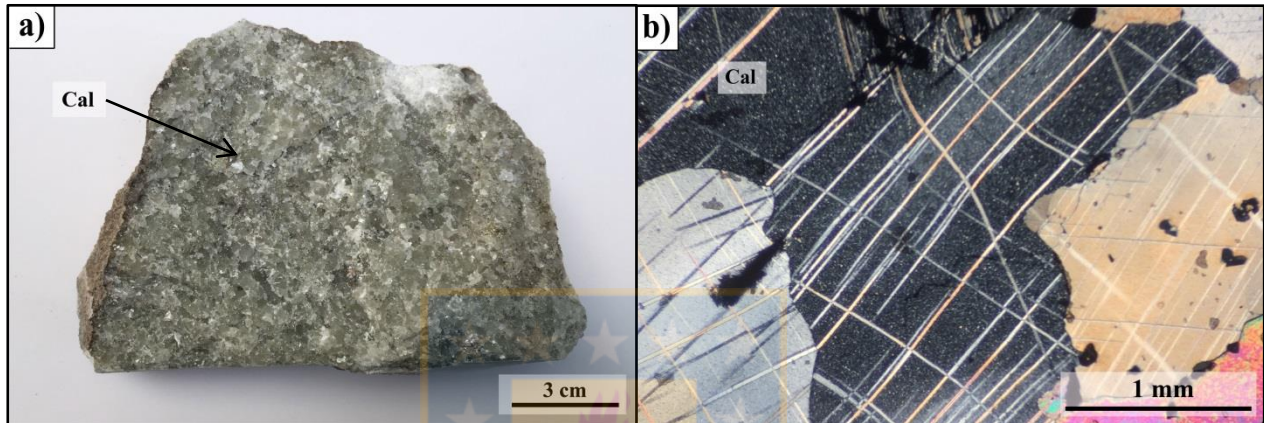


**Figura 4.19:** Fotomicrografía de: a) Epidota asociada a mineralización metálica. Muestra E5-1 (luz reflejada, nicols paralelos, objetivo 20x); b) Blenda en exsolución con calcopirita. Muestra E5-1 (luz reflejada, nicols paralelos, objetivo 20x).

#### 4.2.5. Mármol

Macroscópicamente, el mármol (Figura 4.20a) es de color gris, textura media y está compuesto calcita recristalizada, con algunos piroxenos distinguibles a la lupa.

En corte transparente, está formado principalmente por cristales de calcita (97%), clinopiroxeno (2%), y cuarzo (1%). Los cristales de calcita poseen textura granoblástica inequigranular, con tamaños que varían de 0,5 a 3 mm, están bien entrelazados entre sí y forman comúnmente puntos triples. Además, poseen abundante maclas donde incluso éstas están levemente deformadas (Figura 4.20b). Por otro lado, los cristales de clinopiroxeno y cuarzo no superan los 0,3 mm de tamaño y se encuentran comúnmente entre los contactos de las calcitas.



**Figura 4.20:** a) Fotografía de mármol de muestra C7-1; b) Fotomicrografía de calcita con maclas levemente deformadas. Muestra C7-1 (luz transmitida, nicoles cruzados, objetivo 5x).

### 4.3. PARAGÉNESIS MINERAL

Las texturas petrográficas anteriormente mencionadas permiten reconocer las etapas metasomáticas prógrada y retrógrada con sus respectivas asociaciones mineralógicas según la zona estudiada.

La mineralogía prógrada es pervasiva en el área de estudio y está relacionada a minerales principalmente anhidros (a excepción de la vesuvianita) y de alta temperatura. Dependiendo de la zona estudiada, las fases minerales de esta etapa son completa o parcialmente reemplazadas por fases minerales tardías pertenecientes a la etapa retrógrada, e incluso esta etapa es en muchos casos ausente en ciertas zonas.

De forma contraria a la etapa prógrada, la etapa retrógrada ocurre por el enfriamiento del sistema y posible interacción con aguas meteóricas, por lo que la mineralogía retrógrada consiste en minerales hidratados y de más baja temperatura.

### 4.3.1. Zona 1

Las asociaciones paragenéticas en las granatitas de la Zona 1 (Tabla 4.2) corresponden a una inicial etapa prógrada constituida de granate  $\pm$  clinopiroxeno  $\pm$  apatito. El granate es la fase dominante en la roca, a diferencia del clinopiroxeno ha sido casi totalmente reemplazado posteriormente por el anfíbol. El apatito sólo está como inclusión dentro de granates y en tamaños muy pequeños.

**Tabla 4.2:** Diagrama esquemático de asociaciones paragenéticas para la Zona 1.

	Etapa prógrada	Etapa retrógrada
<b>Granate</b>	—————	
<b>Clinopiroxeno</b>	- - - - -	
<b>Anfíbol</b>		—————
<b>Clorita</b>		- - - - -
<b>Cuarzo</b>		- - - - -
<b>Calcopirita</b>		—————
<b>Covelina</b>		- - - - -
<b>Calcosina</b>		- - - - -
<b>Pirita</b>		- - - - -
<b>Hematita</b>		- - - - -
<b>Magnetita</b>		- - - - -

La etapa siguiente corresponde a la etapa retrógrada compuesta de anfíbol  $\pm$  clorita  $\pm$  cuarzo. Los anfíboles han reemplazado casi completamente a los clinopiroxenos, y a su vez, la clorita a reemplazo parcialmente a los anfíboles, mientras que el cuarzo está de manera intersticial rellenando espacios entre granates y anfíboles. Por otro lado, se ha visto en varios casos que la mineralogía metálica de esta zona está espacialmente asociada a minerales de la etapa retrógrada, específicamente al anfíbol, sin embargo, puede también que la depositación de sulfuros de cobre y hierro y óxidos de hierro se haya iniciado en etapas tardías de la etapa prógrada.

### 4.3.2. Zona 2

Las asociaciones paragenéticas para el skarn de la Zona 2 están presentadas en la tabla 4.3. La etapa prógrada consiste en minerales relativamente bien formados y de mayor tamaño, los que corresponden a granate + clinopiroxeno + scheelita  $\pm$  apatito.

**Tabla 4.3:** Diagrama esquemático de asociaciones paragenéticas para la Zona 2.

	Etapa prógrada	Etapa retrógrada
<b>Granate</b>	—————	
<b>Clinopiroxeno</b>	—————	
<b>Apatito</b>	- - - - -	
<b>Scheelita</b>	—————	- -
<b>Anfíbol</b>		—————
<b>Clorita</b>		- - - - -
<b>Epídota</b>		- - - - -
<b>Calcita</b>		- - - - -
<b>Cuarzo</b>		—————
<b>Calcopirita</b>	—————	—————
<b>Pirrotina</b>	- - -	- - - - -
<b>Pirita</b>	- - -	- - - - -
<b>Magnetita</b>	- - -	- - - - -
<b>Molibdenita</b>		—————

La etapa retrógrada está compuesta de anfíbol + cuarzo ± clorita ± epídota ± calcita. El cuarzo es la fase dominante en esta etapa, ya que actúa de manera pervasiva obliterando el protolito de la roca e incluso dejando evidentes cavidades en los bordes de granate. El anfíbol, la clorita y la epídota reemplazan principalmente a clinopiroxenos y bordes de granates, mientras que la calcita se encuentra de manera intersticial o bien, reemplazando también al granate. A excepción de la scheelita, la relación de la mineralización metálica con la etapa prógrada y retrógrada no es clara, aunque se ha observado cristales de molibdenita asociados espacialmente a clorita.

#### 4.3.3. Zonas 3, 4, 5 y 6

Las asociaciones paragenéticas de las Zonas 3, 4, 5 y 6 (Tabla 4.4) se agruparon debido a su similar mineralogía y texturas petrográficas. La etapa prógrada ha sido subdividida en dos sub-etapas. La sub-etapa I corresponde a una parte proximal compuesta de granate + clinopiroxeno ± apatito observados en todas las zonas, además de anortita en la Zona 3. La sub-etapa II corresponde a la parte distal del skarn, donde el fluido es más evolucionado, y está compuesta principalmente de wollastonita + vesuvianita ± apatito, con granate y clinopiroxenos subordinados.

**Tabla 4.4:** Diagrama esquemático de asociaciones paragenéticas para las Zonas 3, 4, 5, y 6.

	Etapa prógrada		Etapa retrógrada
	I	II	III
<b>Granate</b>	—————	-----	
<b>Clinopiroxeno</b>	—————	-----	
<b>Wollastonita</b> (Zonas 5 y 6)		—————	
<b>Vesuvianita</b>		—————	
<b>Anortita</b> (Zona 3)	—————		
<b>Apatito</b>	-----	-----	
<b>Epídota</b> (Zona 3 y 4)			-----
<b>Cuarzo</b>			-----
<b>Calcita</b>			-----
<b>Zeolita</b> (Zona 4)			-----
<b>Calcopirita</b>		-----	-----
<b>Pirrotina</b> (Zona 3 y 5)		-----	-----
<b>Blenda</b>		-----	-----
<b>Pirita</b>		-----	-----
<b>Hematita</b>		-----	-----
<b>Calcosina</b> (Zonas 5 y 6)		-----	-----
<b>Covelina</b> (Zonas 5 y 6)		-----	-----
<b>Bornita</b> (Zonas 5 y 6)		-----	-----

La presencia de minerales de la etapa retrógrada en estas zonas es escasa, y está limitada a epídota ± zeolita observadas sólo en las Zonas 3 y 4. Por esto mismo, la mineralogía metálica, observada en varios granos mixtos, estaría asociada principalmente a etapas finales de la etapa prógrada.

## 5. QUÍMICA MINERAL

Los análisis químicos para la determinación composicional de las distintas fases minerales se realizaron mediante microsonda electrónica en 15 cortes transparentes-pulidos obtenidos de las seis zonas mineralizadas a lo largo de la franja skarnificada (Figura 4.1), cuya petrografía se expuso en el capítulo anterior.

En este capítulo, se analiza y caracteriza la química de elementos mayores de fases minerales no metálicas tales como granate, clinopiroxeno, wollastonita, anfíbol, anortita, epidota, zeolita y minerales de la serie scheelita-powellita. Los resultados completos y sus respectivos cálculos, se encuentra listados en el Anexo B.

A estos análisis químicos efectuados vía microsonda electrónica, se suman análisis de difracción de rayos X y fluorescencia de rayos X realizados en cristales de vesuvianita, con el objeto de la determinación de boro en su estructura. Ambos análisis están disponibles en el Anexo C y D respectivamente.

### 5.1. MINERALOGÍA PRÓGRADA

La mineralogía prógrada ocurre de manera pervasiva a lo largo del distrito minero Caimanes, a diferencia de la mineralogía retrógrada. Corresponde principalmente a minerales anhidros y de alta temperatura, tales como granate, clinopiroxeno, wollastonita, vesuvianita y anortita. Además, se analizaron de manera semi-cuantitativa cristales de la serie scheelita-powellita.

#### 5.1.1. Granates

Los granates están presentes en todas las secciones delgadas estudiadas, con mayor abundancia en las granatitas, seguido del skarn de granate, y en menor cantidad en skarn de piroxeno y rocas córneas granatíferas. En la tabla 5.1 están los valores representativos de las composiciones de granates normalizados sobre la base de 12 oxígenos, con estimación de hierro férrico y ferroso a partir del método de Droop (1987), y con las proporciones moleculares de sus respectivos miembros extremos. Se puede observar que las composiciones de granates corresponden a términos intermedios de la solución sólida grosularia-andradita (serie grandita) con despreciable cantidad de espesartina y almandino. Sin embargo, estas proporciones moleculares varían según la litología de la roca y su ubicación a lo largo del área de estudio.

**Tabla 5.1:** Análisis representativos de composiciones de granates de las distintas zonas estudiadas.

	Zona 1			Zona 2			Zona 3			Zona 4			Zona 5			Zona 6		
	Prom	Mín	Máx	Prom	Mín	Máx	Prom	Mín	Máx	Prom	Mín	Máx	Prom	Mín	Máx	Prom	Mín	Máx
<b>Porcentajes en peso</b>																		
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36,19	36,59	35,77	36,78	37,10	35,91	37,86	38,24	37,32	38,28	40,21	35,13	38,55	39,44	37,33	37,58	38,61	36,74
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,07	0,03	0,00	0,39	0,60	0,22	0,22	0,00	0,00	0,76	0,02	0,24	0,37	0,85	0,70	0,51	0,84	0,59
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,82	3,83	2,03	7,63	14,27	3,43	15,54	20,23	10,59	15,51	23,09	8,00	15,00	20,05	8,24	10,46	16,19	5,22
<b>Fe<sub>T</sub>*</b>	24,98	23,93	25,72	18,70	10,51	23,78	9,41	4,12	15,57	9,30	0,80	18,20	9,67	3,35	17,77	14,93	8,05	21,89
<b>MnO</b>	0,44	0,42	0,20	0,81	3,73	0,36	1,70	0,33	1,92	0,46	0,23	0,36	0,44	0,26	0,71	0,57	0,51	0,58
<b>MgO</b>	0,03	0,00	0,04	0,07	0,03	0,12	0,10	0,13	0,04	0,17	0,02	0,01	0,24	0,41	0,11	0,39	0,37	0,06
<b>CaO</b>	33,28	33,35	33,43	33,87	31,86	33,87	34,45	36,36	33,66	35,46	37,50	35,09	35,66	36,70	33,97	34,76	35,87	33,39
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,21	0,00	0,01	0,00	0,48	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>97,82</b>	<b>98,16</b>	<b>97,20</b>	<b>98,26</b>	<b>98,11</b>	<b>97,69</b>	<b>99,33</b>	<b>99,63</b>	<b>99,11</b>	<b>99,96</b>	<b>101,87</b>	<b>97,54</b>	<b>99,94</b>	<b>101,06</b>	<b>98,84</b>	<b>99,22</b>	<b>100,46</b>	<b>98,50</b>
<b>Porcentajes moleculares</b>																		
<b>Gr</b>	13,56	18,33	9,92	35,30	59,16	16,40	65,45	84,28	46,50	67,70	96,83	33,58	67,08	85,44	38,26	47,34	70,14	24,58
<b>Ad</b>	84,59	79,18	90,07	61,47	30,17	83,53	30,20	15,60	50,13	27,97	3,01	66,17	30,30	10,37	55,80	49,27	25,63	69,84
<b>Sp+Al</b>	1,02	2,39	0,00	2,85	8,98	0,06	4,35	0,13	3,37	1,57	0,16	0,25	1,62	0,54	3,42	0,37	1,11	3,55
<b>Otros</b>	0,83	0,11	0,00	0,38	1,68	0,00	0,00	0,00	0,00	2,76	0,00	0,00	1,00	3,64	2,52	3,03	3,12	2,02
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

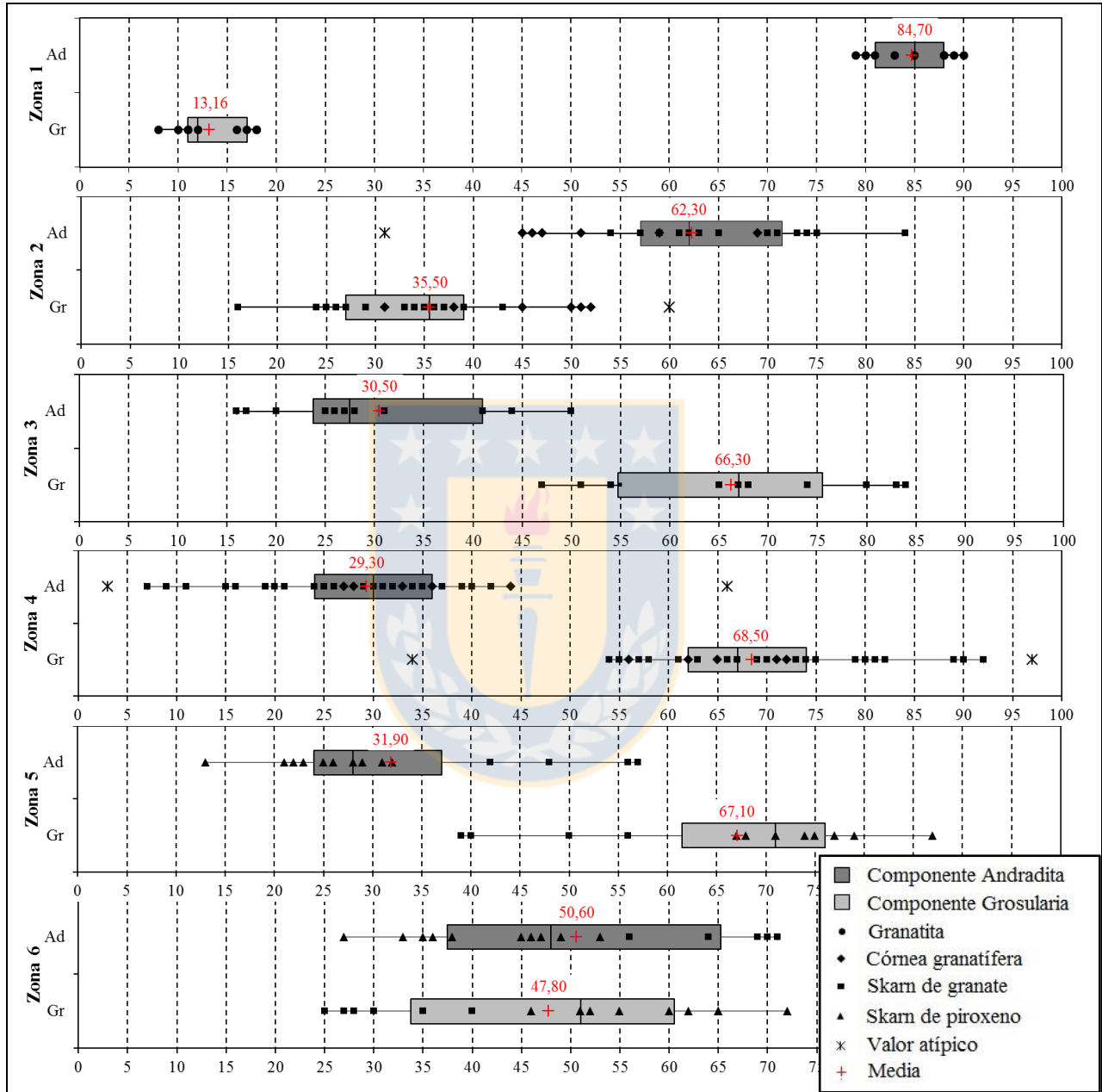
\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Prom: Promedio; Mín: valor mínimo de andradita y Máx: valor máximo de andradita.

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.



La figura 5.1 corresponde a un diagrama de caja que permite visualizar de mejor manera la variación de la media y el rango composicional de los granates a partir de los componentes grosularia (Gr) y andradita (Ad) en las distintas zonas estudiadas.



**Figura 5.1:** Diagramas de caja y bigotes que resume las composiciones de granates de las distintas zonas estudiadas a partir de los componentes grosularia (Gr) y andradita (Ad).

Según el diagrama de cajas, los granates de las granatitas de la Zona 1 tienen una distribución de datos con menor dispersión de composiciones, a diferencia de las otras zonas. Son esencialmente

andraditas, con un rango entre  $Ad_{79-90}$ . Por lo tanto, corresponden a granates ricos en hierro férrico ( $Fe^{3+}$ ) lo que se ve reflejado en la baja sumatoria del total de óxidos (entre 97 a 98%) y el color marrón rojizo de los cristales.

Los granates de los skarn de granate y córneas granatíferas de la Zona 2 poseen composiciones que van desde  $Gr_{16}Ad_{84}$  a  $Gr_{52}Ad_{46}$ , sin embargo, la media indica que corresponden principalmente a la variedad de andradita (ricos en  $Fe^{3+}$ ), lo que se evidencia también en una baja sumatoria del total de óxidos (cerca al 98%) y en su color en muestra de mano (marrón oscuro).

Los granates de los skarn de granate de las zonas 3 y 4 tienen similar distribución de composiciones y valor de la media, esta última alrededor de  $Gr_{67}Ad_{30}$ . Por lo tanto, su química es principalmente rica en aluminio ( $Al^{3+}$ ), siendo clasificados como grosularias, por lo que además poseen colores pardos oscuros a claros notoriamente distinguibles de aquellos de las zonas 1 y 2.

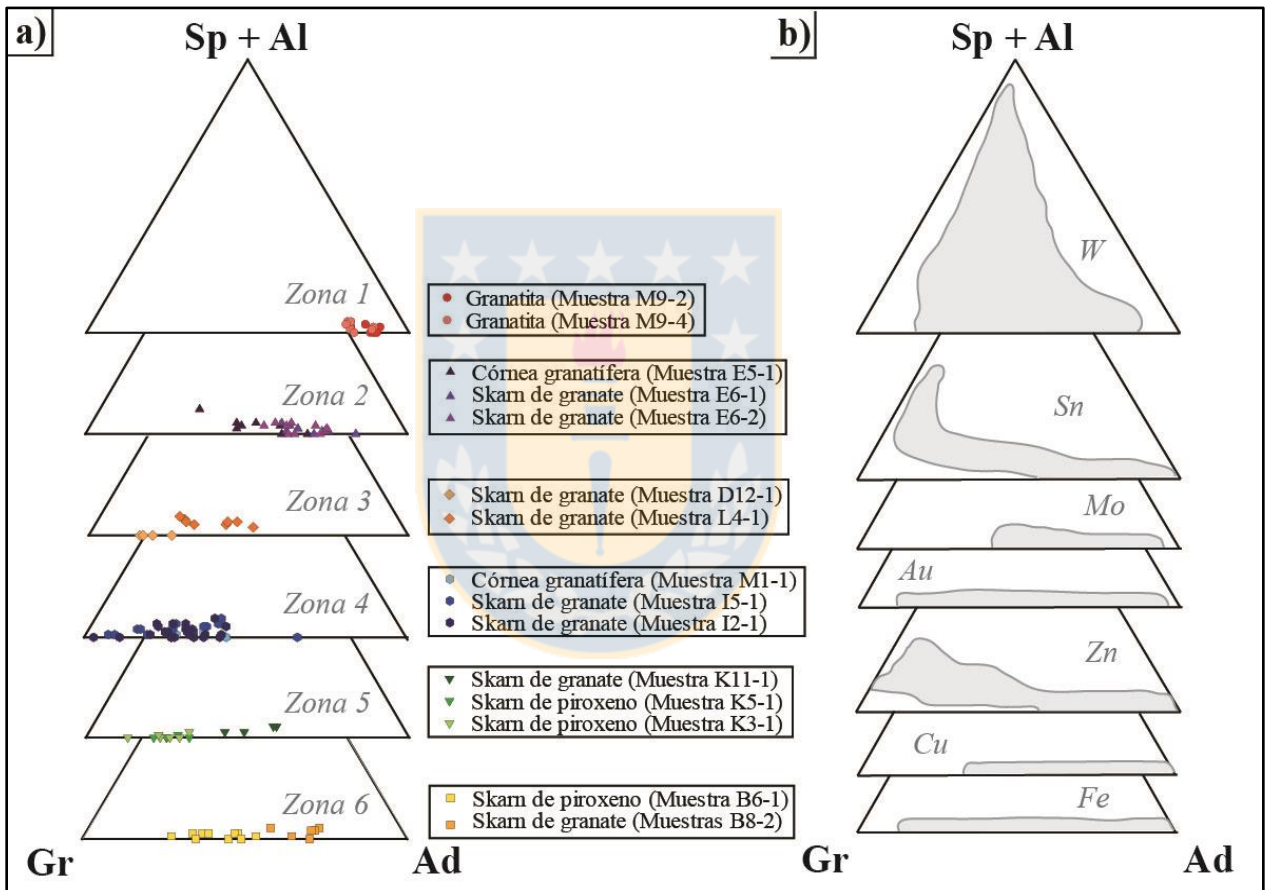
Los granates de la Zona 5 poseen similares composiciones que aquellos de las zonas 3 y 4, pero además, se puede observar que los granates de los skarn de granate (de color pardo oscuro) poseen una química enriquecida en andradita con respecto a los granates del skarn de piroxeno (de color pardo claro) que están más enriquecidos en grosularia.

Por último, los granates de la Zona 6 poseen composiciones intermedias entre grosularias y andraditas, con un valor de medio de  $Gr_{48}Ad_{50}$ . Al igual que en la zona 5, los granates con composiciones más andradíticas corresponde a granates del skarn de granate y aquellos con composiciones más grosularíticas corresponden al skarn de piroxeno. Esto también se ve reflejado en sus colores, que corresponden a marrón para los granates del skarn de granate y amarillo para los granates del skarn de piroxeno.

En la figura 5.2a las composiciones de los granates de este trabajo están graficadas en un diagrama ternario grosularia (Gr) – andradita (Ad) – espesartina + almandino (Sp + Al) con el objeto de comparar la química con los triángulos composicionales de granate de los siete tipos de depósitos de skarn más importantes a nivel mundial (Figura 5.2b) establecidos por Meinert (1992).

Los diagramas ternarios del área de estudio tienen una química de granates afín con otros de skarn de cobre, hierro, oro, o incluso de molibdeno para las zonas 1 y 2, por su acotado rango de composiciones de granates, preferentemente ricos en andradita. Para el caso de la zona 2, dados

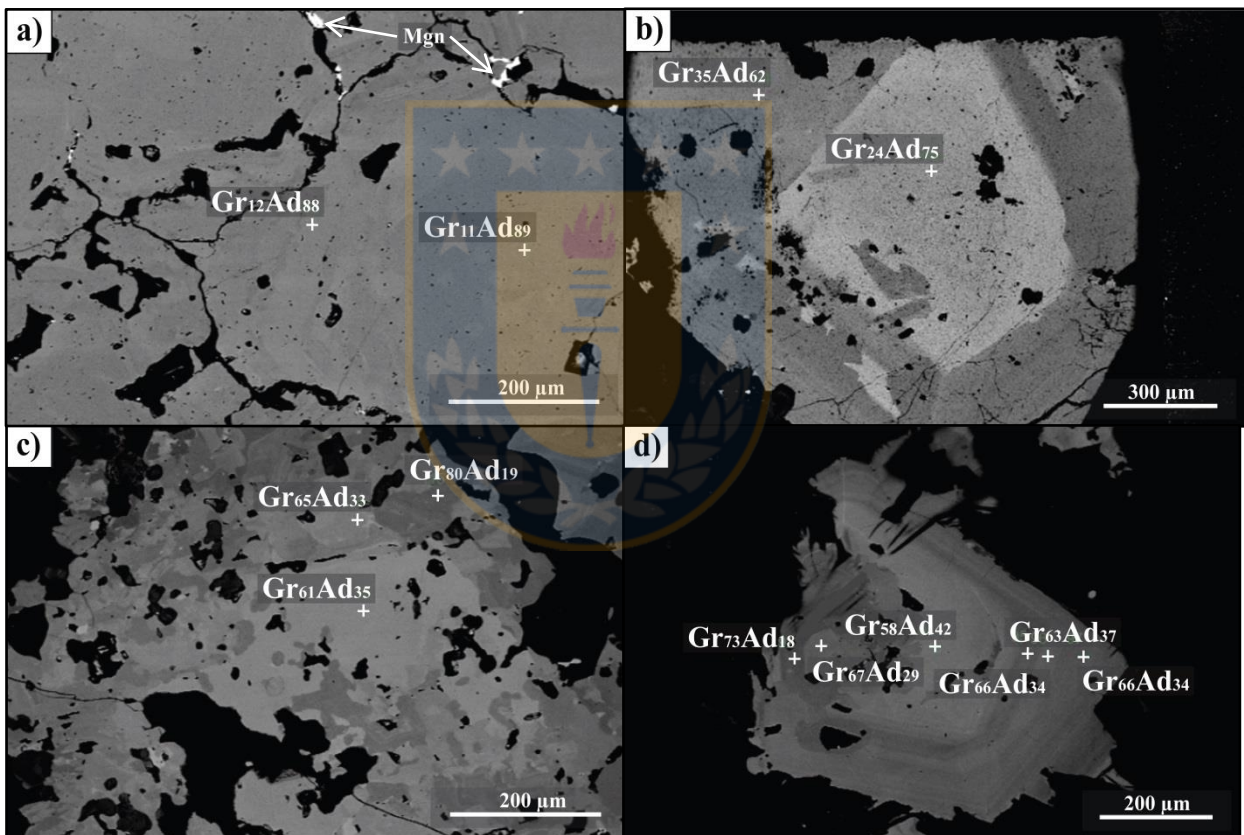
los estudios previos en el distrito Caimanes y la mineralogía metálica descrita en este trabajo, la composición de granates y la abundante concentración de molibdenita concuerdan con el diagrama establecido por Meinert (1992). Por otro lado, el resto de las zonas tendrían como mena principal el cobre en forma de calcopirita, bornita, calcosina y covelina, lo que podría coincidir para los skarn de las zonas 1 y 6. No obstante, los granates de las zonas 3, 4 y 5 tienen composiciones cercanas al miembro extremo grosularia que no son consideradas por el diagrama establecido para los skarn de cobre ni por otros tipos de skarn.



**Figura 5.2:** Diagramas ternarios para granates: a) Según las zonas estudiadas en este trabajo; b) Clasificación para los skarn según Meinert (1992). Los miembros extremos corresponden a grosularia (Gr), andradita (Ad) y espesartina (Sp) + almandino (Al).

Otro aspecto observado mediante el análisis de imágenes de electrones retrodispersados, es que los granates presentan distintos patrones de zonación composicionales que podrían proporcionar un registro continuo de la evolución físico-química del sistema hidrotermal durante el crecimiento del cristal.

Particularmente, los granates de la zona 1 no poseen una zonación notoria, evidenciada por tonos de grises relativamente homogéneos en sus cristales (Figura 5.3a). Para algunos de los granates de las zonas 2 y 4 se ha observado zonación regular o normal (Figura 5.3b), representado por un cambio abrupto entre dos tonos de grises, con un núcleo color gris claro y enriquecido en hierro con respecto al borde, de color gris oscuro. De manera más recurrente, en las zonas 2, 3, 4, 5 y 6 se ha observado zonación en parches o irregular (Figura 5.3c). De manera subordinada, se ha observado también zonación oscilatoria (Figura 5.3d) en la zona 4, sin embargo, el cambio de una zona composicional a otra no es tan abrupto en la zonación oscilatoria como en el caso de cristales de granates con zonación normal.



**Figura 5.3:** Imágenes de electrones retrodispersados de granates: a) Sin zonación notoria. Muestra M9-2 (Magnificación 170x); b) Con zonación normal o regular. Muestra E6-1 (Magnificación 100x); c) Con zonación irregular o en parches. Muestra I5-1 (Magnificación 160x); d) Con zonación oscilatoria. Muestra I1-2 (Magnificación 130x).

Las zonaciones composicionales se observan con mayor regularidad en granates de las Zonas 2, 3, 4, 5 y 6, es decir, donde las composiciones corresponden a términos más intermedios entre

grosularia y andradita ( $\text{Gr}_{24-97}\text{Ad}_{3-75}$ ), y donde además los granates presentan leve a fuerte birrefringencia. De manera inversa, los granates de la Zona 1, que tienen composiciones por sobre el 79% de andradita, poseen una zonación composicional irregular casi imperceptible, y son esencialmente isótropos. Esta característica ha sido mencionada en estudios anteriores, donde granates cálcicos de tamaños relativamente grandes de la serie grosularia-andradita asociados a depósitos de metamorfismo de contacto muestran birrefringencia (Meagher, 1975).

### 5.1.2. Clinopiroxenos

La presencia de clinopiroxenos es evidenciada en todas las zonas estudiadas. La mayor concentración de este mineral se da en skarn de piroxenos, y en menor cantidad en skarn de granate y rocas córneas granatíferas. Existe una escasa abundancia de este mineral en las granatitas de la Zona 1, donde éstos fueron casi totalmente reemplazados por anfíboles.

Los análisis representativos de clinopiroxenos en las distintas zonas de estudio están listados en la tabla 5.2, donde los resultados se normalizaron sobre la base de 6 oxígenos para obtener las proporciones moleculares de sus respectivos miembros extremos, mientras que el hierro férrico y ferroso fueron estimados mediante el método de Droop (1987). Los cálculos señalan que las composiciones de clinopiroxenos corresponden a términos intermedios de la solución sólida entre el diópsido y hedenbergita, con despreciables cantidades de johansenita.

La figura 5.4 corresponde a un diagrama de cajas donde están graficados los resultados de las composiciones de clinopiroxeno para visualizar de mejor forma los rangos composicionales y el valor de la media para cada zona estudiada. Se puede observar que la química de los clinopiroxenos en las granatitas de la zona 1 presenta algunos términos enriquecidos en hedenbergita (rico en  $\text{Fe}^{2+}$ ), pero a medida que se avanza hacia el sur en la franja skarnificada hay un enriquecimiento gradual en el término diópsido (rico en  $\text{Mg}^{2+}$ ), a excepción de la zona 6.

La composición de los clinopiroxenos fue graficada en un diagrama ternario hedenbergita (Hd) – johansenita (Jo) – diópsido (Di) en la Figura 5.5a, con el fin de comparar la química de los clinopiroxenos de este trabajo con las composiciones de otros clinopiroxenos mundialmente conocidos para distintos tipos de skarn (Figura 5.5b). Se puede observar que la química de los clinopiroxenos del distrito Caimanes podría ser congruente con otros skarn de cobre, oro o hierro según la clasificación de Meinert (1992), incluso para los clinopiroxenos de la zona 2, donde la mena principal corresponde al molibdeno.

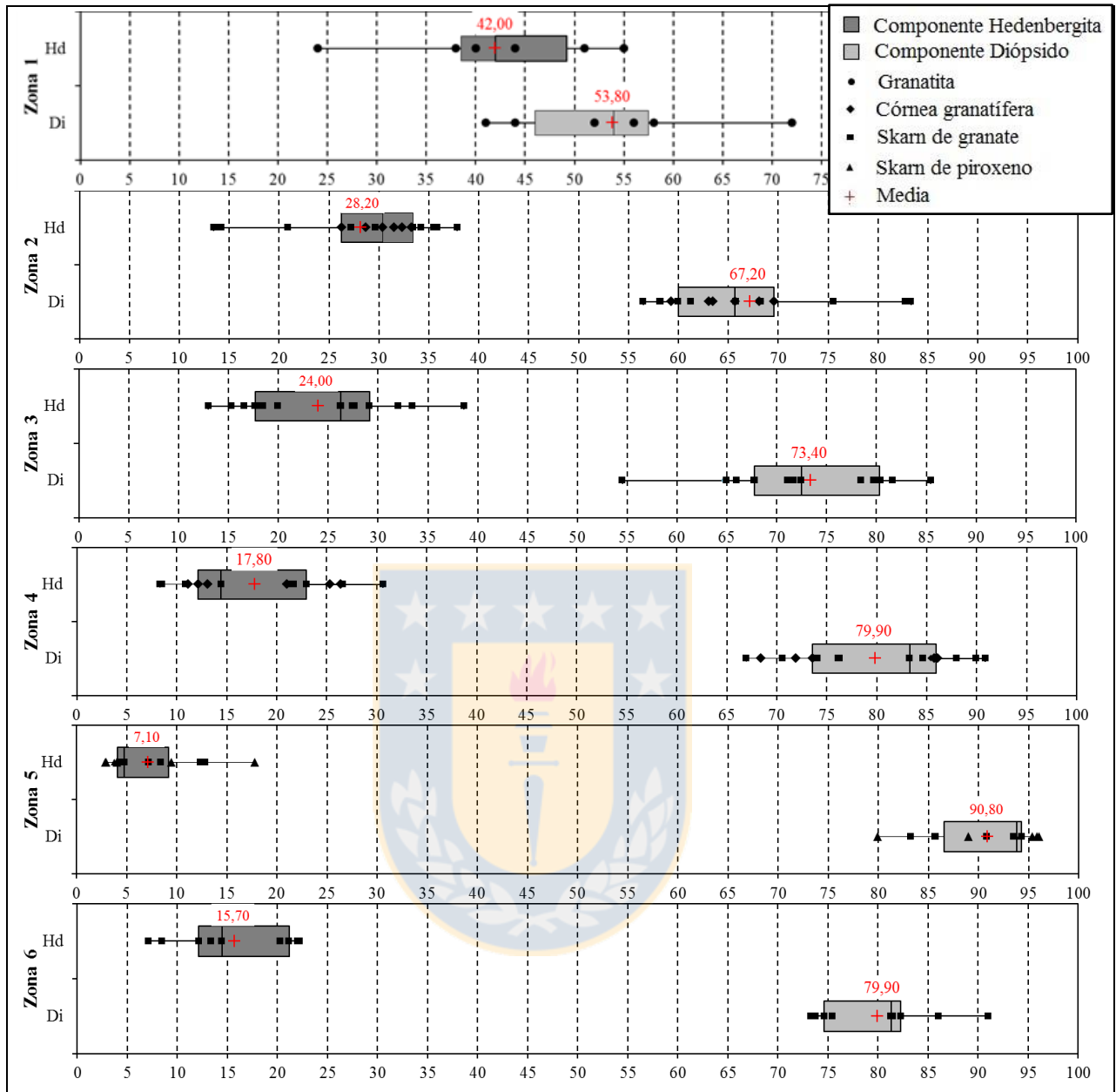
**Tabla 5.2:** Análisis representativos de clinopiroxenos de las distintas zonas estudiadas.

	Zona 1			Zona 2			Zona 3			Zona 4			Zona 5			Zona 6		
	Prom	Mín	Máx	Prom	Mín	Máx	Prom	Mín	Máx	Prom	Mín	Máx	Prom	Mín	Máx	Prom	Mín	Máx
<b>Porcentajes en peso</b>																		
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53,18	53,69	52,97	52,80	54,61	52,63	52,89	54,28	52,12	53,81	54,77	52,08	54,88	55,38	54,90	54,14	54,35	54,36
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,06	0,01	0,20	0,02	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,05	0,00	0,18	0,03	0,08	0,04	0,02	0,05	0,01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,42	0,00	0,01	0,25	0,21	0,34	0,86	1,16	0,19	0,87	0,26	2,11	0,64	0,95	0,12	0,16	0,77	0,10
<b>FeO<sub>T</sub>*</b>	13,04	7,88	16,92	9,42	4,46	12,38	8,09	4,11	13,04	5,82	2,77	9,10	2,34	0,98	5,83	5,13	2,39	7,27
<b>MnO</b>	1,31	1,16	1,31	1,43	1,05	1,72	0,81	0,48	2,06	0,73	0,27	0,82	0,65	0,33	0,72	1,42	0,61	1,44
<b>MgO</b>	9,30	12,88	7,02	11,79	15,47	9,76	12,99	15,16	9,27	14,36	16,95	11,72	16,80	17,70	14,67	14,71	17,12	13,44
<b>CaO</b>	23,43	24,15	22,88	24,67	25,57	24,33	24,60	25,38	24,31	24,63	25,71	23,12	25,53	25,53	24,70	25,20	25,38	24,89
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,50	0,30	0,53	0,10	0,01	0,14	0,28	0,29	0,10	0,45	0,12	0,95	0,17	0,17	0,42	0,06	0,03	0,11
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>101,29</b>	<b>100,07</b>	<b>101,84</b>	<b>100,51</b>	<b>101,38</b>	<b>101,30</b>	<b>100,59</b>	<b>100,89</b>	<b>101,09</b>	<b>100,72</b>	<b>100,85</b>	<b>100,09</b>	<b>101,05</b>	<b>101,11</b>	<b>101,40</b>	<b>100,83</b>	<b>100,69</b>	<b>101,62</b>
<b>Porcentajes moleculares</b>																		
<b>Di</b>	53,58	71,72	40,87	66,95	83,30	56,49	73,08	85,45	54,50	79,58	90,86	70,56	90,90	96,02	79,95	79,98	91,04	73,30
<b>Hd</b>	42,13	24,61	54,80	28,42	13,47	37,84	24,33	13,00	38,61	18,11	8,32	26,62	7,09	2,98	17,82	15,65	7,12	22,24
<b>Jo</b>	4,29	3,67	4,33	4,63	3,23	5,67	2,59	1,55	6,89	2,31	0,82	2,82	2,01	1,01	2,23	4,37	1,83	4,46
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

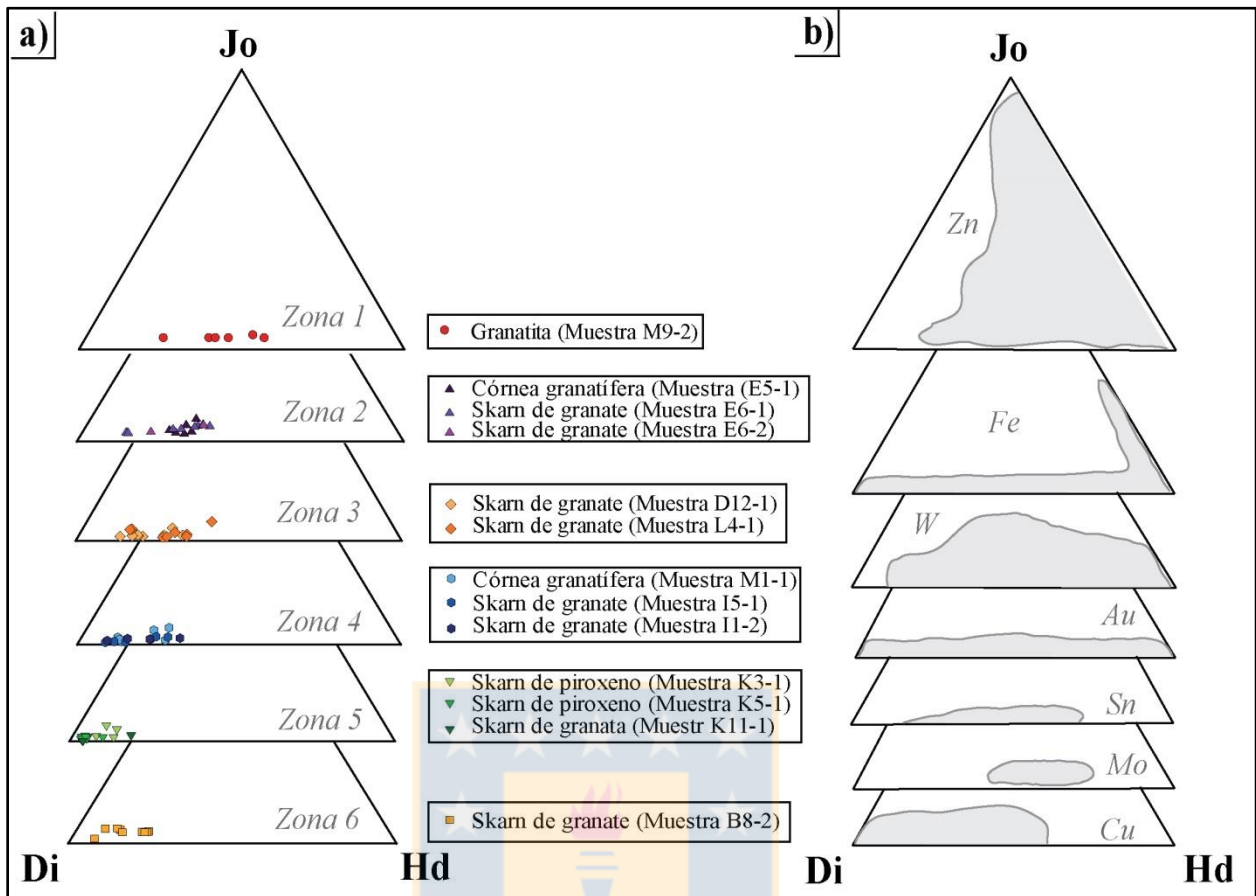
Prom: Promedio; Mín: valor mínimo de hedenbergita y Máx: valor máximo de hedenbergita.

Di: Diópsido; Hd: Hedenbergita y Jo: Johansenita.

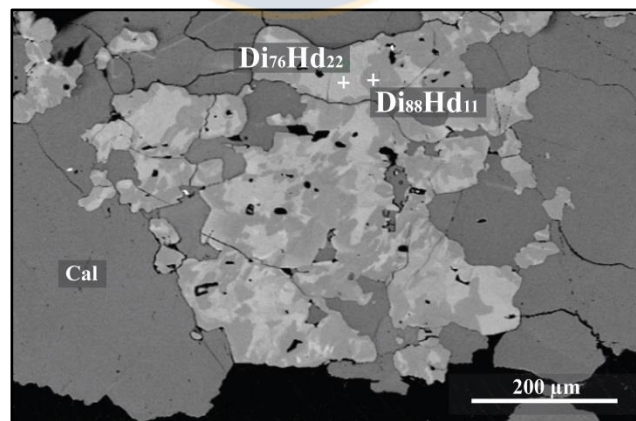


**Figura 5.4:** Diagramas de caja y bigotes que resume las composiciones de clinopiroxenos de las distintas zonas estudiadas a partir de los componentes diópsido (Di) y hedenbergita (Hd).

De manera similar a los granates, los clinopiroxenos exhiben principalmente una zonación en parches o irregular en imágenes de electrones retrodispersados (Figura 5.6) donde los tonos de grises más oscuros en el cristal corresponden a composiciones con mayor cantidad de magnesio ( $Mg^{2+}$ ) con respecto a los tonos más claros, que poseen mayor cantidad de hierro ( $Fe^{2+}$ ).



**Figura 5.5:** Diagramas ternarios para clinopiroxenos: a) Según las zonas estudiadas para este trabajo; b) Clasificación de skarn según Meinert (1992). Los miembros extremos corresponden a diópsido (Di), hedenbergita (Hd) y johansenita (Jo).



**Figura 5.6:** Imagen de electrones retrodispersados de clinopiroxeno con zonación en parche o irregular Muestra I5-1 (Magnificación 150x).



### 5.1.3. Wollastonitas

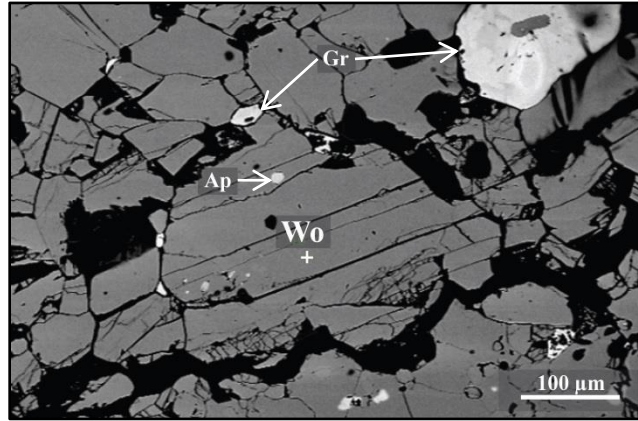
La wollastonita ha sido identificada en las Zonas 4, 5 y 6 y es más abundante en skarn de piroxenos que en los skarn de granate.

Los análisis composicionales están listados en tabla 5.3. Estos fueron normalizados sobre la base de 3 oxígenos para los cálculos de los miembros extremos de wollastonita, rodonita (variedad rica en manganeso) y ferrosilita (variedad rica en hierro). Se puede observar que la composición de wollastonita es casi pura, con pequeños contenidos de Mn (0,2-0,5 %p/p) y Fe (0,02-0,2 %p/p) en reemplazo del calcio.

**Tabla 5.3:** Análisis representativos de wollastonitas de las zonas 4, 5 y 6.

	Zona 4			Zona 5			Zona 6		
Porcentajes en peso									
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52,10	51,56	51,92	51,57	52,00	52,19	52,37	52,40	51,78
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	0,15	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
<b>FeO<sub>T</sub>*</b>	0,09	0,10	0,05	0,08	0,18	0,14	0,05	0,04	0,20
<b>MnO</b>	0,19	0,30	0,40	0,32	0,52	0,38	0,40	0,40	0,41
<b>MgO</b>	0,05	0,12	0,08	0,03	0,07	0,06	0,10	0,11	0,10
<b>CaO</b>	48,01	47,73	47,62	47,18	48,20	47,80	48,36	47,86	48,13
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,48</b>	<b>99,98</b>	<b>100,10</b>	<b>99,19</b>	<b>100,98</b>	<b>100,62</b>	<b>101,31</b>	<b>100,81</b>	<b>100,65</b>
Porcentajes moleculares									
<b>Woll</b>	99,58	99,07	99,13	99,33	98,87	99,14	99,28	99,28	99,01
<b>Ferr</b>	0,02	0,31	0,04	0,13	0,29	0,23	0,07	0,06	0,31
<b>Ro</b>	0,40	0,62	0,83	0,54	0,84	0,62	0,65	0,66	0,67
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>
*Fe <sup>2+</sup> y Fe <sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987). Woll: Wollastonita; Ferr: Ferrosilita y Ro: Rodonita.									

En imágenes de electrones retrodispersados (Figura 5.7), se observa que los cristales de wollastonita tienen un tono de gris homogéneo debido a su composición pura y que no forma solución sólida con otros minerales.



**Figura 5.7:** Imagen de electrones retrodispersados de wollastonita. Muestra B6-1 (Magnificación de 100x).

#### 5.1.4. Vesuvianitas

##### 5.1.4.1. Microscopía y microsonda electrónica

Las vesuvianitas están presentes en las Zonas 3, 4, 5 y 6, al igual que la wollastonita y los granates ricos en grosularia. Su estructura cristalina y fórmula química han sido objeto de discusión para distintos autores (e.g. Warren y Modell, 1931; Arem y Burham, 1969; Ito y Arem, 1970; Coda y otros, 1970; Rucklidge y otros, 1975; Hoisch, 1985, Fitzgerald y otros, 1992, Groat y otros, 1992), sin embargo, la fórmula para la mayoría de las vesuvianitas puede ser escrita como  $X_{19}Y_{13}Z_{18}O_{68}(O, OH, F)_{10}$ , donde  $X = Ca, Na, REE, Pb^{2+}, Sb^{3+}$ ;  $Y = Al, Fe, Ti, Mg, Mn, Cu, Zn$  y  $Z = Si$ .

Groat y otros (1992a) sugieren que la mejor manera de normalizar la fórmula unidad de las vesuvianitas es sobre la base de 50 cationes ( $X + Y + Z$ ) si las vesuvianitas no poseen boro, y sobre la base de 19 cationes ( $X$ ) para vesuvianitas con boro en su estructura. Groat y otros (1994a) explican que esto último se debe a que los cálculos para la fórmula de la vesuvianita a partir los resultados obtenidos en microsonda electrónica dan un exceso de 13 cationes en el grupo catiónico  $Y$ , lo que sugiere la presencia de boro en la estructura de la vesuvianita. Por ende, los autores proponen que la mejor forma de ajustar la estructura a la fórmula química es normalizar las vesuvianitas ricas en boro con base de 19 cationes del grupo  $X$  ( $Ca + Na$ ) y que el boro entraría en un sitio tetraedral ( $T$ ) junto con los cationes en exceso de aluminio y hierro, por lo que la fórmula quedaría dada por  $X_{19}Y_{13}T_{0.5}Z_{18}O_{68}(O, OH, F)_{10}$ , donde  $T = B, Al$  y  $Fe$ .

Como la microsonda electrónica utilizada en este trabajo no puede detectar la presencia de boro debido a su bajo número atómico, los resultados representativos de composición química de vesuvianitas se presentan en la tabla 5.4 normalizados a 50 cationes y en la tabla 5.5 normalizados a 19 cationes. En ambos casos, el contenido de hierro total fue estimado como hierro férrico ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{FeO}_T * 1,1113$ ).

**Tabla 5.4:** Análisis representativos de vesuvianitas normalizadas sobre la base de 50 cationes en las zonas 3, 4, 5 y 6.

	Zona 3			Zona 4			Zona 5			Zona 6		
Porcentajes en peso												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36,45	36,51	36,38	36,99	36,72	36,80	36,86	36,36	36,59	36,90	37,10	36,15
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,69	0,00	0,86	2,20	2,78	3,12	0,10	1,93	2,09	3,06	0,14	0,13
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,43	19,58	16,98	16,91	16,22	15,76	18,19	17,75	16,61	15,43	20,72	14,60
<b>FeO<sub>T</sub></b>	4,46	2,71	4,75	3,18	3,34	3,53	2,70	2,14	2,71	3,50	2,30	4,36
<b>MnO</b>	0,21	0,65	0,27	0,06	0,11	0,12	0,00	0,05	0,08	0,12	0,52	0,71
<b>MgO</b>	1,54	1,12	1,66	1,94	2,17	2,26	2,85	2,39	2,63	2,71	1,09	4,16
<b>CaO</b>	35,52	36,01	35,64	35,37	35,74	35,52	36,03	36,35	36,37	35,93	36,06	35,83
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,21	0,12	0,14	0,28	0,18	0,16	0,03	0,10	0,05	0,11	0,17	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	1,15	0,54	1,20	0,39	0,41	0,35	0,54	0,38	0,50	0,39	0,16	0,00
<b>Total</b>	<b>97,66</b>	<b>97,24</b>	<b>97,88</b>	<b>97,32</b>	<b>97,67</b>	<b>97,63</b>	<b>97,30</b>	<b>97,45</b>	<b>97,63</b>	<b>98,15</b>	<b>98,26</b>	<b>95,94</b>
Normalización sobre la base de 50 Cationes												
Si	17,84	17,74	17,81	18,02	17,88	17,95	17,80	17,61	17,75	17,88	17,74	17,67
Al <sup>IV</sup>	0,16	0,26	0,19	0,00	0,12	0,05	0,20	0,39	0,25	0,12	0,26	0,33
<b>Σ Z</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,02</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>
Al	9,89	10,96	9,60	9,71	9,19	9,00	10,15	9,73	9,25	8,70	11,41	8,08
Ti	0,25	0,00	0,32	0,81	1,02	1,14	0,04	0,70	0,76	1,12	0,05	0,05
Fe <sup>3+</sup>	1,83	1,10	1,94	1,30	1,36	1,44	1,09	0,87	1,10	1,42	0,92	1,78
Mn	0,08	0,27	0,11	0,02	0,05	0,05	0,00	0,02	0,03	0,05	0,21	0,29
Mg	1,12	0,81	1,20	1,41	1,57	1,64	2,05	1,72	1,90	1,96	0,77	3,03
<b>Σ Y</b>	<b>13,18</b>	<b>13,14</b>	<b>13,18</b>	<b>13,25</b>	<b>13,18</b>	<b>13,28</b>	<b>13,33</b>	<b>13,05</b>	<b>13,05</b>	<b>13,24</b>	<b>13,37</b>	<b>13,24</b>
Ca	18,62	18,75	18,69	18,46	18,64	18,56	18,64	18,86	18,90	18,66	18,47	18,76
Na	0,20	0,11	0,13	0,26	0,17	0,16	0,03	0,09	0,05	0,11	0,16	0,00
<b>Σ X</b>	<b>18,82</b>	<b>18,86</b>	<b>18,82</b>	<b>18,73</b>	<b>18,82</b>	<b>18,71</b>	<b>18,67</b>	<b>18,95</b>	<b>18,95</b>	<b>18,76</b>	<b>18,63</b>	<b>18,76</b>
<b>Total</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>

Los cálculos muestran que las vesuvianitas del distrito Caimanes normalizadas a 50 y 19 cationes, presentan un exceso promedio de 0,19 y 0,42 átomos por fórmula unidad (p.f.u) en el grupo catiónico Y respectivamente. Sin embargo, los promedios para el grupo catiónico X sobre

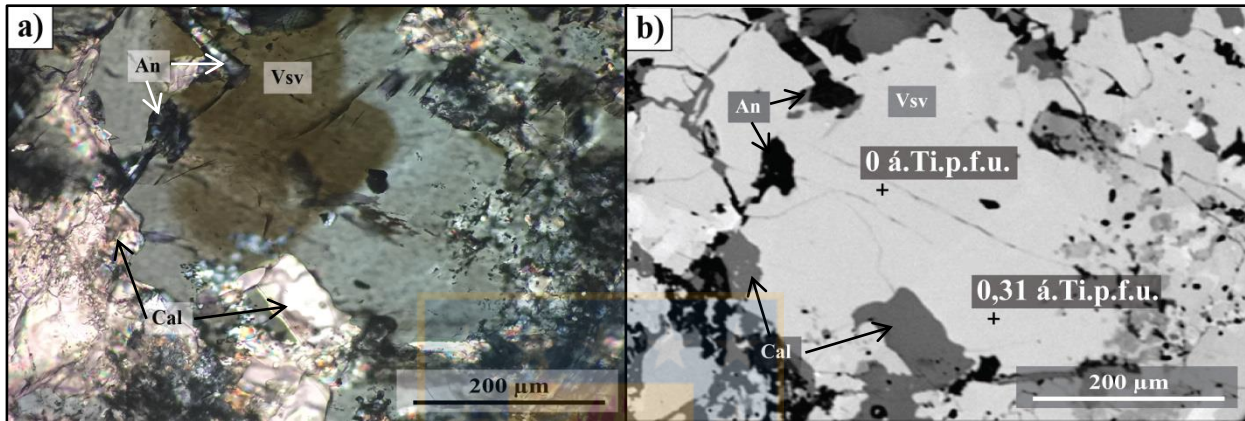
la base para 50 y 19 cationes corresponden a 18,81 y 19,00 respectivamente, mientras que los promedios para el grupo catiónico Z, corresponden a 18,00 y 18,08 respectivamente. Por otro lado, las vesuvianitas de este trabajo pueden tener desde 1,74% hasta 4,06% p/p de agua, donde esta mayor cantidad de agua se encuentra en las vesuvianitas de la Zona 6.

**Tabla 5.5:** Análisis representativos de vesuvianitas normalizadas sobre la base de 19 cationes en las zonas 3, 4, 5 y 6.

	Zona 3			Zona 4			Zona 5			Zona 6		
Porcentajes en peso												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36,45	36,51	36,38	36,99	36,72	36,80	36,86	36,36	36,59	36,90	37,10	36,15
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,69	0,00	0,86	2,20	2,78	3,12	0,10	1,93	2,09	3,06	0,14	0,13
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17,43	19,58	16,98	16,91	16,22	15,76	18,19	17,75	16,61	15,43	20,72	14,60
<b>FeO<sub>T</sub></b>	4,46	2,71	4,75	3,18	3,34	3,53	2,70	2,14	2,71	3,50	2,30	4,36
<b>MnO</b>	0,21	0,65	0,27	0,06	0,11	0,12	0,00	0,05	0,08	0,12	0,52	0,71
<b>MgO</b>	1,54	1,12	1,66	1,94	2,17	2,26	2,85	2,39	2,63	2,71	1,09	4,16
<b>CaO</b>	35,52	36,01	35,64	35,37	35,74	35,52	36,03	36,35	36,37	35,93	36,06	35,83
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,21	0,12	0,14	0,28	0,18	0,16	0,03	0,10	0,05	0,11	0,17	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>F</b>	1,15	0,54	1,20	0,39	0,41	0,35	0,54	0,38	0,50	0,39	0,16	0,00
<b>Total</b>	<b>97,66</b>	<b>97,24</b>	<b>97,88</b>	<b>97,32</b>	<b>97,67</b>	<b>97,63</b>	<b>97,30</b>	<b>97,45</b>	<b>97,63</b>	<b>98,15</b>	<b>98,26</b>	<b>95,94</b>
Normalización sobre la base de 19 Cationes												
Si	18,00	17,88	17,98	18,28	18,05	18,22	18,11	17,65	17,80	18,11	18,09	17,89
Al IV	0,00	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,35	0,20	0,00	0,00	0,11
<b>Σ Z</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,28</b>	<b>18,05</b>	<b>18,22</b>	<b>18,11</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,11</b>	<b>18,09</b>	<b>18,00</b>
Al	10,15	11,17	9,87	9,85	9,40	9,20	10,54	9,81	9,32	8,92	11,91	8,41
Ti	0,26	0,00	0,32	0,82	1,03	1,16	0,04	0,71	0,76	1,13	0,05	0,05
Fe <sup>3+</sup>	1,84	1,11	1,96	1,31	1,37	1,46	1,11	0,87	1,10	1,44	0,94	1,80
Mn	0,09	0,27	0,11	0,02	0,05	0,05	0,00	0,02	0,03	0,05	0,22	0,30
Mg	1,13	0,82	1,22	1,43	1,59	1,67	2,09	1,73	1,91	1,98	0,79	3,07
<b>Σ Y</b>	<b>13,46</b>	<b>13,37</b>	<b>13,49</b>	<b>13,44</b>	<b>13,43</b>	<b>13,54</b>	<b>13,77</b>	<b>13,13</b>	<b>13,12</b>	<b>13,52</b>	<b>13,90</b>	<b>13,63</b>
Ca	18,80	18,89	18,87	18,73	18,83	18,84	18,97	18,91	18,95	18,89	18,84	19,00
Na	0,20	0,11	0,13	0,27	0,17	0,16	0,03	0,09	0,05	0,11	0,16	0,00
<b>Σ X</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>
<b>Total</b>	<b>50,47</b>	<b>50,37</b>	<b>50,49</b>	<b>50,72</b>	<b>50,49</b>	<b>50,76</b>	<b>50,89</b>	<b>50,13</b>	<b>50,13</b>	<b>50,63</b>	<b>50,99</b>	<b>50,63</b>

Al microscopio, existen diferencias notorias en los colores de birrefringencia y la forma de zonación en las vesuvianitas que podrían ser explicadas a partir de la composición química. Por una lado, las vesuvianitas de la Zonas 3 y 4 poseen un color gris-verdoso claro con manchones

pardos (Figura 5.8a), sin embargo, esta diferencia no es notoria en imágenes de electrones retrodispersados (Figura 5.8b) ya que la tonalidad de gris observada es homogénea dentro del cristal, lo que reflejaría que la composición de la vesuvianita, en este caso, no estaría asociada a los colores de birrefringencia. De todas formas, en zonas donde la birrefringencia es de color gris-verdoso, hay mayor cantidad de átomos de titanio y hierro p.f.u y menor cantidad de átomos de aluminio y magnesio p.f.u con respecto a las zonas donde la birrefringencia es color pardo.

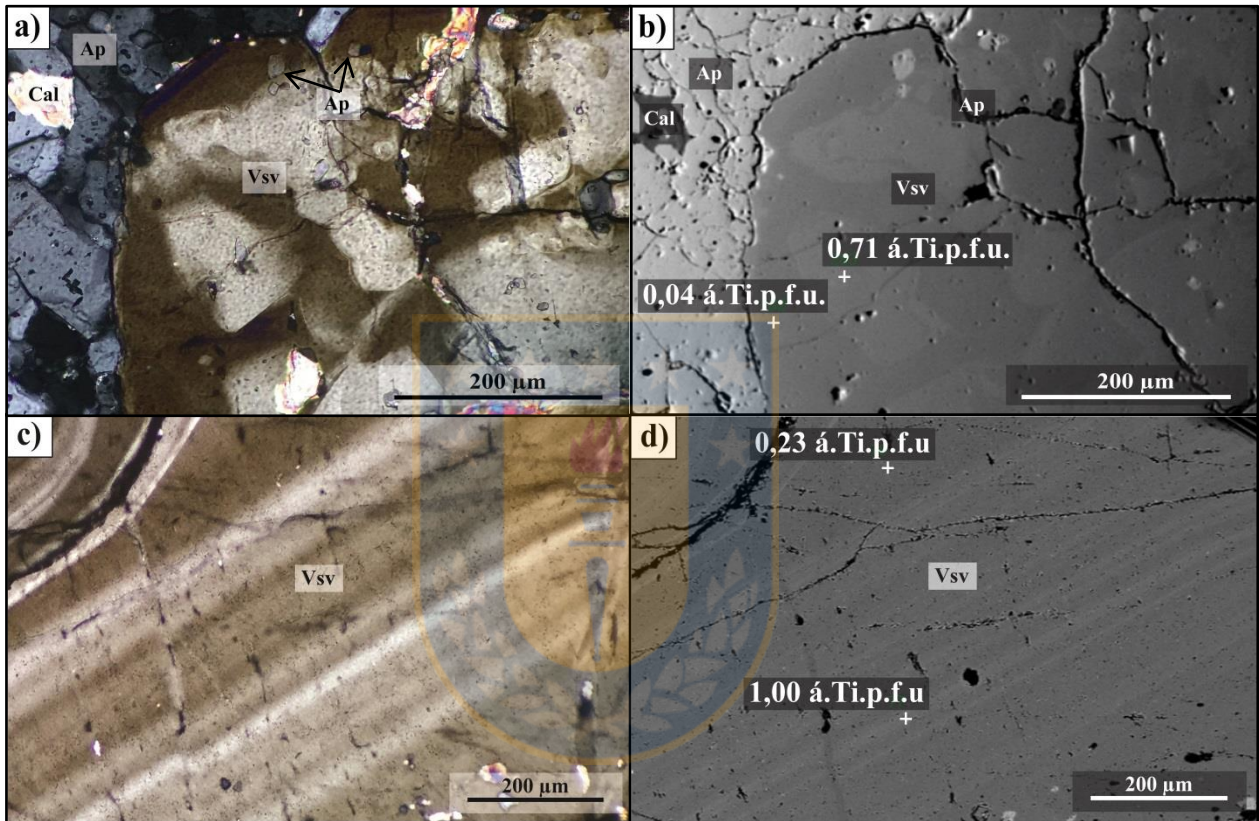


**Figura 5.8:** a) Fotomicrografía de vesuvianita de la Zona 3. Muestra D12-1 (luz transmitida, nicoles cruzados, 20x); b) Imágenes de electrones retrodispersados de vesuvianita de la Zona 3. Muestra D12-1 (Magnificación 140x).

Para el caso de las vesuvianitas de la Zona 5, sus colores de interferencia corresponden a pardo-amarillento pálido en el centro y marrón en los bordes, formando en la mayoría de los casos una zonación marcada dentro del cristal (Figura 5.9a). En imágenes de electrones retro-dispersados (Figura 5.9b) se observa que estos cambios de color en la birrefringencia coinciden con diferencias en las tonalidades de grises en el cristal, donde las tonalidades de grises más claras corresponde al color pardo-amarillento pálido y las más oscuras, al color marrón.

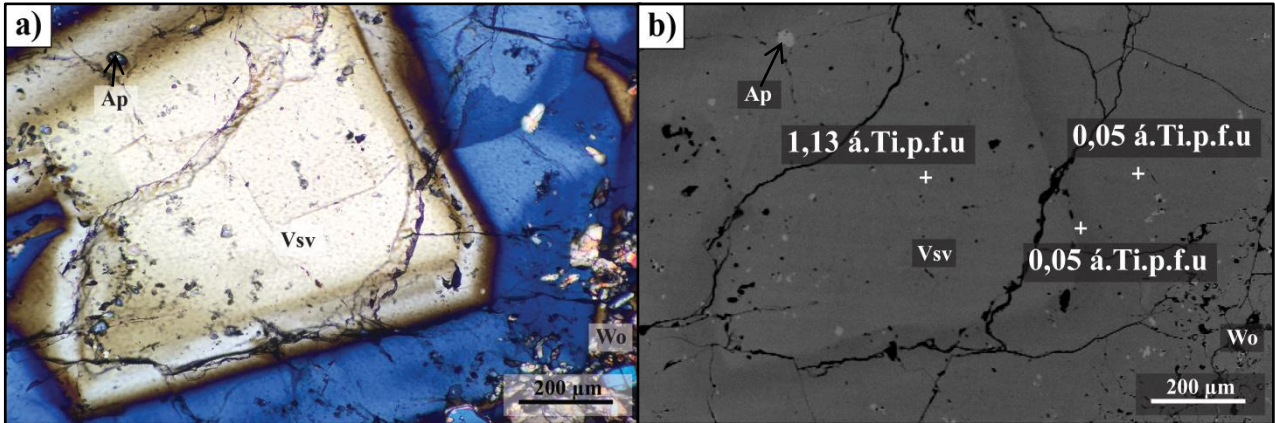
De manera similar, se ha observado que las vesuvianitas de esta zona pueden exhibir una zonación oscilatoria (Figura 5.9c) con colores semejantes a las vesuvianitas anteriormente descritas pero en tonalidades más pálidas. Mediante las observaciones de imágenes de electrones retro-dispersados (Figura 5.9d) se distingue que, al igual que en el caso anterior, los cambios de color en la birrefringencia coinciden con diferencias en las tonalidades de grises dentro del cristal, donde fases más claras coinciden con el color pardo-amarillento pálido y los tonos más oscuros con el color marrón.

El análisis de la química de las vesuvianitas de esta zona indica que el tono de gris claro observado en imágenes de electrones retro-dispersados (birrefringencia de color pardo-amarillento pálido) tienen mayor cantidad de átomos de titanio p.f.u y menor cantidad de átomos de aluminio, hierro y magensio p.f.u., con respecto a el tono de gris oscuro (birrefringencia de color marrón).



**Figura 5.9:** a) Fotomicrografía de vesuvianita zonada en tonos pardo oscuro y pardo claro. Muestra K11-1 (luz transmitida, nicols cruzados, 20x); b) Mismo cristal de vesuvianita en imágenes de electrones retrodispersados. Muestra K11-1 (Magnificación 140x); c) Fotomicrografía de vesuvianita con zonación oscilatoria en tonos pardos oscuro y pardo amarillento. Muestra K5-1 (luz transmitida, nicols cruzados, 20x); d) Mismo cristal de vesuvianita en imágenes de electrones retrodispersados. Muestra K5-1 (Magnificación 200x).

Para el caso de las vesuvianitas de la Zona 6, éstas exhiben una zonación con un centro de color amarillo pálido, en los bordes posee colores anómalos de birrefringencia, llamado “azul berlín” y color marrón en el borde interior y exterior del color anómalo “azul berlín” (figura 5.10a). En imágenes de electrones retrodispersados (Figura 5.10b) estos colores anteriormente mencionados están asociados a tonos de gris que van desde claro, oscuro a intermedio respectivamente.

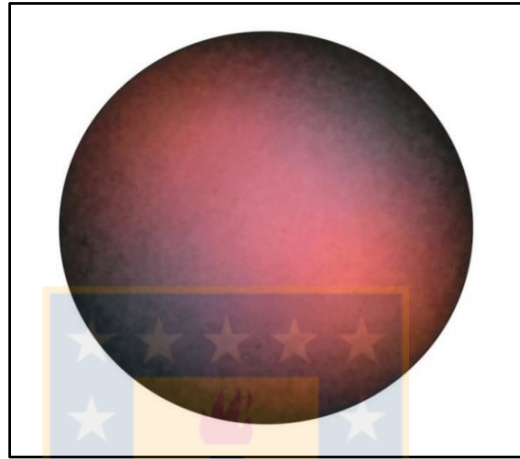


**Figura 5.10:** a) Fotomicrografía de vesuvianita zonada con colores anómalos de birrefringencia (“azul Berlín”) en los bordes y amarillo pálido en el centro. Muestra B6-1 (luz transmitida, nicols cruzados, 5x); f) Mismo cristal de vesuvianita en imágenes de electrones retrodispersados. Muestra B6-1 (Magnificación 70x).

La química de las vesuvianitas de la zona 6 indican que el tono de gris claro observado en imágenes de electrones retro-dispersados (birrefringencia de color amarillo pálido) tienen mayor cantidad de átomos de titanio p.f.u y menor cantidad de átomos de aluminio p.f.u., con respecto a el tono de gris oscuro (birrefringencia de color marrón), sin una tendencia clara en las cantidades de átomos de magnesio y hierro p.f.u. Por otro lado, al comparar el tono gris claro (birrefringencia de color amarillo pálido) con el tonos gris intermedio (birrefringencia azul berlín) los datos indican que el tono gris claro posee mayor titanio y aluminio, y menor hierro y magnesio con respecto al gris intermedio. Finalmente, entre el tono gris oscuro (birrefringencia marrón) y el tonos gris intermedio (birrefringencia azul berlín), el primero posee mayor aluminio y menor magnesio y hierro, sin presencia de titanio.

Cabe mencionar que el color anómalo “azul berlín” observado en las vesuvianitas de esta zona, se da cuando la birrefringencia es demasiado baja por el alto contenido de OH, lo que se puede visualizar en el bajo total de la sumatoria de óxidos (cercano al 95%). Además, donde la birrefringencia es de este color, se observa una disminución de átomos de aluminio p.f.u y un aumento de átomos de magnesio p.f.u con respecto a las otras zonas de birrefringencia dentro de los cristales de esta zona y al resto de los cristales de vesuvianitas estudiados en las zonas 3, 4 y 5. Para Groat y otros (1992) el hecho de que el contenido de aluminio sea menor a 8,5 á.p.f.u y el de magnesio mayor a 2.5 á.p.f.u es una característica para reconocer vesuvianitas ricas en boro.

Otra característica estudiada en este mineral es su figura y signo óptico (Figura 5.11). Al utilizar luz conoscópica, lente de Bertrand y máximo aumento en el microscopio, se puede observar que la figura óptica de los cristales de vesuvianita es biaxial, mientras que el signo óptico es positivo si se introduce una placa compensadora de yeso. Para Groat y otros (1992) esta es una característica diagnóstica para reconocer vesuvianitas ricas en boro, ya que las vesuvianitas libres de boro son ópticamente negativas.



**Figura 5.11:** Cristal de vesuvianita con luz conoscópica. Figura biaxial con signo positivo.

#### 5.1.4.2. Difracción de rayos X

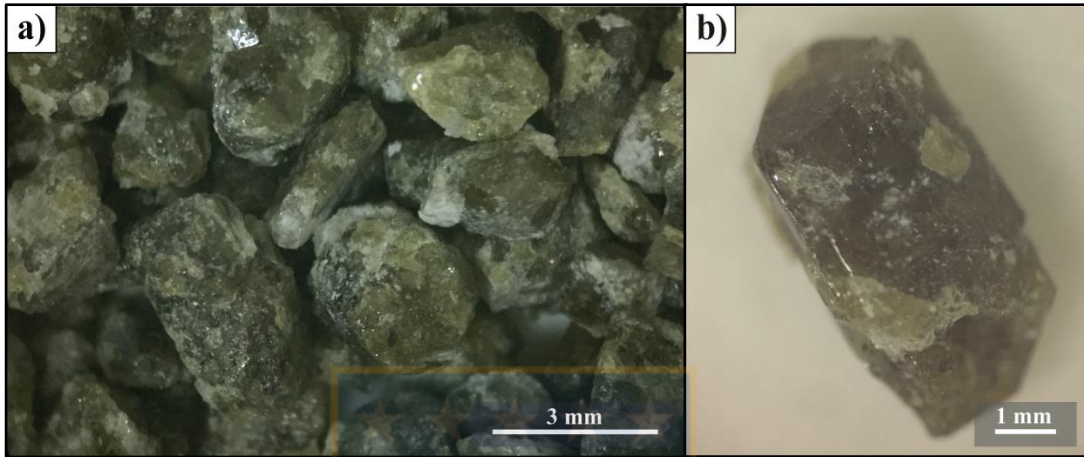
Para tratar de identificar la presencia o no de boro, se realiza un concentrado de cristales de vesuvianitas de la Zona 6 (Figura 5.12a). Notar en la figura 5.12b que las vesuvianitas son cristales prismáticos euhedrales, de color verde oscuro a negro, y poseen brillo vítreo. Estas características físicas son similares a las descritas para el mineral wiluita, que corresponde a la vesuvianita con mayor de 2,5 átomos de boro p.f.u. definida por Groat y otros (1998).

El concentrado de vesuvianitas es pulverizado y sometido a análisis de difracción de rayos x. Mediante el *software Evaluation de Bruker* se reconoce que el difractograma de estas vesuvianitas coincide con las vesuvianitas ricas en boro estudiadas por Groat y otros (1994a).

Por otro lado, Groat y otros (1992) postula que otra característica para reconocer vesuvianitas con boro es que la dimensión  $a$  de la celda debe ser mayor que  $15,62 \text{ \AA}$ , y la dimensión  $c$  debe ser menor que  $11,8 \text{ \AA}$ . Mediante el uso del *software Topas de Bruker* se realizó una simulación del



difractograma a partir de una base de datos de estructuras minerales según el método de Rietveld. El refinamiento de la estructura de las vesuvianitas define que la dimensión  $a$  y  $c$  de la celda unidad corresponden a 15,627 Å y 11,793 Å respectivamente. Los resultados de difracción se encuentran en el Anexo C.



**Figura 5.12:** a) Concentrado de cristales de vesuvianita. Muestra B6-1; b) Cristal euهدral de vesuvianita. Muestra B6-1.

#### 5.1.4.3. Fluorescencia de rayos X

A pesar de que las observaciones químicas (exceso de átomos en el grupo catiónico Y), ópticas (figura biaxial positiva), cristalográficas (coincidencia con difractograma de vesuvianitas ricas en boro y dimensiones de celda unidad) y características físicas de las vesuvianitas de este trabajo indican probablemente la presencia de boro en su estructura, los resultados de fluorescencia de rayos X (tabla 5.6 y Anexo D) revelan que este mineral no posee boro. Sólo posee contenidos traza de fósforo, azufre, cloro, manganeso, cobre, zinc, arsénico, estroncio y wolframio. El valor de este último elemento pudo verse afectado ya que se utilizó molinos de carburo de tungsteno y son una fuente de contaminación.

Por lo tanto, puede que haga falta el uso de otra técnica analítica para confirmar la ausencia de boro, ya que este elemento por su bajo número atómico es difícil de medir e incluso de detectar por medio de esta técnica y por microsonda electrónica, o bien las características diagnósticas señaladas por Groat y otros (1992, 1994a, 1998) no sean aplicables para todas las vesuvianitas.

### 5.1.5. Plagioclasa

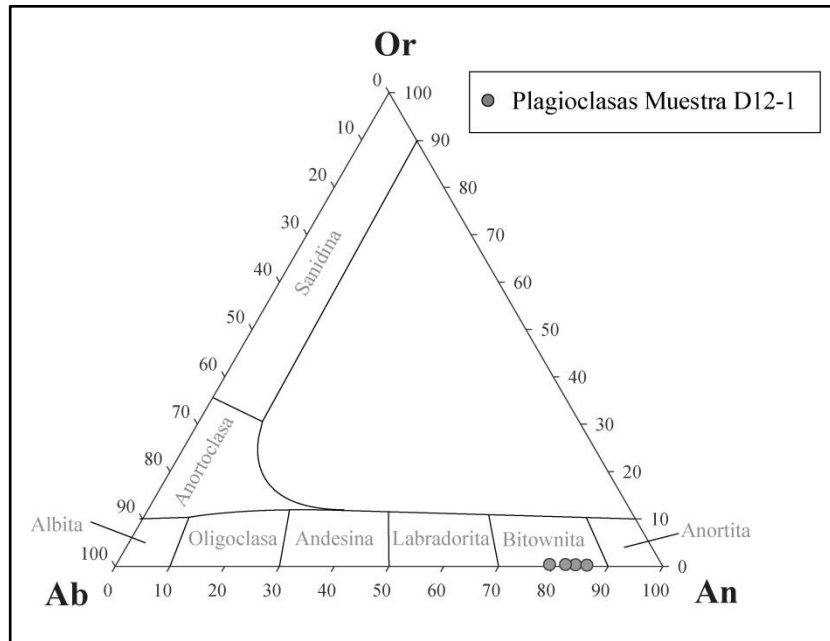
Las plagioclasas han sido observadas exclusivamente en la muestra D12-1 en el skarn de granate de la Zona 3 y ocurre en reemplazo de la calcita y asociada al clinopiroxeno.

Los análisis composicionales de las plagioclasas mediante microsonda electrónica se normalizaron sobre la base de 8 oxígenos y se calcularon las proporciones moleculares para los miembros pertenecientes a la solución sólida albita-anortita. Los resultados de los cálculos están graficados en el diagrama ternario para feldespatos (Figura 5.13), donde éste señala que las plagioclasas son ricas en calcio con cristales de anortita que tienen entre  $An_{79-86}$ , por lo que son clasificadas como bitownita.

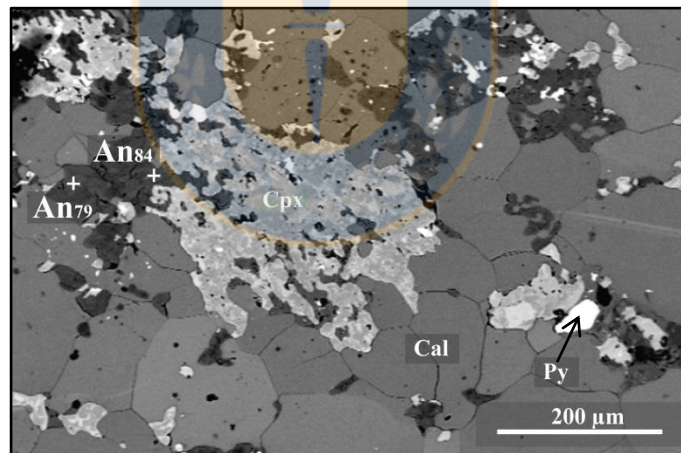
**Tabla 5.6:** Resultados de fluorescencia de rayos X de vesuvianitas de la Zona 6 (Muestra B6-1).

Porcentaje en peso	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	34,66
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,84
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,80
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,38
<b>MnO</b>	0,55
<b>MgO</b>	3,17
<b>CaO</b>	40,42
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,02
<b>SO<sub>3</sub></b>	0,24
<b>WO<sub>3</sub></b>	0,09
<b>ZnO</b>	0,08
<b>CuO</b>	0,06
<b>As<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,05
<b>SrO</b>	0,04
<b>Cl</b>	0,05

En imágenes de electrones retrodispersados (Figura 5.14) la bitownita se observa como una fase más oscura que la calcita y clinopiroxeno, y tiene distinguibles variaciones de tonos de grises dentro del cristal, donde los tonos más claros son más enriquecidos en anortita que los tonos más oscuros.



**Figura 5.13:** Diagrama ternario de feldespatos, con los miembros extremos de ortoclasa (Or), anortita (An) y albita (Ab) para las mediciones realizadas en la muestra D12-1.



**Figura 5.14:** Imagen de electrones retrodispersados de bitownita en muestra D12-1 (Magnificación 140 x).

### 5.1.6. Scheelita-powellita

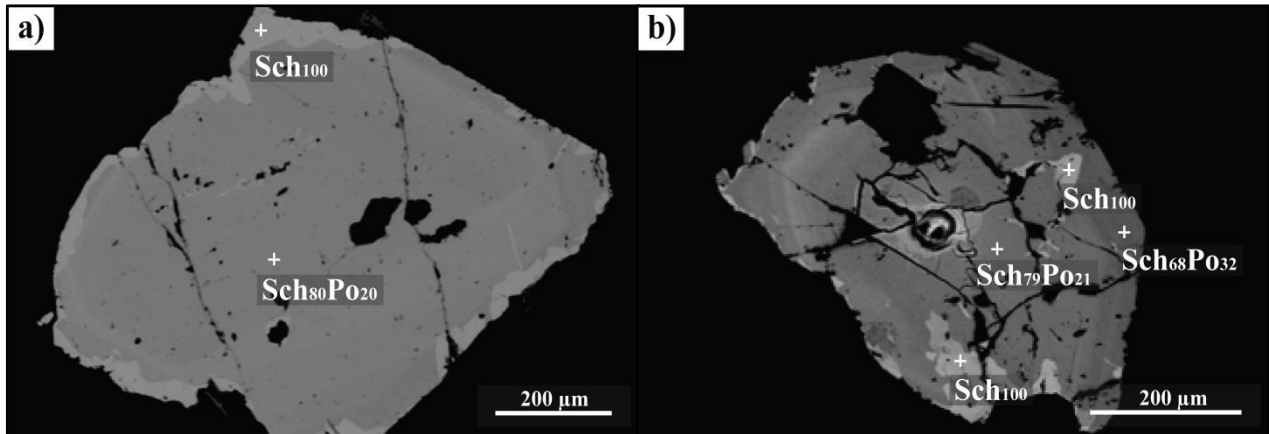
La scheelita-powellita se ha encontrado en el skarn de granate de la Zona 2, comúnmente asociada al cuarzo y compartiendo bordes de cristal con granates.

Como es bien sabido, la scheelita ( $\text{CaWO}_4$ ) forma una solución sólida completa con la powellita ( $\text{CaMoO}_4$ ), aunque una sustitución mayor de 40%p/p de powellita ( $\text{MoO}_3$ ) en scheelita es desconocida o poco usual (Kwak, 1987). Los resultados de los análisis semi-cuantitativos (EDS) para los minerales de la serie scheelita-powellita y los cálculos sus componentes ( $X_{\text{sch}}$  y  $X_{\text{po}}$  respectivamente) a partir de las proporciones atómicas se encuentran en la tabla 5.7. En ésta, se puede observar que las variaciones en el contenido de scheelita va desde un valor mínimo de  $X_{\text{sch}}=0,68$  al valor máximo  $X_{\text{sch}}=1$ , que correspondería a scheelita pura.

En imágenes de electrones retro-dispersados, los cristales de scheelita del distrito Caimanes evidencian una notoria zonación, que refleja una sustitución de wolframio por molibdeno. En la figura 5.15a el cristal de scheelita-powellita posee una zonación en dos tonos de grises, con un núcleo de scheelita rica en molibdeno ( $X_{\text{po}}= 0,20$ ) representado con una tonalidad de gris más oscura, mientras que el borde se observa como un tono de gris más claro y corresponde a scheelita pura ( $X_{\text{po}}= 0$ ), lo que refleja un cambio brusco en la incorporación de molibdeno en la scheelita. De manera similar, la figura 5.15b el cristal de scheelita exhibe tres etapas de formación evidenciada en tres tonos de grises de grises. El núcleo posee un tono de gris intermedio y tiene menor cantidad del componente powellita ( $X_{\text{po}}= 0,21$ ) con respecto al borde ( $X_{\text{po}}= 0,32$ ), representado en una tonalidad gris oscuro. Sin embargo, en zonas de borde y fracturas del cristal aparece una fase tardía y de un tono más claro que representa la scheelita pura ( $X_{\text{po}}= 0$ ).

**Tabla 5.7:** Análisis representativos de minerales de la serie scheelita-powellita de la Zona 2.

<b>Zona 2</b>													
<b>Porcentaje en peso</b>													
<b>O</b>	6,81	6,14	7,39	6,51	6,92	6,40	6,25	6,21	6,20	6,27	18,80	6,21	6,35
<b>Ca</b>	17,05	15,38	18,52	16,32	17,34	16,02	19,18	15,56	15,53	15,71	14,23	15,52	15,90
<b>Mo</b>	8,87	0,00	13,41	0,00	9,00	0,00	14,58	0,00	0,00	0,00	5,16	0,00	0,00
<b>W</b>	67,27	78,48	60,67	77,17	66,74	77,58	59,99	78,22	78,26	78,02	61,81	78,27	77,76
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>99,99</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>99,99</b>	<b>99,99</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,01</b>
<b>Proporciones</b>													
<b>Xsch</b>	0,80	1,00	0,70	1,00	0,79	1,00	0,68	1,00	1,00	1,00	0,86	1,00	1,00
<b>Xpo</b>	0,20	0,00	0,30	0,00	0,21	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00



**Figura 5.15:** Imagen de electrones retrodispersados de: a) Cristal zonado de scheelita-powellita. Muestra E6-2 (Magnificación 120x); b) Cristal zonado de scheelita-powellita. Muestra E6-2 (Magnificación 160x).

El hecho de que los minerales de la serie scheelita-powellita tengan inicialmente una depositación de scheelita rica en molibdeno y una fase tardía scheelita pura, está relacionado a cambios en la fugacidad de oxígeno. Altos contenidos de molibdeno en los cristales scheelita estaría favorecido por condiciones relativamente oxidantes, mientras que bajos contenidos de molibdeno indican condiciones reducidas, donde la depositación del molibdeno ocurre en forma de molibdenita.

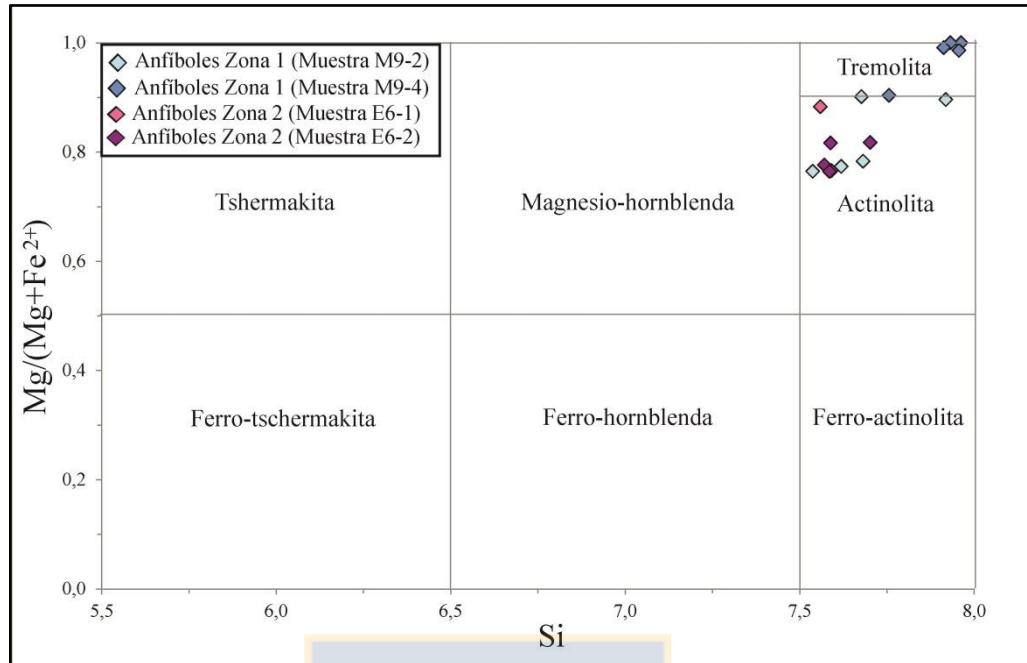
## 5.2. MINERALOGÍA RETRÓGRADA

La mineralogía retrógrada corresponde a la mineralogía de baja temperatura y generalmente hidratada. Ésta está muy poco desarrollada a lo largo del distrito Caimanes y se manifiesta en la escasa presencia de anfíbol, epídota, clorita, zeolitas, cuarzo y calcita.

### 5.2.1. Anfíboles

Los anfíboles se encuentran sólo en las Zonas 1 y 2 del distrito Caimanes, en reemplazo principalmente de clinopiroxenos.

Los análisis químicos obtenidos se normalizaron sobre la base 23 oxígenos y la cantidad de hierro férrico y ferroso se estimó por medio del método de Droop (1987). A partir de los resultados de los cálculos realizados, se utilizó el valor de la relación catiónica  $Mg / (Mg + Fe^{2+})$  para graficarla con respecto al contenido de silicio según la clasificación de Leake (1997) para anfíboles cálcicos (Figura 5.16).



**Figura 5.16:** Diagrama de clasificación de los anfíboles cálcicos de la Zona 1 y 2. Diagrama Si vs. Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>), con (Na+K)<0,50 según Leake y otros (1997).

En el diagrama se puede observar que los anfíboles corresponden principalmente a términos intermedios de la solución sólida tremolita-ferroactinolita (actinolitas) que consiste en el intercambio entre los cationes Fe<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup>. Particularmente, los anfíboles de la muestra M9-4 de la Zona 1 poseen algunos términos más enriquecidos en magnesio, clasificados como tremolitas.

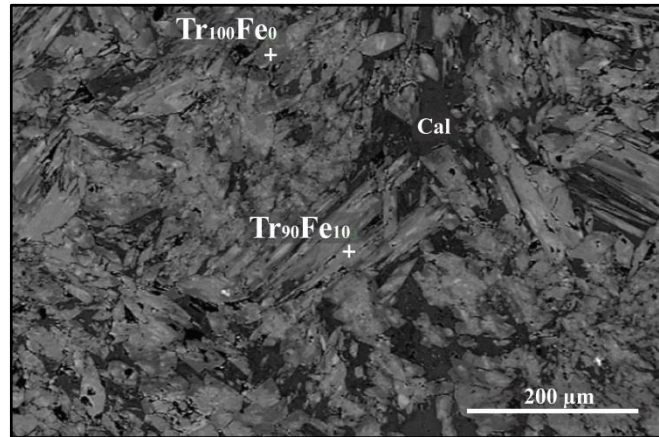
Las imágenes de electrones retrodispersados (Figura 5.17) muestran una composición relativamente homogénea, aunque las tonalidades de color gris claro que aparece en los cristales reflejan un aumento en las concentraciones de hierro ferroso (Fe<sup>2+</sup>) con respecto al Mg<sup>2+</sup>.

### 5.2.2. Epídotas

La presencia de epídotas (o minerales pertenecientes al grupo de la epídota) a lo largo del distrito Caimanes es escasa, ya que sólo están presentes en las zonas 2, 3 y 4 y de manera más bien subordinada, reemplazando a anfíboles o clinopiroxenos.

Las variaciones composicionales dentro del grupo de la epídota están relacionados principalmente al intercambio catiónico entre Al, Fe<sup>3+</sup> y Mn. La epídota en sentido estricto corresponde a uno de los miembros extremos donde domina el intercambio de Al por Fe<sup>3+</sup>. El otro miembro extremo es la clinozoisita, que corresponde al término enriquecido en Al. Por otro

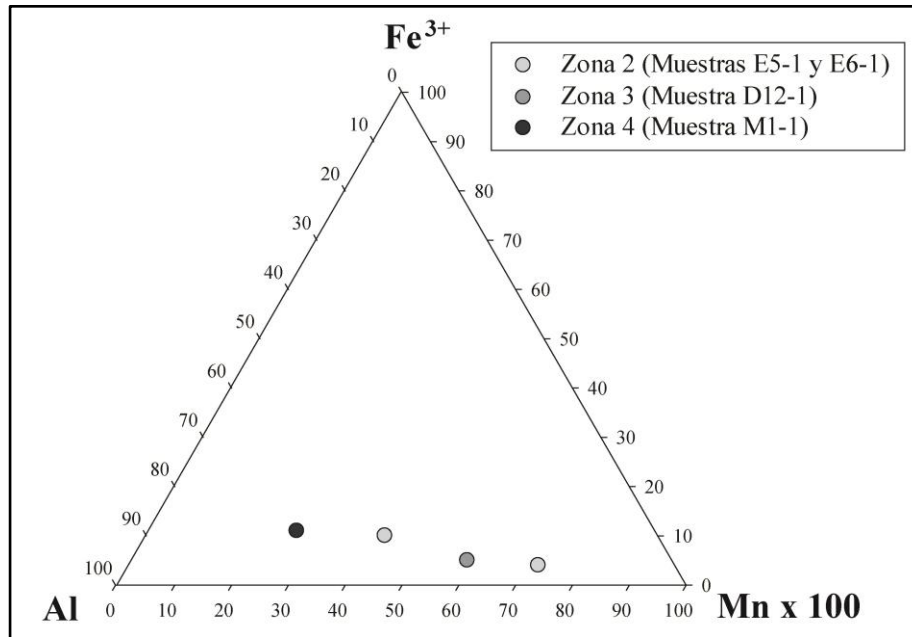
lado, la piedmontita ocurre cuando existe el reemplazo de  $\text{Al-Fe}^{3+}$  por cantidades importantes de Mn.



**Figura 5.17:** Imagen de electrones retrodispersados de anfíboles. Muestra M9-4 (170 de magnificación).

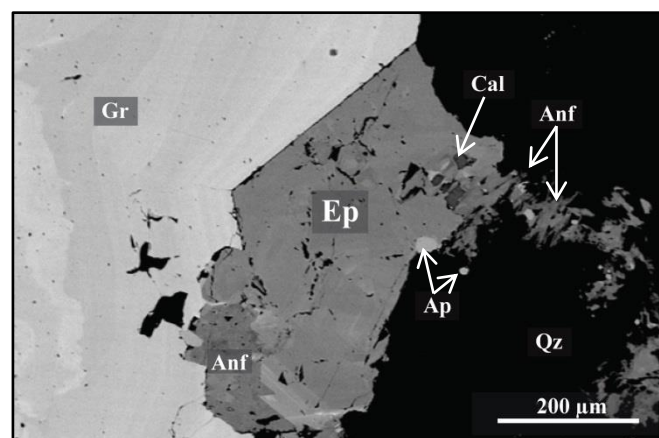
Los resultados de la química mineral para los minerales del grupo de la epidota fueron normalizados sobre la base de 12,5 oxígenos y el contenido de hierro total fue recalculado como hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) a partir de la relación  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{FeO}_T * 1,1113$ . Para la mejor visualización de la variación en el contenido de los cationes, la figura 5.18 corresponde a un diagrama ternario donde los datos graficados corresponden a 4 epidotas medidas en las zonas 2, 3 y 4 y donde cada extremo está representado por los cationes de Al, Fe y Mn, este último exagerado cien veces debido a su baja concentración.

En esta figura se puede observar que el contenido catiónico de Al en las epidotas de este trabajo es considerablemente mayor que el  $\text{Fe}^{3+}$ , mientras que el contenido en Mn sólo alcanza los 0,07 cationes por fórmula unidad. Por otro lado, el grafico muestra una evidente sustitución entre el  $\text{Fe}^{3+}$  y Al, con una disminución en los contenidos de  $\text{Fe}^{3+}$  cuando el manganeso ingresa en la estructura cristalina de la epidota. Por lo tanto, este mineral es clasificada como epidota en sentido estricto, con un mayor contenido catiónico de Al, pero con aportes considerables de  $\text{Fe}^{3+}$  y despreciables de Mn.



**Figura 5.18:** Diagrama ternario de los componentes catiónicos aluminio (Al), hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) y manganeso (Mn) en epídotas del distrito Caimanes. Notar la exageración de cien veces del manganeso.

Como se observa en las imágenes de electrones retrodispersados (Figura 5.19) la tonalidad de gris dispuesta de manera homogénea dentro de los cristales de epídotas evidencia una composición relativamente homogénea en éstos.



**Figura 5.19:** Imagen de electrones retrodispersados de epídota. Muestra E6-1 (Magnificación de 140x).



### 5.2.3. Zeolitas

Las zeolitas se encontraron exclusivamente en la Zona 4 en la muestra I5-1, de manera diseminada y en vetilla. Se realizaron cinco mediciones para el análisis de este mineral.

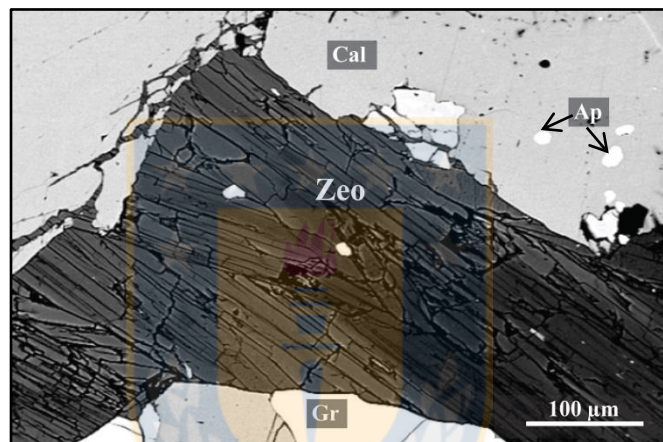
Los resultados obtenidos a partir de microsonda electrónica (Tabla 5.8) fueron normalizados sobre la base de 72 oxígenos dada la fórmula  $(Ca, Na)_5(Si_{27}Al_9)O_{72} \cdot 26H_2O$ . Esta fórmula es utilizada para zeolitas de la serie isomorfa de heulandita-clinoptilolita, sin embargo, estos minerales comúnmente se distinguen entre sí por la relación catiónica entre el silicio y el aluminio en su estructura. Para el caso de la heulandita, la relación Si/Al es menor a 4, mientras que esta relación para la clinoptilolita es mayor que 4.

**Tabla 5.8:** Análisis representativos de zeolitas de la zona 4 normalizadas a 72 oxígenos.

<b>Zona 4</b>					
<b>Porcentaje en peso</b>					
<b>SiO<sub>2</sub></b>	59,06	64,35	61,47	62,16	59,47
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,83	16,99	16,87	17,37	16,36
<b>FeO<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
<b>MgO</b>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>CaO</b>	7,72	7,43	7,45	7,95	7,73
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,39	0,09	0,80	0,20	0,90
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,30	0,26	0,25	0,19	0,22
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>83,31</b>	<b>89,12</b>	<b>86,87</b>	<b>87,90</b>	<b>84,73</b>
<b>Normalización sobre la base de 72 oxígenos</b>					
<b>Si</b>	27,44	27,75	27,37	27,31	27,24
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Al</b>	8,67	8,64	8,85	8,99	8,83
<b>Fe</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Mg</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	3,84	3,43	3,55	3,74	3,79
<b>Na</b>	0,35	0,08	0,69	0,17	0,80
<b>K</b>	0,17	0,14	0,14	0,11	0,13
<b>Si/Al</b>	3,17	3,21	3,09	3,04	3,08

Los cálculos señalan que las zeolitas tendrían aproximadamente entre 10 a 17% en peso de agua, entre 3,44 a 3,84 cationes de calcio y una relación Si/Al entre 3,04 a 3,21, por tanto corresponderían a la variedad cálcica del grupo Heulandita. Sin embargo, se requiere mejorar las condiciones analíticas de medición, ya que los puntos medidos en los cristales de zeolita se desintegran con la incidencia del haz de electrones.

Por otro lado, las zeolitas en imágenes de electrones retro-dispersados (Figura 5.20) se observan como una fase tabular y con tonalidades de grises mucho más oscuras con respecto a los minerales que la rodean. Dentro del mismo mineral, hay partes más oscurecidas que otras, lo que coincide con un mayor contenido de agua en las zonas más oscuras que en las más claras.



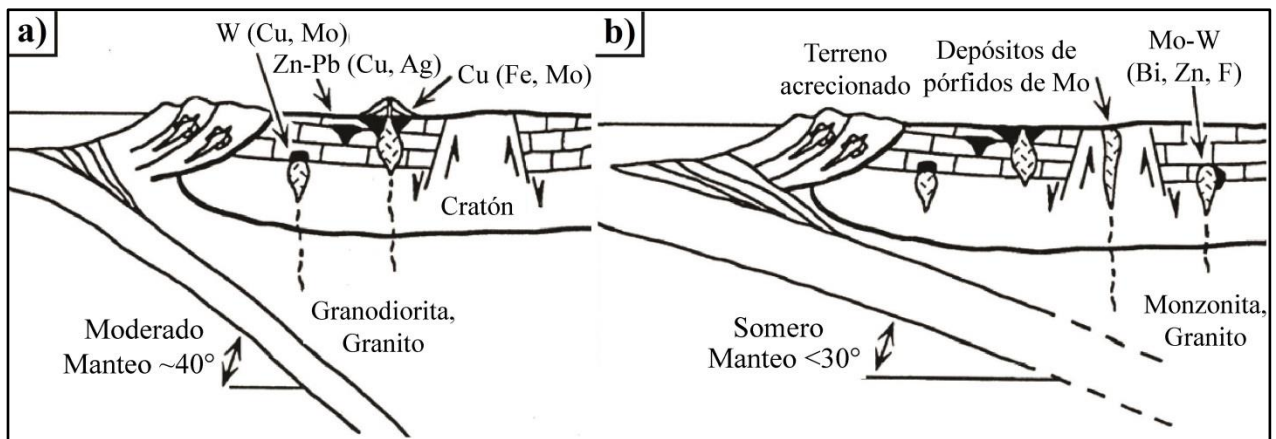
**Figura 5.20:** Imagen de electrones retrodispersados de zeolita. Muestra I5-1 (Magnificación de 200x).

## 6. DISCUSIÓN

Los distintos depósitos de la franja skarnificada del distrito minero Caimanes, agrupado por zonas, poseen ciertas analogías y contrastes en cuanto a su mineralogía calco-silicatada, metal dominante, química mineral y condiciones de formación. En general, las Zonas 1, 3, 4, 5 y 6 poseen características típicas de skarn de cobre, mientras que la Zona 2 evidencia mayor similitud con depósitos clasificados como skarn de molibdeno.

### 6.1. TECTÓNICA, METAMORFISMO DE CONTACTO Y METASOMATISMO.

Según Meinert (1992), tanto los skarn de cobre como los de molibdeno se enmarcan en un contexto tectónico de subducción continental con episodios de cambios en el ángulo de la placa subductada. Esta situación tuvo lugar a cabo durante el Cretácico en el margen occidental andino, donde ocurrió una reorganización paleográfica mayor que provocó cambios en el régimen de subducción, pasando de una subducción de alto ángulo a una subducción de bajo ángulo (Camus, 2003; Ramos, 2009). Los skarn de cobre (Figura 6.1a) son relativamente someros en zonas orogénicas, se desarrollan en ambientes oxidados, asociados a plutones porfíricos tipo I, son meta y peraluminosos y con composiciones que varían de diorita a granito. En estas mismas condiciones, se generan skarns de plomo-zinc y de wolframio a mayores profundidades. A medida que el ángulo de la placa subductada disminuye durante una tectónica transicional, se forman skarns de molibdeno (Figura 6.1b) o wolframio-molibdeno a mayor profundidad, asociados a ambientes reducidos, plutones tipo S, leucocráticos y peraluminosos.



**Figura 6.1:** Modelos tectónicos idealizados de: a) Ambiente de subducción continental con terrenos oceánicos acrecionados; b) Ambiente transicional con bajo ángulo de subducción. Modificado de Meinert (1992).

El estudio de rocas ígneas de la Superunidad Illapel alrededor del distrito minero Caimanes fue realizado por San Martín (2017). El autor postula que, en general, las rocas son calco-alcalinas, tipo I, meta-aluminosas, y tienen composiciones intermedias, que varían de dioritas cuarcíferas hasta granodioritas, pasando por tonalitas y monzodioritas cuarcíferas. Estas características se atribuyen a los plutones que forman skarns de cobre, pero no se ajustan para los plutones que forman skarns de molibdeno, por lo que probablemente el intrusivo que genera el metasomatismo y la mineralización en la Zona 2 esté a mayor profundidad y no haya sido estudiado aún.

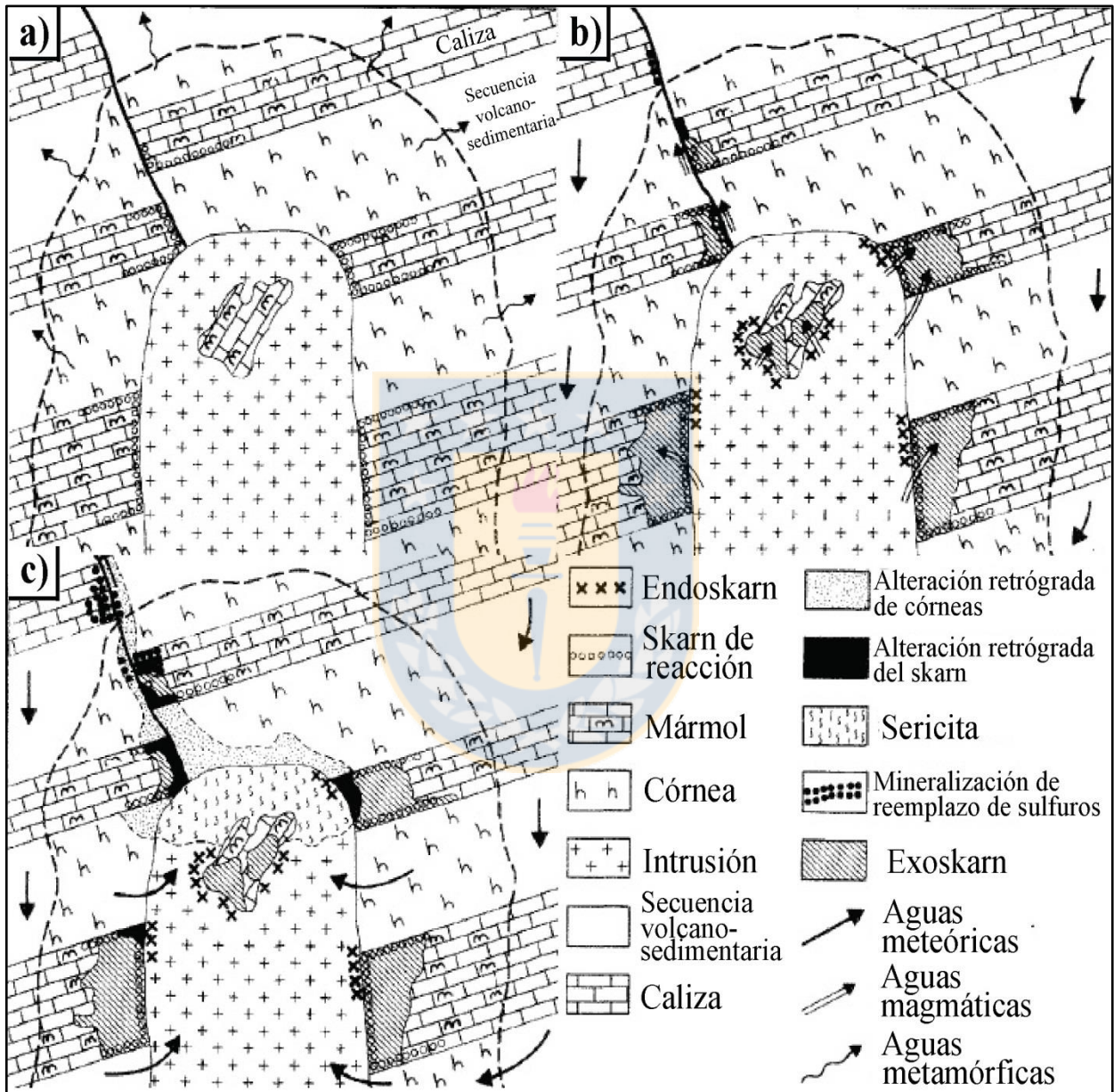
La figura 6.2 representa una probable secuencia de evolución en la formación del skarn del distrito minero Caimanes. El metamorfismo de contacto en el área de estudio es producido por el efecto termal de la intrusión un cuerpo ígneo (Figura 6.2a), probablemente de plutones de la Superunidad Illapel. Este evento corresponde a un metamorfismo isoquímico que causa la recristalización de las calizas y rocas de la secuencia volcano-sedimentaria para formar mármol y córnea respectivamente, desarrollando texturas granoblásticas observadas al microscopio en estas rocas.

En la figura 6.2b se observa que la interacción entre el nivel calcáreo de la Formación Arqueros y fluidos magmáticos ricos en sílice, hierro, magnesio, aluminio y volátiles, permite la formación inicial de la mineralización prógrada, tales como granate, clinopiroxeno, wollastonita y vesuvianita. A medida que el fluido evoluciona, la depositación de mineralización metálica toma lugar en fases tardías de la alteración prógrada (Evans, 1993).

El hecho de que el nivel calcáreo esté delimitado a ambos lados por andesitas y rocas córneas densas relativamente impermeables, permite que el fluido se infiltre principalmente aprovechando el contacto oriental entre las calizas y la secuencia volcano-sedimentaria. Otros controles que permiten la introducción de fluidos corresponden a la permeabilidad de las calizas y las fallas o fracturas.

El enfriamiento del plutón y la introducción de aguas meteóricas hace que el sistema hidrotermal disminuya su temperatura (Figura 6.2c) y genere el metasomatismo retrógrado que forma minerales hidratados y de baja temperatura. Éstos se sobre imponen a la alteración prógrada y corresponden principalmente a anfíboles, clorita, epídota, calcita, cuarzo y zeolitas. La mineralogía retrógrada es mucho menos intensa que la mineralogía prógrada a lo largo de la

franja skarnificada, siendo más notoria en las Zonas 1 y 2. Por otro lado, la disminución de la temperatura favorece la deposición de la mineralización metálica, de manera diseminada en forma de vetas y cuerpos irregulares en el skarn.



**Figura 6.2:** Etapas en la evolución de un depósito de skarn: a) La intrusión del magma genera metamorfismo de contacto en la secuencia volcánico-sedimentaria; b) Infiltración de fluidos hidrotermales para formar la mineralogía prógrada. La mineralización metálica puede ocurrir en fases tardías de esta etapa; c) El sistema se enfría y hay ingreso de aguas meteóricas. Se genera metasomatismo retrógrado acompañado de la deposición de metales. Modificado de Evans (1993).

## 6.2. PETROGRAFÍA Y PARAGÉNESIS MINERAL

### 6.2.1. Zona 1

Las rocas de esta zona corresponden exclusivamente a granatitas. La escasa presencia de piroxenos y el dominio de granate masivo, de tamaño grueso y de color marrón rojizo, indica que esta zona se desarrolla en las cercanías del plutón. Esto debido a que se ha definido un patrón de zonación espacial de minerales en los depósitos tipo skarn, donde la parte proximal al plutón está dominada por granate, mientras que en su parte distal posee mayor cantidad de piroxenos. De la misma forma, las variaciones composicionales y de colores de los granates siguen un patrón definido en la zonación. Meinert (1992) plantea que los granates son comúnmente de color rojo oscuro-marrón en partes proximales al intrusivo, mientras que en ocurrencias más distales es de color verde o amarillo. Como el protolito calcáreo, que está totalmente obliterado, se ha sometido a un prolongado periodo de interacción con los fluidos liberados por el intrusivo en su parte proximal, la abundancia y el crecimiento de los cristales de granate es mayor en esta zona, a diferencia de los que están en la parte distal del skarn.

Por otro lado, la presencia de minerales hidratados como anfíbol y clorita que ocurren en reemplazo de clinopiroxenos, evidencia una introducción de importante cantidad de agua en el sistema durante la alteración retrógrada. Tanto en esta zona como en la zona 2, esta alteración es más abundante en comparación con el resto de las zonas, debido probablemente a que estos skarn se desarrollaron a profundidades más someras donde la infiltración de aguas meteóricas fue más eficiente en estas dos zonas, o bien, ocurrió un alzamiento tectónico de estas zonas después de la intrusión del plutón.

La mineralización metálica corresponde principalmente a calcopirita, pirita, calcosina, covelina y bornita, además magnetita y hematita subordinadas. Si bien no existen estudios previos ni estimaciones de recursos para esta zona, la gran concentración de sulfuros de cobre observados, particularmente la abundancia de calcopirita y bornita, la Zona 1 podría considerarse como la parte proximal de un skarn de cobre independiente del resto de las zonas skarnificadas, debido a su considerable distancia (aproximadamente 15 km hasta la zona 6) y diferencias en las asociaciones paragenéticas características de zonas cercanas al intrusivo, donde el granate domina sobre el piroxeno.

### 6.2.2. Zona 2

La mineralización prógrada de esta zona es exclusivamente anhídrica (ausencia de vesuvianita) y de alta temperatura. La relación granate:clinopiroxeno (2:1) y el color marrón de granates en las muestras de esta zona sugiere una posición más proximal que distal al intrusivo. Por otro lado, la formación de scheelita euhedral y en contacto directo con granate indica una simultaneidad temporal con este mineral, además de las observaciones químicas de este mineral que serán discutidas más adelante. La precipitación de scheelita en fases tardías de la etapa prógrada del skarn es similar a la descrita por Kwak y Tan (1981) en el skarn de W de King Island y El Khalile y otros (2014) en el skarn de Mo en Azegour. De la misma forma, Burt (1977) señala que para los ambientes de skarn, la scheelita y los óxidos generalmente parecen ser anteriores a las asociaciones de sulfuros.

Posterior a la etapa prógrada, se desarrollaría una etapa retrógrada de minerales de baja temperatura, tales como anfíboles, clorita, epidota, cuarzo y calcita. Al igual que la Zona 1, la presencia de minerales hidratados como anfíbol, clorita y epidota indica una formación del skarn a niveles más bien someros que permitiera la infiltración de aguas meteóricas al sistema. El cuarzo grueso observado revela que el fluido responsable del metasomatismo en esta zona debió contener gran concentración de sílice que permitiera la obliteración total del protolito original de la roca, y que además, haya generado texturas de corrosión en granates observadas al microscopio. Por lo tanto, se interpreta que para la formación del depósito de skarn en esta zona, se requieren fluidos de composición rica en sílice y por ende, plutones más diferenciados que los generen.

La mineralización dominante de esta zona corresponde a molibdenita, seguida de scheelita, calcopirita y otros sulfuros como bornita, pirita y pirrotina. Según Meinert (1992) la asociación de molibdeno-wolframio-cobre es la más común para los skarn de molibdeno, sin embargo, a parte de la paragénesis mencionada, también es típica la presencia de fluorita y casiterita en este tipo de depósito, minerales que no se observaron en las muestras estudiadas. Como se mencionó anteriormente, la scheelita se formaría principalmente en la etapa prógrada, sin embargo, no hay una relación textural clara para el resto de los sulfuros, aunque la clorita y la molibdenita se han observado espacialmente asociadas.

### 6.2.3. Zonas 3, 4, 5 y 6

Estas cuatro zonas han sido agrupadas debido a sus similitudes mineralógicas y texturales, sin embargo, cada una de estas zonas constituye un depósito distinto debido a la distancia entre ellas (entre 1 a 3 km).

La paragénesis característica en la etapa prógrada para estas zonas consiste en granate y piroxeno, además de vesuvianita y wollastonita observadas en las zonas 5 y 6. Esta asociación mineralógica es común para los skarn de cobre (Meinert, 1992; Ray y Webster, 1991a) y el patrón zonal definido para este tipo de skarn corresponde a granate masivo cerca del plutón, una zona rica en piroxeno en su parte media y vesuvianita y/o wollastonita en zonas distales (Meinert, 1992). Esta relación se puede observar con respecto a la altura en las zonas 5 y 6, donde los skarns de granate (granate>piroxeno) están ubicados a menor cota que los skarns de piroxenos (wollastonita>piroxeno>granate), por lo que se sugiere que el plutón responsable del metamorfismo y metasomatismo no aflora en superficie. Sin embargo, se requiere mayor densidad de muestreo o incluso sondajes para confirmar esto.

Esta variación en la vertical también se puede visualizar en los colores de los granates de las Zonas 5 y 6. Los granates de skarn de granate son de mayor tamaño y posee colores marrones, mientras que en los skarn de piroxenos los granates son de menor tamaño y tienen colores desde pardo claro a amarillo. Como se mencionó anteriormente, Meinert (1992) sugiere que los granates son comúnmente de color rojo oscuro-marrón en partes proximales al intrusivo, mientras que en ocurrencias más distales son de color verde o amarillo, lo que permite apoyar la idea de un plutón en profundidad.

A simple vista, las muestras de skarn de granates y piroxenos evidencian remanente de calizas como el protolito original de la roca y están empobrecidas en cuarzo, lo que refleja calizas más puras, o bien un fluido menos pervasivo y con menores concentraciones de sílice que el de la Zona 2, por lo que el plutón que afecta a esta zona no es necesariamente muy diferenciado. Además, diversos autores consideran que para la formación minerales de vesuvianita y wollastonita en rocas calco-silicáticas se requiere de fluidos esencialmente acuosos (Ballivián y otros, 2015).



La alteración retrógrada es muy incipiente para las zonas 3 y 4, donde se han observado algunos cristales de epidota además de zeolitas, sin embargo, en las zonas 5 y 6 no se observan minerales hidratados y de baja temperatura. A diferencia de las Zonas 1 y 2, probablemente la formación del skarn en las zonas 3, 4, 5 y 6 fue a mayor profundidad de manera que no intervinieron (o de manera muy limitada) aguas meteóricas para el desarrollo de la alteración retrógrada. De todas formas, se ha observado gran cantidad de sulfuros en estas zonas.

La mena dominante corresponde al cobre en forma de bornita y calcopirita, además de pirita, hematita, magnetita, blenda, calcosina y covelina subordinados. Para el caso de las Zonas 3 y 4, se observa parte de la mineralogía metálica asociada a epidota, pero para las zonas 5 y 6 donde no existe alteración retrógrada, la mineralización metálica es asignada a la alteración prógrada. La mayor concentración de metales, específicamente calcopirita-bornita, se observa en la Zona 6 (Tres Marías-Tres Chepas) donde las leyes de cobre han sido estimadas cerca del 2% (Galay, 1973) y además se han detectado cantidades anómalas de oro (3-4 gr/ton) indicadas por Michea (2010) y Herrera (2001), y plata asociada a bornita (Vallete, 2017).

## **6.3. QUÍMICA MINERAL**

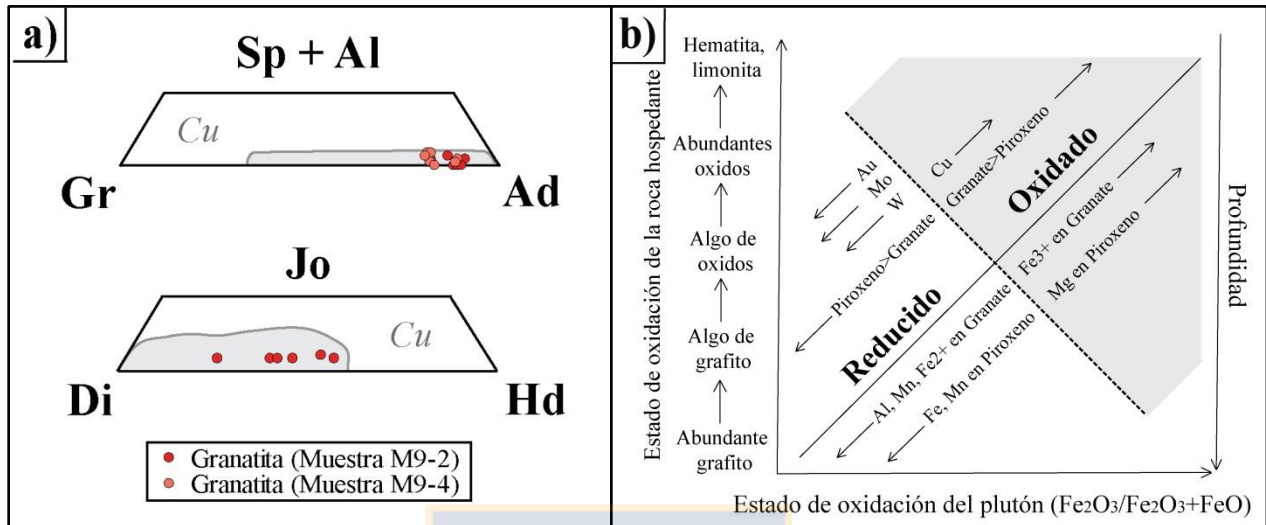
### **6.3.1. Zona 1**

Los análisis de química mineral para la mineralogía prógrada muestran que los granates de la Zona 1 están enriquecidos en  $\text{Fe}^{3+}$  ( $\text{Ad} > 70$ ), mientras que los clinopiroxenos, a pesar de tener algunos términos enriquecidos en hedenbergita ( $\text{Fe}^{2+}$ ), son progresivamente ricos en magnesio (diópsidos). Esta asociación es típica para skarns de cobre mundialmente conocidos (Figura 6.3a), y además indica el sistema era principalmente oxidado (Figura 6.3b) al momento de la formación de la mineralogía prógrada.

A diferencia del resto de las zonas estudiadas, los cristales de granate en esta zona son isótropos. Su composición es homogénea por lo que no presentan zonaciones de ningún tipo. Probablemente esto se debe a que no hubo cambios en las condiciones del fluido durante el crecimiento de los cristales de granate.

La figura 6.4 corresponde a un diagrama para estimar temperaturas a partir de asociaciones de fases minerales. Para condiciones oxidantes, se forman comúnmente andradita, hematita y

magnetita a temperatura por sobre los 400°C y aumenta de manera proporcional a la fugacidad de oxígeno.



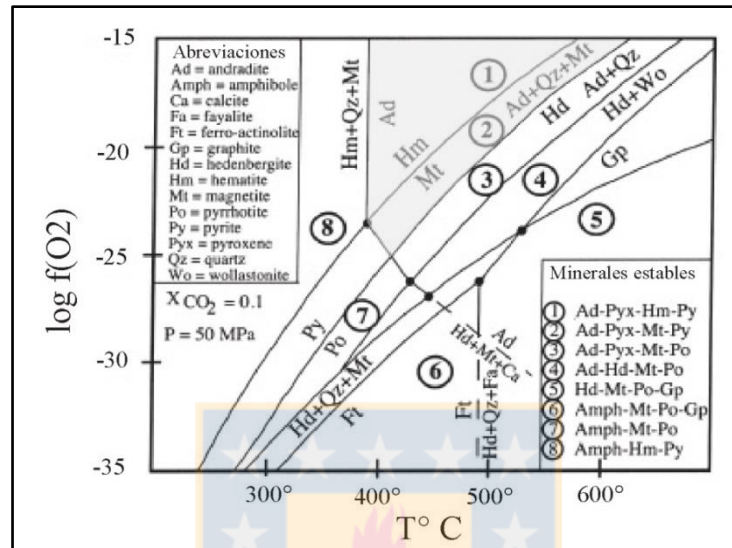
**Figura 6.3:** a) Diagramas ternarios de granates y piroxenos para la Zona 1. En gris corresponden a composiciones típicas de skarn de cobre conocidos a nivel mundial (Meinert, 1992). Los miembros extremos para granates corresponden a grosularia (Gr), andradita (Ad) y espesartina (Sp) + almandino (Al). Los miembros extremos corresponden para piroxenos corresponden adiósido (Di), hedenbergita (Hd) y johansenita (Jo); b) Estado de oxidación de depósitos tipo skarn en términos del plutón y características de la roca hospedante. Modificado de Meinert (2005).

Para el caso de la química de los anfíboles, éstos corresponden a actinolitas aunque enriquecidas principalmente en magnesio (tremolitas). Meinert (1992) señala que para skarn de cobre, el anfíbol más común correspondería a actinolitas progresivamente más enriquecidas en hierro. La incongruencia entre los anfíboles de este trabajo y los de otros depósitos de skarn de cobre se debe a que los anfíboles provienen de la alteración retrógrada de clinopiroxenos también ricos en magnesio (diópsidos) y a la baja presencia de hierro en el sistema durante la formación de minerales retrógrados.

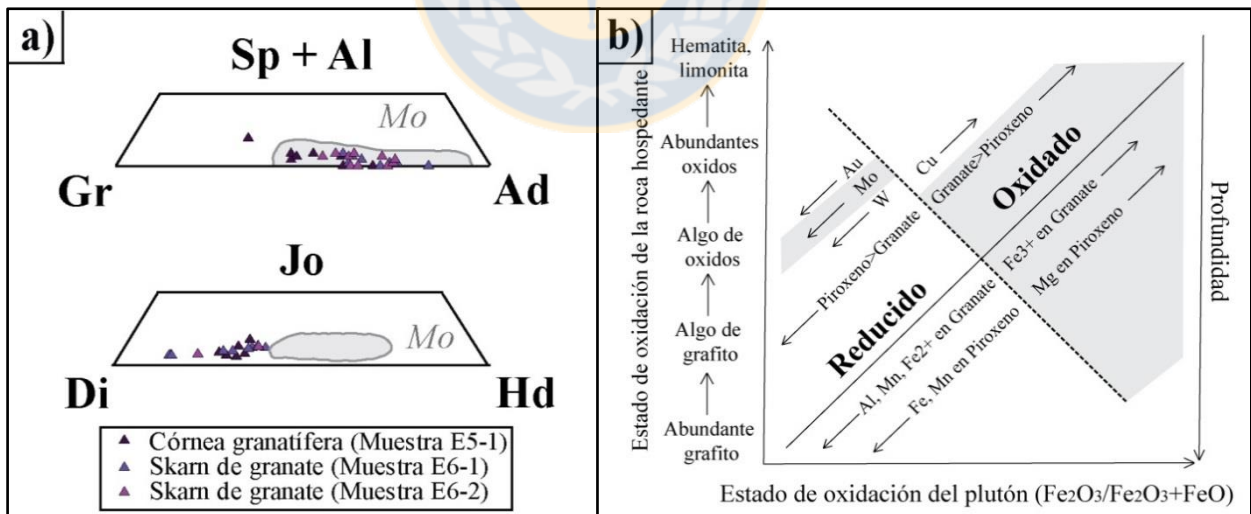
### 6.3.2. Zona 2

De manera similar a la Zona 1, las composiciones de los granates de la Zona 2 son ricos en andradita ( $\text{Fe}^{3+}$ ) y reflejan un quimismo afín a otros skarns de molibdeno conocidos a nivel mundial (Figura 6.5a). Sin embargo, los clinopiroxenos son ricos en diópsido ( $\text{Mg}^{2+}$ ) lo que no coincide con lo establecido por Meinert (1992) para otros skarn de molibdeno, ya que la

hedenbergita es el mineral más común en este tipo de depósito (Figura 6.5a). Como se mencionó en el párrafo anterior, inicialmente el nivel cálcareo tendría impurezas con considerables contenidos de magnesio (o bien el fluido que interacciona tendría una alta concentración de magnesio) que permitió la formación de dióxido en vez de hedenbergita.



**Figura 6.4:** Diagrama Temperatura vs.  $\log fO_2$  que muestra los campos de estabilidad para los principales minerales constituyentes en un skarn (Tomado de Meinert y otros, 2005).

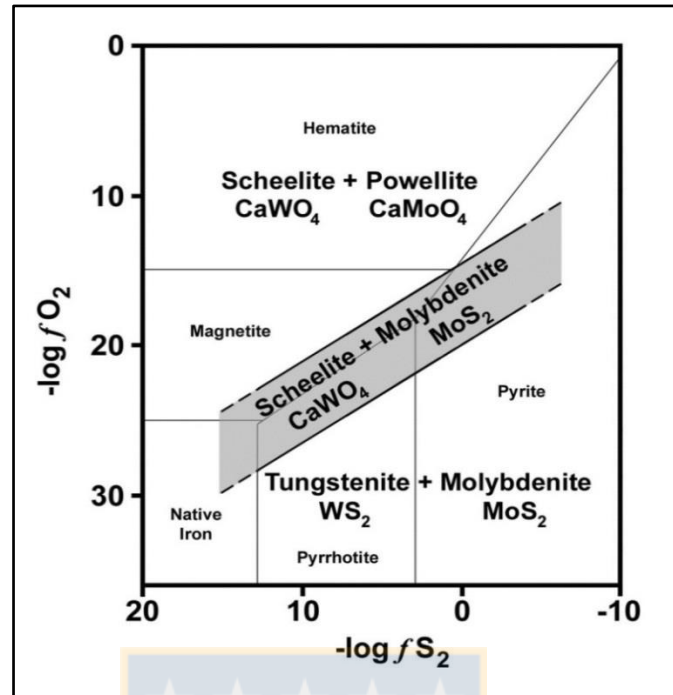


**Figura 6.5:** a) Diagramas ternarios de granates y piroxenos para la Zona 2. En gris corresponden a composiciones típicas de skarn de molibdeno conocidos a nivel mundial (Meinert, 1992); Los miembros extremos corresponden para granates corresponden a grosularia (Gr), andradita (Ad) y espesartina (Sp) + almandino (Al). Los miembros extremos para piroxenos corresponden a dióxido (Di), hedenbergita (Hd) y johansenita (Jo); b) Estado de oxidación de depósitos tipo skarn en términos del plutón y características de la roca hospedante. Modificado de Meinert (2005).

De la misma forma que la Zona 1, la co-existencia de diópsido (clinopiroxeno rico en magnesio y empobrecido en  $\text{Fe}^{2+}$ ) y andradita (granate rico en  $\text{Fe}^{3+}$ ) sugiere condiciones oxidadas de formación (Meinert, 2005; Zhao, 1999; Zaw y Singoyi, 2000) como muestra la figura 6.5b y temperaturas de formación por sobre los  $400^\circ\text{C}$  (Figura 6.4). El hecho de que la mena dominante sea el molibdeno con cobre subordinado está asociado principalmente a que se requieren plutones más diferenciados. Por lo tanto, skarns de molibdeno se pueden formar donde dominan condiciones inicialmente oxidantes entre el plutón y la roca caja y no necesariamente condiciones reducidas, como es en el caso de esta zona.

Por otro lado, las distintas zonaciones composicionales que se observan tanto en granates como en clinopiroxenos en imágenes de electrones retro-dispersados representan fluctuaciones en la química del fluido durante el metasomatismo prógrado. Algunas de estas zonaciones, particularmente la zonación normal en granates, revelan un cambio abrupto entre un núcleo más enriquecido en hierro y empobrecido en aluminio con respecto al borde. Jamtveit y otros (1993) postulan que el núcleo de los granates generalmente refleja la composición del protolito, y registran las reacciones progresivas con la infiltración de fluidos hidrotermales. A partir de consideraciones termodinámicas y cinéticas, Jamtveit y otros (1995) establecen que la partición Al-Fe entre el granate y el líquido es muy sensible con respecto a variaciones en la temperatura, fugacidad de oxígeno, pH y salinidad. Por consiguiente, la composición inicial del cristal de granate, pudo verse afectada por la interacción entre fluidos hidrotermales durante un crecimiento rápido del cristal.

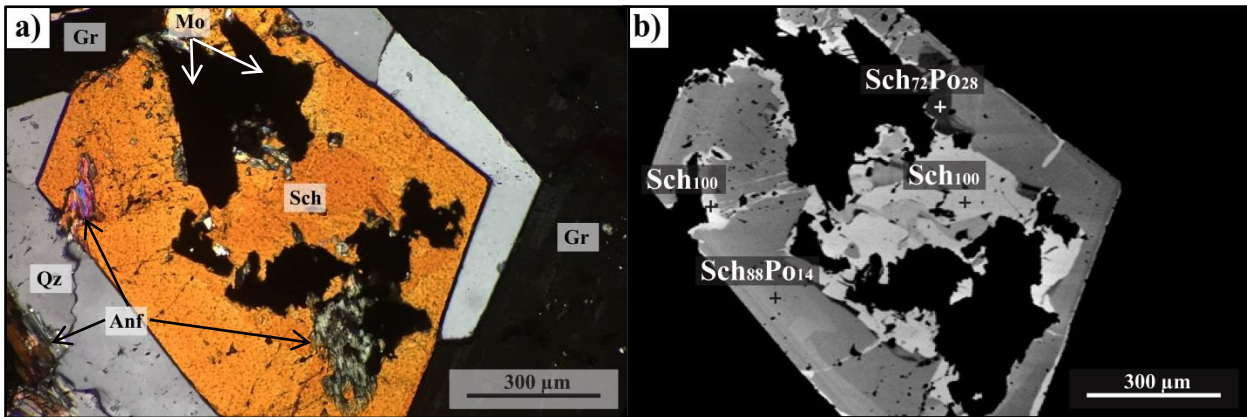
Además de la formación de andraditas y diópsidos en la etapa prógrada, en asociación paragenética se forman minerales de la serie scheelita-powellita. Cálculos termodinámicos indican que la ocurrencia estos minerales, particularmente de powellita pura, se ve favorecida por condiciones oxidantes, mientras que la molibdenita necesita de condiciones más reductoras para su estabilidad, como se observa en la figura 6.6. Sin embargo, el miembro extremo scheelita y la molibdenita tienen un amplio campo de estabilidad en términos de fugacidad de oxígeno ( $f_{\text{O}_2}$ ) y de azufre ( $f_{\text{S}_2}$ ). De esta forma, para Hsu y Galli (1973) el requerimiento de la fugacidad de oxígeno y azufre no es tan riguroso para la formación de miembros intermedios como para la formación powellita pura. Así, scheelita relativamente rica en powelita puede coexistir con molibdenita, si la relación ente la actividad del molibdeno y la del azufre es alta.



**Figura 6.6:** Diagrama  $-\log f_{O_2}$  vs.  $-\log f_{S_2}$  indica el campo de estabilidad donde coexisten scheelita y molibdenita a  $577^\circ\text{C}$  y 1000 bars de presión del fluido (Tomado de Poulin y otros, 2016).

En la figura 6.7a se puede observar un cristal euhedral de scheelita asociado a pequeños cristales de molibdenita al microscopio, mientras que la figura 6.7b corresponde a la misma imagen en electrones retro-dispersados. En ésta se puede observar que inicialmente el cristal corresponde a scheelita pura ( $X_{sch}=1$ ) representado en tono gris claro. Posteriormente, hay un cambio brusco de composición marcado por un tono gris oscuro. Esto representa la introducción de molibdenita al sistema, en todavía condiciones oxidantes, permite la formación de minerales intermedios de la solución sólida ( $Sch_{88}Po_{14}$  y  $Sch_{72}Po_{28}$ ). Finalmente, en una etapa tardía y mucho más limitada, reaparecen composiciones de scheelita pura en los bordes del cristal y bordeando además los cristales de molibdenita.

De esta manera, la formación de scheelita comienza durante la etapa prógrada y puede continuar durante la etapa retrógrada asociada a molibdenita ya que ambas poseen un campo de estabilidad en común. Sin embargo, esto ocurre de manera más limitada, ya que cuando el sistema oxidante evoluciona a un sistema más reducido el molibdeno se asocia de preferencia al azufre y la scheelita deja de ser estable.



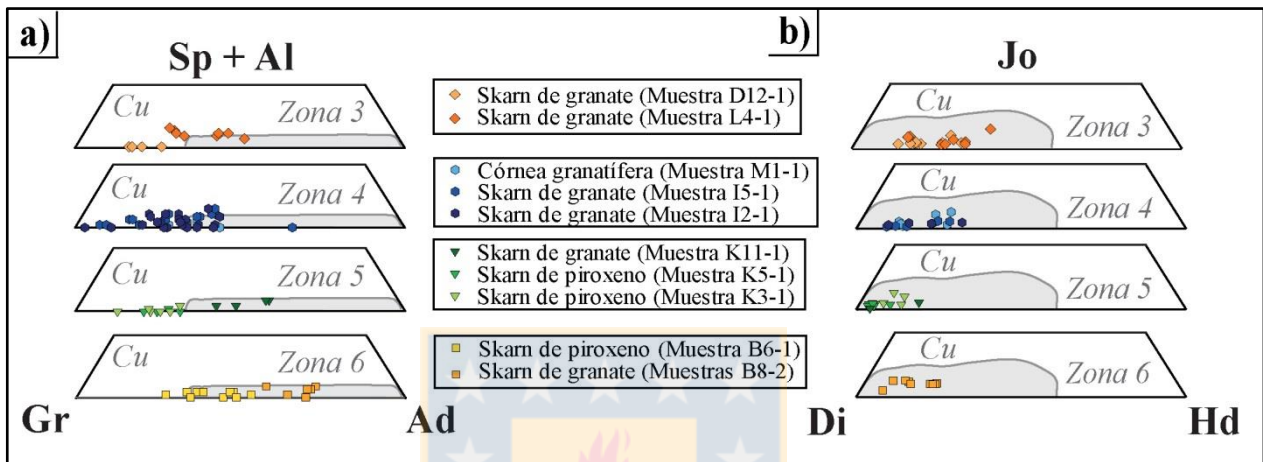
**Figura 6.7:** a) Fotomicrografía de scheelita euhedral asociada a molibdenita. Muestra E6-2 (luz transmitida, nicoles cruzados, objetivo 10x); b) Imágenes de electrones retro-dispersados que muestra zonaciones composicionales de los minerales scheelita-powellita asociadas a molibdenita. Muestra E6-2 (Magnificación 100x).

En cuanto a la mineralogía retrógrada y al igual que para los skarn de cobre, Meinert (1992) señala que para los skarn de molibdeno los anfíboles son progresivamente más ricos en hierro dentro de la serie actinolita-tremolita. De manera similar que en la Zona 1, esto no se cumple ya que los anfíboles de esta zona son ricos en magnesio, al igual que el piroxeno. El dominio de minerales ricos en magnesio, podría deberse a que el protolito original o el fluido haya tenido concentraciones significativas de este elemento que permitiera tener una fuerte incidencia durante el metasomatismo para la formación de diópsido (rico en Mg) y luego la alteración de éste en tremolita (rico en Mg).

### 6.3.3. Zonas 3, 4, 5 y 6.

A excepción del caso de la zona 6, la química de granates de estas zonas no es congruente con la química de otros granates de skarn de cobre estudiados por Meinert (1992) que son principalmente ricos en andradita (figura 6.8a), ya que las zonas 3, 4 y 5 poseen composiciones cercanas al extremo grosularia. El hecho de que los skarns de granate de las zonas 5 y 6 son más ricos en andradita que los granates de los skarns de piroxeno, refleja una etapa inicial de formación de granates rica en hierro que progresivamente aumenta su contenido en aluminio a medida que evoluciona el fluido. Del mismo modo, pero a menor escala, se han observado zonaciones normales en la Zona 4 con un núcleo rico en hierro con respecto al borde, enriquecido aluminio. Esta evolución temporal marcada de manera regional en los skarn de granate y piroxeno y de manera microscópica en cristales de granates zonados, indica que el fluido

evoluciona desde una parte proximal rica en hierro hasta una parte distal rica en aluminio. Por tanto, valores cercanos al extremo grosularia indican un fluido más evolucionado y por ende, sectores más distales con respecto a la fuente. Jamtveit y otros (1993, en Meinert, 1997) postulan que el núcleo de los granates generalmente refleja la composición del mayor elemento del protolito y registra la reacción progresiva con la infiltración de fluidos hidrotermales.

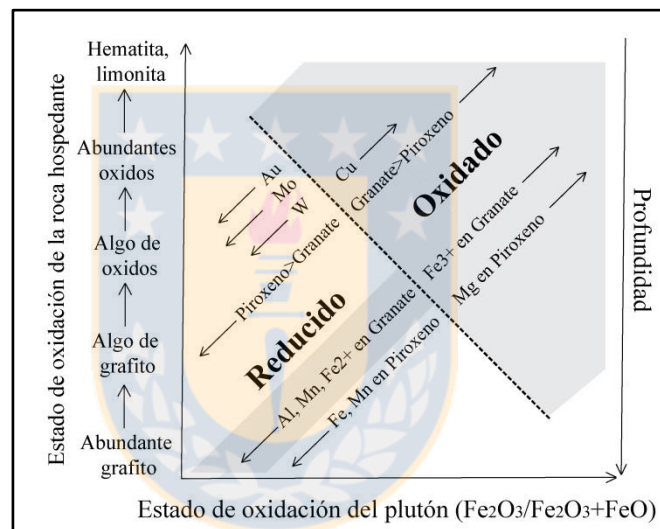


**Figura 6.8:** a) Diagramas ternarios de granates para las Zonas 3, 4, 5 y 6. En gris corresponden a composiciones típicas de granates en skarn de molibdeno conocidos a nivel mundial (Meinert, 1992). Los miembros extremos corresponden a grosularia (Gr), andradita (Ad) y espesartina (Sp) + almandino (Al); b) Diagrama ternario de piroxenos para la Zona 2. En gris corresponden a composiciones típicas de piroxenos en skarn de cobre conocidos a nivel mundial (Meinert, 1992). Los miembros extremos corresponden a diópsido (Di), hedenbergita (Hd) y johansenita (Jo).

Para el caso de los granates de estas zonas, se puede observar que la mayor o menor birrefringencia está directamente asociada a la composición. A medida que el granate aumenta su composición en grosularia, esto se traduce en un aumento de la birrefringencia. Este fenómeno se ha documentado antes por otros autores (Meagher, 1975; Meinert, 2005), donde los granates de la serie grandita (grosularia-andradita) asociados a depósitos metasomáticos exhiben notoria birrefringencia. Esta anomalía óptica ha sido tema de debate y existen varias propuestas sobre su origen. Éstas incluyen la sustitución de  $H_4$  por  $Si_4$  en hidrogranates (Meagher, 1975), anisotropía debido a un *strain* residual en la estructura (Kitamura y Komatsu, 1978), sustitución de tierras raras en el sitio catiónico X dando lugar a efectos magneto-ópticos (Blanc y Maisonneuve, 1973), ordenación de cationes octaédricos reduciendo así la simetría (Takéuchi y Haga, 1976) y efecto de la presión de  $H_2O$  y  $CO_2$  (Hariya y Kimura, 1978), entre otros.

Por otro lado, los clinopiroxenos de estas zonas son ricos en magnesio (Figura 6.8b), por lo que sus composiciones coinciden con otros clinopiroxenos de skarn de cobre estudiados por Meinert (1992) a nivel mundial. Además, como se ha visto en las zonas 1 y 2, la formación de diópsido se ve favorecida por el hecho de que el nivel cálcico probablemente tendría fases ricas en magnesio que reaccionaron con los fluidos y permitieron la formación del diópsido en lugar de hedenbergita o johansenita.

Las composiciones de clinopiroxeno enriquecido en diópsido y de granate enriquecido en andradita-grossularia reflejan un ambiente relativamente oxidado, característica típica de los skarn de cobre, como se muestra en la figura 6.9.



**Figura 6.9:** Estado de oxidación de depósitos tipo skarn en términos del plutón y características de la roca hospedante. Modificado de Meinert (2005).

Por otra parte, todas las características diagnóstico señaladas por Groat y otros (1992; 1994a; 1998) para reconocer vesuvianitas ricas en boro se cumplen para el caso de las vesuvianitas del distrito Caimanes. Sin embargo, los resultados de fluorescencia de rayos X para las vesuvianitas de la Zona 6 señalan la ausencia de este elemento, por lo que dichas características no son aplicables para las vesuvianitas de este trabajo o bien se requiere el uso de otra técnica para tratar de medir el boro, ya que este elemento es difícil de detectar.



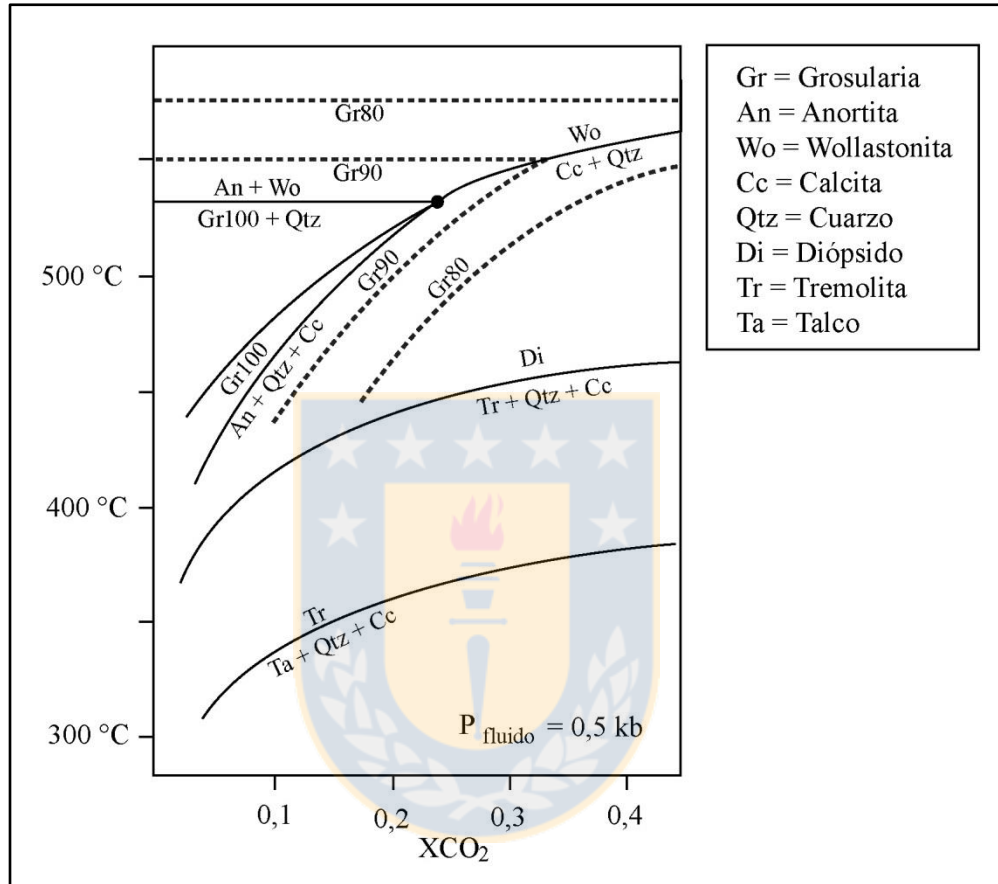
En general, los cristales de vesuvianitas no son homogéneos, sino que poseen una distribución heterogénea de cationes de Ti, Al, Mg y Fe. Esto se ve reflejado en sus colores de birrefringencia y en distintos tonos de grises en imágenes de electrones retro-dispersados. Esta relación entre la química y birrefringencia en las vesuvianitas, debido principalmente por el contenido de titanio, concuerda con estudios anteriores (e.j. Ahmed y Leake, 1996; Gibson y Wallmach, 1995). Para las vesuvianitas de este trabajo, el intercambio catiónico más evidente corresponde a la disminución del aluminio conforme aumenta el titanio ( $\text{Ti} \leftrightarrow \text{Al}$ ) ya que las concentraciones de Mg y Fe son relativamente bajas y en algunos casos su tendencia no es clara. Gibson y Wallmach (1995) proponen que las principales sustituciones en zonas de baja birrefringencia corresponden a  $\text{Ti} + \text{Mg} \leftrightarrow 2\text{Al}$  y  $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ , mientras que en zonas de alta birrefringencia  $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}$  y  $\text{Ti} + \text{Mg} \leftrightarrow 2\text{Al}$ .

Por otro lado, los colores anómalos de birrefringencia como el “azul berlín” observados en vesuvianitas de la Zona 6, también ha sido detectado por otros autores (Deer y otros, 1982) que sugieren que este color se genera por el alto contenido de OH en la estructura del mineral, por lo que las vesuvianitas con estos colores evidencian fluidos con mayor cantidad de agua. El aumento en el contenido de magnesio y disminución en el contenido de aluminio ha sido detectada donde la birrefringencia es de color “azul berlín” y corresponde a una característica diagnóstica establecida por Groat y otros (1992) para vesuvianitas ricas en boro. El autor propone una sustitución de  $\text{B}^{3+} + \text{Mg} \leftrightarrow 2\text{H} + \text{Al}$ , donde el boro reemplazaría a dos átomos de hidrógeno y el magnesio al aluminio en el sitio Y de la estructura de la vesuvianita.

La figura 6.10 ilustra los campos de estabilidad de distintas paragénesis que se forman a partir de cierta temperatura y proporción de  $\text{CO}_2$  en el fluido, a una presión constante de 0,5 kb. Para que la grosularia pura sea estable, se requiere una  $X_{\text{CO}_2}$  menor a 0,2 aproximadamente y temperaturas entre 400 y 530°C. Si se mantiene esta proporción de  $\text{CO}_2$ , y al aumentar la temperatura sobre los 530°C, el porcentaje de grosularia en el granate disminuye y lo mismo ocurre al aumentar paulatinamente tanto la temperatura y como la proporción de  $\text{CO}_2$ , mientras que la ocurrencia de plagioclasa (Zona 3) y wollastonita estarían por sobre los 530°C. Entre los 400 y 500°C aproximadamente el dióxido estable y bajo los 400°C, el dióxido pasa a tremolita.

Además, la paragénesis grosularia-vesuvianita-wollastonita-calcita en skarn ha sido estudiada por Ahmed-Said y Leake (1996) y Johnson y otros (2000) a partir de cálculos termodinámicos.

Ahmed-Said y Leake (1996) calculan temperaturas entre 620 a 660°C y  $X_{CO_2}$  entre 0,10 y 0,20 a presiones de  $3,3 \pm 3$  kbar para el skarn de Connemara. Por otro lado, Johnson y otros (2000) deduce que con  $X_{CO_2} < 0,20$  en el skarn de Fraserburgh, la temperatura y presión de formación es de 600°C y 2,5 kbar respectivamente.



**Figura 6.10:** Ilustración de equilibrio de fase para reacciones seleccionadas en el sistema Ca-Mg-Al-Si-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. Modificado de Meinert (1992).

## 7. CONCLUSIONES

El skarn del distrito Caimanes se desarrolla a lo largo del nivel calcáreo de orientación NS de la Formación Arqueros de edad neocomiana. Estas rocas han sido intruidas por plutones pertenecientes a la Superunidad Illapel, cuyos fluidos dieron origen al depósito tipo skarn. En éste se pueden encontrar litologías características de este tipo de depósitos, tales como granatitas, skarn de granates, skarn de piroxenos, rocas córneas y mármol.

La infiltración de fluidos magmáticos responsable de la formación del skarn ocurre principalmente a través del contacto oriental entre el nivel calcáreo y la secuencia volcano-sedimentaria, además de aprovechar las fallas y permeabilidad de las calizas.

La Zona 1 corresponde a la parte proximal de un skarn de cobre. Las rocas observadas corresponden a granatitas, donde se desarrolla una etapa prógrada compuesta de granate masivo de color marrón rojizo y escaso clinopiroxeno. La etapa retrógrada consiste en abundante anfíbol, clorita y cuarzo. La presencia de estos minerales indica que el skarn se desarrolló probablemente a profundidades más someras que permitiera favorecer la infiltración de fluidos meteóricos para formar minerales hidratados. Por otro lado, la mineralización metálica corresponde principalmente a calcopirita, pirita y covelina, con magnetita, hematita y calcosina subordinadas.

La química de granates indica que corresponden a andraditas y son composicionalmente homogéneos, por lo que los cristales no muestran birrefringencia. Por otro lado, los clinopiroxenos son principalmente diópsidos y los anfíboles son parte la serie ferroactinolita-tremolita, con términos enriquecidos en magnesio. La mineralización rica en magnesio está probablemente favorecida por fases ricas en magnesio en las calizas impuras. La química de los minerales prógrados coincide con otros depósitos tipo skarns estudiados a nivel mundial y con condiciones oxidantes para su formación.

La Zona 2 es clasificado como un skarn de molibdeno donde la mineralización se desarrolla principalmente en un skarn granate. La fase prógrada consiste en granates de color marrón, clinopiroxeno, scheelita y apatito en inclusión dentro de granates. Por otro lado, la etapa retrógrada compuesta por anfíbol, clorita, epídota, calcita y abundante cuarzo, que oblitera completamente el protolito de la roca. Al igual que para la Zona 1, la abundante mineralización retrógrada comparada con el resto de las zonas, sugiere condiciones más someras de formación.

Además de la scheelita, la mineralización metálica corresponde a alta concentración de molibdenita, seguido de calcopirita, bornita, pirrotina, pirita y magnetita.

Los granates tienen composiciones ricas en andradita similar a otros skarns de molibdeno conocidos a nivel mundial. Además, presentan zonaciones composicionales de tipo irregular y normal, con un núcleo enriquecido en hierro con respecto al borde. Por otro lado, la química de clinopiroxenos corresponde a diópsido, cuando comúnmente para este tipo de skarn el clinopiroxeno es comúnmente hedenbergita. Del mismo modo, los anfíboles corresponden a actinolitas ricas en magnesio en vez de actinolitas ricas en hierro. Este enriquecimiento en magnesio en estos minerales se debe a que el protolito tendría fases ricas en este elemento. La mineralogía prógrada de esta zona indica un ambiente oxidado y la abundante cantidad de cuarzo requiere fluidos con altas concentraciones de sílice y plutones más diferenciados que los generen.

Los resultados semi-cuantitativos de los minerales de la serie scheelita-powellita de la Zona 2 revelan que existe una sustitución de hasta  $X_{po}=0,32$  de powellita en scheelita, y que la scheelita pura puede estar asociada a pequeños cristales de molibdenita dependiendo de las condiciones óxido-reductoras.

La mineralogía y petrografía para las zonas 3, 4, 5 y 6 es bastante similar, estableciendo cuatro sistemas distintos de skarn de cobre por la distancia que los separa entre sí pero con similares características entre ellos. Poseen una etapa prógrada compuesta principalmente de granate y clinopiroxeno en secciones proximales, donde éstas están ubicadas a menores cotas y wollastonita con vesuvianita en partes distales, ubicadas a mayores cotas. Así mismo, la coloración de granate gradada desde pardo en skarn de granate a amarillo en skarn de piroxenos con la altura. La escasa o ausencia de minerales de alteración retrógrada (epídota y zeolitas locales) indican que los skarns de estas zonas se formaron a mayores profundidades.

La química de granates para estas zonas es principalmente grosularítica, con algunos términos enriquecidos en andradita para la Zona 6. Al igual que su coloración, las composiciones enriquecidas en hierro se encuentran a mayor profundidad, mientras que las composiciones enriquecidas en aluminio están a menor profundidad. A medida que los granates aumentan su contenido en aluminio, éstos son composicionalmente heterogéneos, por lo que exhiben zonaciones y presentan notoria birrefringencia. De la misma forma que el resto de las zonas, la

mineralogía indica un ambiente principalmente oxidado de formación y con fluidos esencialmente acuosos y empobrecidos en sílice.

A pesar de que las vesuvianitas de la Zona 6 tendrían características diagnósticas para reconocer vesuvianitas ricas en boro, los datos químicos obtenidos a partir de fluorescencia de rayos x, señalan que las vesuvianitas del distrito minero Caimanes no posee boro en su estructura. De todas formas, los cálculos estequiométricos se calculan sobre la base de 19 cationes (Ca + Na) ya que de esta forma se ajusta mejor la fórmula.

Tanto los cambios en los colores de birrefringencia como las zonaciones composicionales observadas en imágenes de electrones retrodispersados en los cristales de vesuvianita están controlados por las variaciones en las concentraciones de titanio, que tiene una fuerte correlación negativa con el aluminio. Por otro lado, el color de birrefringencia anómalo “azul berlín” en las vesuvianitas de la Zona 6 es el resultado de un alto contenido de agua en su estructura.

Estudios termodinámicos anteriores y diagramas de fase indican que la mineralogía de estos tipos de depósitos se formarían a temperaturas por sobre los 400°C dependiendo de la proporción de CO<sub>2</sub>, y bajo esta temperatura ocurriría la alteración retrógrada. Sin embargo, se requieren estudios de inclusiones fluidas por zona para determinar temperaturas y salinidades más exactas.

## 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, Región de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile. N° 15: 65. Santiago.
- AGUIRRE, L. & THOMAS, H. 1964. El contacto discordante entre las formaciones cretácicas Quebrada Marquesa y Viñita en la Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*s. N° 84: 30-37. Santiago.
- AHMED-SAID, Y. & LEAKE, B.E. 1996. The conditions of metamorphism of a grossular-wollastonite vesuvianite skarn from the Omey Granite, Connemara, western Ireland, with special reference to the chemistry of vesuvianite. *Mineralogical Magazine*. N° 60: 541-550.
- ARDILA, R.; CARRASCAL, E.R. & OYARZÚN, J. Proposición de un modelo genético para los yacimientos cupríferos tipo skarn de San Antonio y Panulcillo, Región de Coquimbo. Chile. Congreso Geológico Chileno N° 6. Vol. 1: 256-260. Viña del Mar.
- AREM, J.E. & BURNHAM, C.W. 1969. Structural variations in idocrase. *The American Mineralogist*. N° 54: 1546-1550.
- BALLIVIÁN, C.A.; LANFRANCHINI, M.E., HERNÁNDEZ, C. & BARRIO, R.E. Procesos metamórficos y metasomáticos en el skarn Loma Marcelo, Basamento neoproterozoico de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. N° 3: 404-418.
- BOTTO, E. 1968. Estudio geológico del distrito minero de Caimanes. Jornadas de trabajo: resúmenes Undécimo Aniversario. Informe Inédito: 38-39. Santiago.
- BLANC, Y. & MAISONNEUVE, J. 1973. Sur la biréfringence des grenats calciques. *Bulletin de la Société française de minéralogie e cristallographie*. N° 96: 320-321.
- BROOK, M.; PANKHURST, R.; SHEPARD, T. & SPIRO, B. 1986. Andean Geochronology and Metallogenesis. BGS/ODA research and development in the Andean countries. *British Geological Survey*: 137 pp. Londres.
- BURT, D.M. 1977. Mineralogy and petrology of skarn deposits. *Society Italiana Mineralogia Petrologia Rendiconti*. N° 33: 859-873.
- CAMUS, F. 2003. Geología de los sistemas porfídicos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería: 267 pp. Santiago.
- CARRILLO-ROSÚA, F.; MORENO, V.; MORALES, V.; MORATA, D.; FIGUEROA, J.; RAMÍREZ, E. & BOYCE A.J. 2009. Mineralización de Cu de tipo skarn y de tipo “manto” en Cabildo, V Región, Cordillera de la Costa: datos preliminares sobre su mineralogía y geoquímica. Congreso Geológico Chileno N° 12: 22-26. Santiago.

- CODA, A.; DELLA GIUSTA, A.; ISETTI, G. & MAZZI, F. 1970. On the crystal structure of vesuvianite. *Atti Accad. Sci. Torino*. N° **150**: 63-84.
- CUITIÑO, L. 1986. Mineralogía y génesis del yacimiento de Lapislázuli Flor de los Andes, Coquimbo, Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, N° **27**: 55-67. Santiago.
- DROOP, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral Magazine*, N° 51: 431-435.
- EL KHALILE, A.; TOUIL, A.; HIBTI, M. & BILAL, E. 2014. *Metasomatic Journal of Earth and Environmental Sciences*. Vol. 9, N° **1**: 21-32.
- EMPARAN, X. & PINEDA, V. 1999. Área Condoriaco – Ricadavia, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. Mapas geológicos, N° **12**. Santiago.
- ESPIÑEIRA, D. 1989. Geología del Complejo Plutónico Papudo-Quintero: aspectos cronológicos y geoquímicos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 145 pp. Santiago.
- EVANS, A.M. 1993. Ore geology and industrial minerals: An introduction. Blackwell Science. Third edition. Londres.
- FITZGERALD, S.F.; LEAVENS, P.B. & NELEN, J.A. (1992). Chemical variation in vesuvianite. *Mineralogy and Petrology*. N° **46**: 163-178.
- GALAY, I. 1973. Estudio geológico mina El Durazno, distrito minero Caimanes, Provincia de Coquimbo. Convenio IIG-ENAMI, Proyecto Caimanes. Informe preliminar: 28 pp. Santiago.
- GIBSON, R.L. & WALLMACH, T. 1995. Complex zoning in vesuvianite from the Canigou massif, Pyrénées, France. *The Canadian Mineralogist*. N° **33**: 77-84.
- GROAT, L.A.; HAWTHORNE, F.C. & ERCIT, T.S. 1992. The chemistry of vesuvianite. *Canadian Mineralogist*. N° **30**: 19-48.
- GROAT, L.A., HAWTHORNE, F.C. & ERCIT, T.S. 1994a. Excess Y-group cations in the crystal structure of vesuvianite. *Canadian Mineralogist*. N° **32**: 497-504.
- GROAT, L.A.; HAWTHORNE, F.C.; ERCIT, T.S. & GRICE, J.D. 1998. Wiluite, a new mineral species isostructural with vesuvianite, from the Sakha Republic, Russian Federation. *Canadian Mineralogist*. N° **36**: 1.301-1.304.
- HARIYA, Y. & KIMURA, M. 1978. Optical anomaly garnet and its stability field at high pressures and temperatures. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*. N° **18**: 611-624.
- HERRERA, V. 2001. Geología del área Caimanes-Tilama: Estudio mineralógico de los depósitos tipo skarn. Provincia del Choapa, IV Región de Coquimbo, Chile. Memoria para

optar el Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 196 pp. Concepción.

- HOISCH, T.D. 1985. The solid solution chemistry of vesuvianite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. N° **89**: 205-214.
- HSU, L.C. & GALLI, P.E. 1973. Origin of the scheelite-powellite series of minerals. *Economic Geology*. N° **68**: 681-696.
- ITO, J. & AREM, J.E. 1970. Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry. *American Mineralogist*. N° **55**: 880-912.
- JAMTVEIT, B. & HERVIG, R.L. 1993. Zonation pattern of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. *Geology*. Vol., 21: 113-116.
- JAMTVEIT, B.; RAGNARSDOTTIR, K.V. & WOOD, B.J. 1995. On the origin of zoned grossular-andradite garnets in hydrothermal systems. *European Journal of Mineralogy*. N° **7**: 1.399-1.410.
- JOHNSON, T.E.; HUDSON, N.F.C. & DROOP, T.R. 2000. Wollastonite-bearing assemblages from the Dalradian at Fraserburgh, northeast Scotland and their bearing on the emplacement of garnetiferous granitoid sheets. *Mineralogical Magazine*. N° **64**: 1.165-1.176.
- KWAK, T.A.P. 1987. W-Sn Skarn Deposits and related metamorphic skarns and granitoids. *Economic geology*. N° **24**: 441.
- KWAK, T.A.P. & TAN T.H. 1981. The geochemistry of zoning in the skarn minerals at the King Island Dolphin mine. *Economic Geology*. N° **76**: 468-497.
- KITAMURA, K. & KOMATSU, H. 1978, Optical anisotropy associated with growth striation of yttrium garnet,  $Y_3(Al, Fe)_5O_{12}$ . *Kristall und technik*. N° **13**: 811-816.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W. & YOUZHI, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*. N° **82**: 1.019-1037.
- LEPELTIER, C. 1965. Geochemical prospecting for copper and molybdenum in the Caimanes area, province of Coquimbo, Department of Los Vilos. Mineral resources survey of the province of Coquimbo: 116-131. Santiago.
- MEAGHER, E.P. 1975. The crystal structures of pyrope and grossularite at elevated temperatures. *American Mineralogist*. N° **60**: 218-228.



- MEINERT, L., 1992. Skarn and Skarn Deposits. *Geoscience Canadá*. Vol. 19, N° 4: 145-157. USA.
- MEINERT, L.D., DIPPLE, G.M. & NICOLESCU, S. 2005. World skarn deposits. *Economic Geology*. N° 4: 299-336.
- MICHEA, W. 2010. Antecedentes de la geología, alteración hidrotermal y mineralización del skarn 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.
- 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. Vol. 2: 509-512. Antofagasta.
- 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. *In South American Symposium on Isotope Geology*, N° 7. Brasilia.
- MOURGUES, F.A. 2000. Bioestratigrafía de las facies calcáreas marinas de las formaciones Arqueros y Quebrada Marquesa, IV Región, Chile. Congreso Geológico Chileno, N° 11. Vol. 1: 519-523. Puerto Varas
- MUNIZAGA, F. 1972. Edades radiométricas de rocas chilenas. Instituto de Investigaciones Geológicas, Jornadas de Trabajo, Vol. 2, Sec. 1:132-145. Antofagasta.
- MUNIZAGA, F. & VICENTE, J.C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32°-33° S): Datos Radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, N° 16: 3-21. Santiago.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1938. Geología de la región de Longotoma y Guaquen en la provincia de Aconcagua. Departamento de Minas y Petrología: 64 pp. Santiago.
- PARADA, M.A., NYSTRÖM, J.O. & 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*, N° 46: 505-521.
- PARADA, M.A.; RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; HERVÉ, M.; HERVÉ, F.; PUIG, A.; MUNIZAGA, F.; BROOK, M. & PANKHURST, R. 1985. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of Central Chile (30°30' S). Evolución magmática de los Andes (Hervé, F., Munizaga F., eds.). Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Comunicaciones, N° 35: 185 pp. Santiago.
- PASKOFF, R. 1970. Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride. Biscaye Frères: 420 pp. Bordeaux.

- PINEDA, G. & EMPARAN, C. 1997. Nuevos antecedentes de la estratigrafía y geocronología cretácica del norte del Río Elqui: Evidencias de tectónica extensional. Congreso Geológico Chileno N° 8. Actas **1**: 215-219. Antofagasta.
- PIRACES, R. & MAKSAEV, V. 1977. Geología de la Hoja Quillota, IV y V Región. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile (Inédito): 140 pp., Santiago.
- PORTIGLIATI, C. 2009. Los yacimientos metálicos de la región del Sur, Sur Poniente y Sur Oriente de la ciudad de Salamanca, IV Región, Servicio Nacional de Geología y Minería: 80 pp. Santiago.
- POULIN, R.S., McCDONALD, A.M., KONTAK, D.J. & McCLENAGHAN, M.B. 2016. On the relationship between cathodoluminescence and the chemical composition of scheelite from geologically diverse ore deposit environments. *The Canadian Mineralogist*. N° **54**: 1.147-1.173.
- RAMOS, V. 2009. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* N° **45**(1): 2-25.
- RANJBAR, S.; TABATABAEI, S.M, MACKIZADEH, M.A., TABATABAEI, S.H. & PARFENOVA, O.V. 2016. Geochemistry of mayor and rare earth elements in garnet of the Kal-e Kafi skarn, Anarak area, Central Iran: Constraints on processes in a hydrothermal system. *Geochemistry International*. Vol: 54, N° **5**: 423-238.
- RAY, G.E. & WEBSTER, I.C.L. 1991a. An overview of skarn deposits, in ore deposits, tectonics and metallogeny in the Canadian cordillera. *British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources*. N° **4**: 213-252.
- RIVANO, S. & SEPÚLVEDA, P. 1991. Hoja Illapel, Región Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N° **69**: 132p. Santiago.
- RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, 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**: 166. Santiago.
- RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, 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.
- RUCKLIDGE, J.C., KLOCKMAN, V., WHITLOW, S.H. & GABE, E.J. 1975. The crystal structure of three vesuvianites. *Canadian Mineralogist*. N° **13**: 15-21.
- SAN MARTÍN, V.A. 2017. 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 el Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 97 pp. Concepción.
- SEGERSTROM, K. & PARKER, R.L. 1959. Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile, Volumen N° **2**: 33 pp. Santiago.

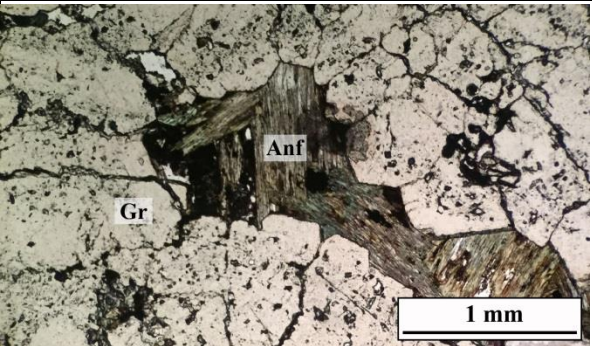
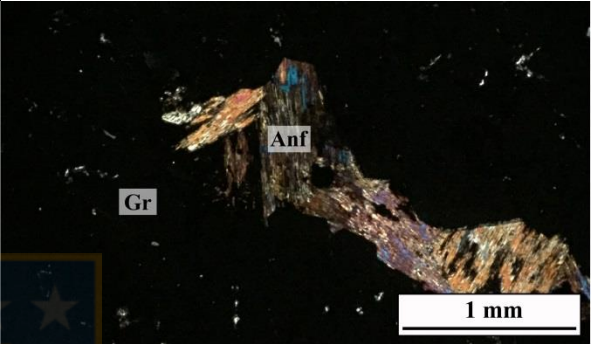
- SINGOYI, B. & ZAW, K. 2000. A petrological and fluid inclusion study of magnetite-scheelite skarn mineralization at Kara, Northwestern Tasmania: implications for ore genesis. *Chemical Geology*. N° **173**: 239-253.
- TAKÉUCHI, Y. & HAGA, N. 1976. Optical anomaly and structure of silicate garnet. *Proceedings of the Japan Academy*. N° **52**: 228-231.
- THOMAS, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile, Carta Geológica de Chile. Boletín N° **23**: 57 pp. Santiago.
- THOMAS, H. 1967. Geología de la Hoja Ovalle, Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile, Boletín, N° **2**: 86-88, Santiago.
- VALLETE, J. 2017. Caracterización mineralógica y geoquímica de cuerpos mineralizados en Distrito Caimanes con énfasis en la detección de elementos de valor adicional al Cu. Trabajo integrativo final para optar al Grado de Magister en Mineralogía Aplicada. Universidad de Concepción (Inédito): 89 pp. Concepción.
- VILLEMUR, J. 1964. Geological and mining survey of the Illapel area. Mineral resources survey of the province of Coquimbo: 25 pp. Santiago.
- WARREN, B.E. & MODELL D.I. (1931). The structure of vesuvianite  $\text{Ca}_{10}\text{Al}_4(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH})_4$ . *Zeitschrift für Kristallographie*. N° **78**: 422-432.
- WELLMER, F.W., REEVE, E.J., WENTZLAU, E. & WESTENBERGER, H. 1983. Geology and ore deposits of the Toqui district, Aysén, Chile. *Economic Geology*. Vol 78, N° **6**: 1.119-1.143. Santiago.
- ZHAO, Y., ZHANG, Y. & BI, C. 1999. Geology of gold-bearing skarn deposits in the middle and lower Yangtze River Valley and adjacent regions. *Ore Geology Reviews*. N° **14**: 227-249.

# ANEXOS



# **ANEXO A: MICROSCOPIA**



<b>N° de Muestra</b>	<b>M9-2</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP - NC</b>	
<b>Coordenadas</b>	19J 6.469.466 N / 293.986 E WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Pupío				
<b>Clasificación</b>	Granatita				
<b>Textura principal</b>	Masiva				
<b>Texturas locales</b>	-				
<b>Estructura</b>	No orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Pervasiva			
	Retrógrada	Incipiente			
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Granate	80	0,2 - 2,5	Prógrada	Reemplazo de calcita	Masivo
Anfíbol	9	0,1 - 1	Retrógrada	Reemplazo de clinopiroxenos y calcita	Diseminado
Cuarzo	6	0,1 - 0,6	Retrógrada	Relleno de espacios abiertos	Diseminado
Clorita	3	0,1-0,3	Retrógrada	Reemplazo de anfíboles	Diseminado
Clinopiroxeno	<1	0,1	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
<b>Mineralogía Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Hematita	1	0,1 - 0,2	Retrógrada	Relleno de cavidades y exsolución lamelar en magnetita	Diseminado
Magnetita	1	0,1 - 0,3	Retrógrada	Relleno de cavidades y exsolución con hematita	Diseminado
<b>Observaciones</b>	Muestra obtenida de labores al norte del área, en la Zona 1. Los granates tienen birrefringencia casi imperceptible.				

<b>N° de Muestra</b>	<b>M9-4</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP - NC</b>	
<b>Coordenadas</b>	19J 6.469.466 N / 293.986 E WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Pupío				
<b>Clasificación</b>	Granatita				
<b>Textura principal</b>	Masiva				
<b>Texturas locales</b>	-				
<b>Estructura</b>	No orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Pervasiva			
	Retrógrada	Incipiente			
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Granate	66	0,1 - 1,4	Prógrada	Reemplazo de calcita	Masivo
Cuarzo	7	0,1 - 1	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Calcita	8	0,1 - 1	Roca original	Relleno de cavidades	Diseminado
Anfíbol	14	0,1 - 1,3	Retrógrada	Reemplazo de clinopiroxenos	Diseminado
Clorita	2	0,1-0,2	Retrógrada	Reemplazo de anfíbol	Diseminado
<b>Mineralogía Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcopirita	2	0,5 - 1	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Covelina	<1	<0,1	Retrógrada	Reemplazo a calcopirita	Diseminado
Calcosina	<1	<0,1	Retrógrada	Reemplazo a calcopirita	Diseminado
Magnetita	<1	0,3	Retrógrada	Relleno de cavidades y exsolución con hematita	Diseminado
Hematita	<1	0,1	Retrógrada	Exsolución lamelar en magnetita	Diseminado
Pirita	1	0,2 - 1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
<b>Observaciones</b>	Muestra obtenida de labores al norte del área, en la Zona 1 y similar a M9-2. Los granates tienen birrefringencia casi imperceptible.				

<b>N° de Muestra</b>	<b>E5-1</b>		<b>Objetivo: 10x</b>	<b>Luz: NP - NC</b>	
<b>Coordenadas</b>	19J 6.464.594 N / 293.963 E WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Mercedes				
<b>Clasificación</b>	Córnea granitífera				
<b>Textura principal</b>	Porfidoblástica				
<b>Texturas locales</b>	Granoblástica				
<b>Estructura</b>	No orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Pervasiva			
	Retrógrada	Incipiente			
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Granate	40	0,2 – 0,6	Prógrada	Reemplazo de calcita y textura poiquiloblástica	Diseminado y en vetilla
Clinopiroxeno	36	0,1 – 0,5	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminada
Cuarzo	14	0,7 – 5,6	Roca original	Relleno de cavidades y textura poiquiloblástica	Diseminado
Calcita	6	0,1 – 0,6	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminada
Epídota	2	0,7 - 0,8	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminada
Clorita	1	0,1 - 0,2	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminada
Titanita	<1	0,3	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminada
<b>Mineralogía Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcopirita	<1	0,1 – 1,4	Retrógrada	Exsolución de gotas en blenda y relleno de cavidades	Diseminado
Blenda	<1	0,2 – 0,4	Retrógrada	Relleno de cavidades y exsolución con calcopirita	Diseminado
Pirita	<1	0,1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
<b>Observaciones</b>	Muestra obtenida de la Zona 2 en afloramiento cercano a Mina La Dura. El corte posee una vetilla irregular de 0,5 mm que contiene granates con alta birrefringencia.				



<b>N° de Muestra</b>	<b>E6-1</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>		
<b>Coordenadas</b>	19J 6.464.552 N / 293.844 E WGS 1984					
<b>Localidad</b>	Mercedes					
<b>Clasificación</b>	Skarn de granate					
<b>Textura principal</b>	-					
<b>Texturas locales</b>	Poiquiloblástica					
<b>Estructura</b>	No orientada					
<b>Alteración</b>	Prógada	Pervasiva				
	Retrógrada	Incipiente				
<b>Mineralogía No Metálica</b>						
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>			<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>
Granate	24	0,6 – 4,3	Prógada	Reemplazo de calcita y textura poiquiloblástica.	Diseminado	
Cuarzo	37	0,6 – 5,4	Retrógrada	Relleno de cavidades	Masivo	
Calcita	6	0,1 – 0,5	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado	
Clinopiroxeno	18	0,1 – 0,6	Prógada	Reemplazo de calcita e inclusión en granate	Diseminado	
Clorita	2	0,1 – 0,2	Retrógrada	Reemplazo de anfíbol	En cúmulos y diseminado	
Anfíbol	7	0,1 – 0,7	Retrógrada	Reemplazo de clinopiroxeno	En cúmulos y diseminado	
Apatito	<1	0,1	Prógada	Inclusión en granates	Diseminado	
Titanita	<1	0,1	Prógada	Relleno de cavidades	Diseminado	
<b>Mineralogía Metálica</b>						
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>	
Molibdenita	3	0,1 – 2,1	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado	
Scheelita	3	0,3-0,8	Prógada	Relleno de cavidades	Diseminado	
Calcopirita	<1	0,1	Prógada	Relleno de cavidades	Diseminado	
<b>Observaciones</b>	La roca corresponde a un skarn de la Mina Mercedes (La Dura). Abundante cuarzo que oblitera el protolito original de la roca. Los granates son euhedrales y poseen leve a moderada birrefringencia.					

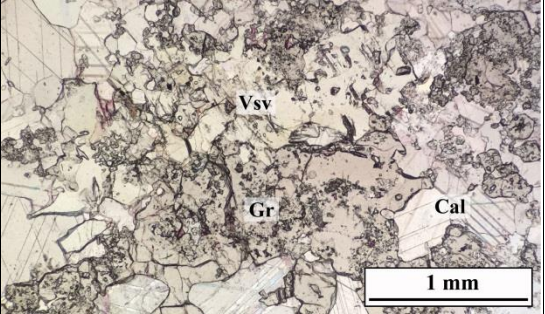
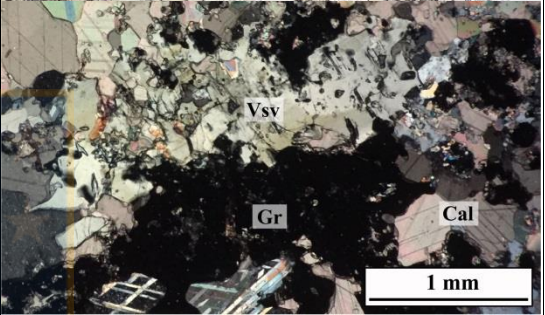
<b>N° de Muestra</b>	<b>E6-2</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>		
<b>Coordenadas</b>	19J 6.464.552 N / 293.844 E WGS 1984					
<b>Localidad</b>	La Dura					
<b>Clasificación</b>	Skarn de granate					
<b>Textura principal</b>	-					
<b>Texturas locales</b>	Poiquiloblástica					
<b>Estructura</b>	No orientada					
<b>Alteración</b>	Prógrada	Pervasiva				
	Retrógrada	Incipiente				
<b>Mineralogía No Metálica</b>						
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>			<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>
Calcita	6	0,1 – 0,8	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado	
Cuarzo	37	0,7 – 4,6	Retrógrada	Relleno de cavidades	Masivo	
Granate	25	0,1 – 4,1	Prógrada	Reemplazo de calcita y textura poiquiloblástica.	Diseminado	
Clinopiroxeno	13	0,1 – 1	Prógrada	Reemplazo de calcita e inclusión en granate	Diseminado	
Anfíbol	9	0,1 – 0,7	Retrógrada	Reemplazo de clinopiroxenos	En cúmulos y diseminado	
Clorita	1	0,1 – 0,3	Retrógrada	Reemplazo anfíbol	Diseminado	
Epídota	2	0,7 - 0,8	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminada	
Apatito	<1	0,1	Prógrada	Inclusión en granates	Diseminado	
<b>Mineralogía Metálica</b>						
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>	
Molibdenita	2	0,1 – 0,6	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminada	
Calcopirita	<1	0,1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminada	
Pirita	<1	0,1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminada	
Scheelita	5	0,4-0,7	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado	
<b>Observaciones</b>	La roca corresponde a un skarn de la Mina Mercedes (La Dura), similar a E6-1. Abundante cuarzo que oblitera el protolito original de la roca. Los granates son euhedrales y poseen leve a moderada birrefringencia.					

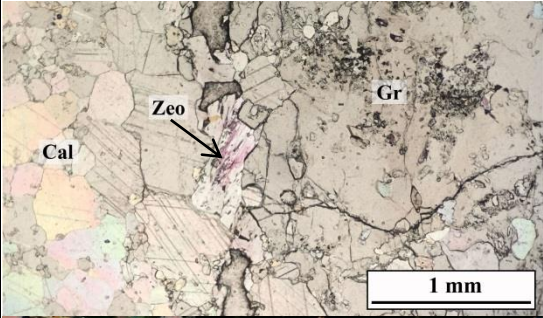
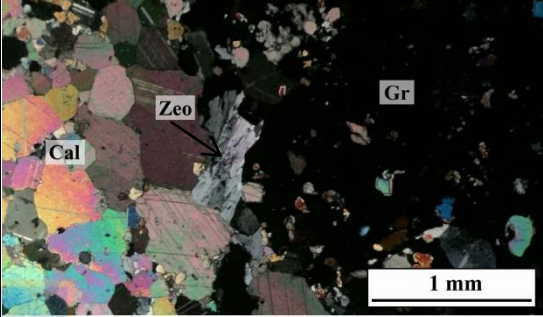
N° de Muestra	D12-1		Objetivo: 5x	Luz: NP-NC	
Coordenadas	19J 6.464.028 N / 293.144 E WGS 1984				
Localidad	Capagato				
Clasificación	Skarn de granate				
Textura principal	Porfidoblástica				
Texturas locales	Granoblástica				
Estructura	No orientada				
Alteración	Prógrada	Pervasiva			
	Retrógrada	Incipiente			
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
Composición	%	Tamaño (mm)	Alteración	Textura	Ocurrencia
Calcita	56	0,1 – 0,8	Roca original	Relleno de cavidades	Masivo
Granate	15	1,0 – 3,5	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Clinopiroxeno	9	0,05 – 0,9	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Epídota	3	0,05 – 0,8	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Vesuvianita	6	0,5 - 3,7	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Anortita	11	0,1	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
<b>Mineralogía Metálica</b>					
Composición	%	Tamaño (mm)	Alteración	Textura	Ocurrencia
Pirrotina	<1	0,05 – 0,2	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Calcopirita	<1	0,05 – 0,1	Prógrada	Relleno de cavidades y exsolución en blenda	Diseminado
Blenda	<1	0,05 – 0,1	Prógrada	Relleno de cavidades y exsolución en calcopirita	Diseminado
Pirita	<1	0,05 – 0,1	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Hematita	<1	0,1 - 0,2	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Observaciones	Muestra obtenida en las cercanías de Mina Capagato. Los granates presentan una birrefringencia. La vesuvianita se reconoce por colores de birrefringencia gris-verdoso y tonos pardos.				

<b>N° de Muestra</b>	<b>L4-1</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>	
<b>Coordenadas</b>	19J 6.463.417 N / 292.922 E WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Capagato				
<b>Clasificación</b>	Skarn de granate				
<b>Textura principal</b>	Granoblástica				
<b>Texturas locales</b>	Poiquiloblástica				
<b>Estructura</b>	No orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Pervasiva			
	Retrógrada	Incipiente			
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcita	59	0,1 - 0,8	Roca original	Relleno de cavidades	Masivo
Granate	23	0,1 - 1	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Clinopiroxeno	14	0,1 - 0,4	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Anfíbol	<1	0,1 - 0,3	Retrógrada	Reemplazo de clinopiroxeno	Diseminado
Epídota	<1	0,1 - 0,2	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
<b>Mineralogía Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcopirita	<1	0,1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Pirrotina	3	0,1 - 1,3	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
<b>Observaciones</b>	Muestra obtenida en las cercanías de Mina Capagato. Los porfidoblastos de granate tienen leve birrefringencia				

<b>N° de Muestra</b>	<b>M1-1</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>	
<b>Coordenadas</b>	19J 6.460.884 N / 293.147 E WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Fundo Aranda				
<b>Clasificación</b>	Skarn de piroxeno				
<b>Textura principal</b>	Granoblástica				
<b>Texturas locales</b>	Poiquiloblástica				
<b>Estructura</b>	No orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Pervasiva			
	Retrógrada	Ausente			
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcita	21	0,2 - 2,5	Roca original	Relleno de cavidades	Masivo y en vetilla
Granate	16	0,5 - 3	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado y en vetilla
Clinopiroxeno	13	0,1 - 1	Prógrada	Reemplazo de calcita e inclusión en granate	Diseminado
Wollastonita	10	0,1 - 0,3	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Albita	8	0,1 - 0,5	Roca original	Relleno de cavidades	Diseminado
Apatito	1	0,1 - 0,2	Prógrada	Inclusión en granate	Diseminado
Ortoclasa	17	<0,1	Roca original	Relleno de cavidades	Diseminado
Cuarzo	12	0,3 - 4	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Epídota	<1	0,1	Retrógrada	Reemplazo de clinopiroxeno	Diseminado
<b>Mineralogía Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcopirita	<1	0,1	Prógrada	Relleno de cavidades y exsolución con blenda	Diseminado
Blenda	<1	0,2-0-4	Prógrada	Relleno de cavidades y exsolución con calcopirita	Diseminado
Pirita	1	0,1-0,2	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado

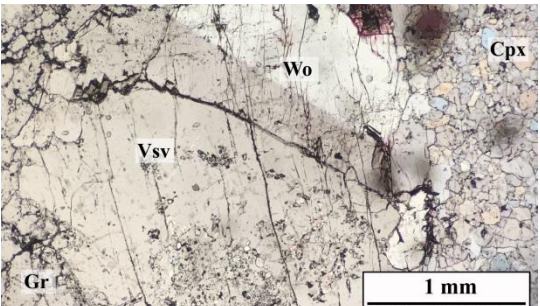
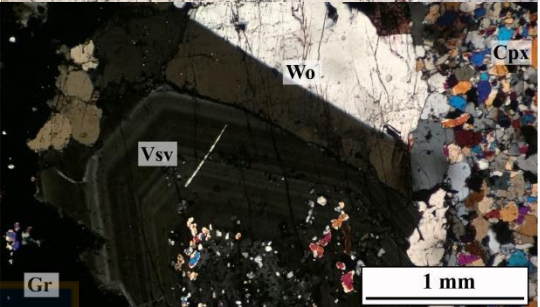
Hematita	<1	0,1-0,3	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
<b>Observaciones</b>	Presencia de vetilla de 1mm de espesor, que en su centro lleva calcita y granate en el borde, además de clinopiroxeno, y cuarzo. Hay granates con isotropía y otros birrefringentes.				

<b>N° de Muestra</b>	<b>II-2</b>			<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>
<b>Coordenadas</b>	19J 6.460.212 N / 293.258 E WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Fundo Aranda				
<b>Clasificación</b>	Skarn de granate				
<b>Textura principal</b>	Granoblástica				
<b>Texturas locales</b>	Poiquiloblástica				
<b>Estructura</b>	No orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Prógrada			
	Retrógrada		-		
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcita	70	0,1 – 3,3	Roca original y retrógrada	Relleno de cavidades	Masivo y en vetillas
Cuarzo	1	0,1 – 0,6	Roca original	Relleno de cavidades	Diseminado
Granate	23	0,1 – 1,6	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Clinopiroxeno	2	<0,1	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Vesuvianita	3	0,3 - 0,7	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
<b>Mineralogía Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcopirita	<1	0,05	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
<b>Observaciones</b>	Muestra obtenida en el Fundo Aranda. Los granates son isotrópicos y con leve anisotropía. La vesuvianita se caracteriza por sus colores de birrefringencia en tonos gris verdoso-claro. Vetilla irregulares de calcita, menores a 1 mm.				

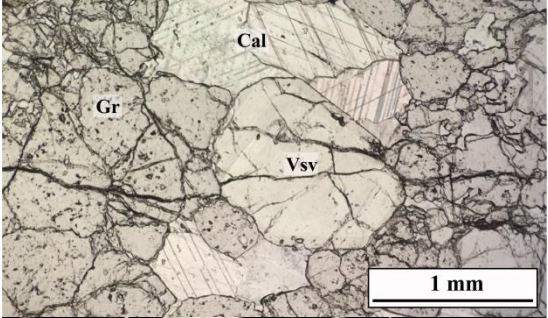
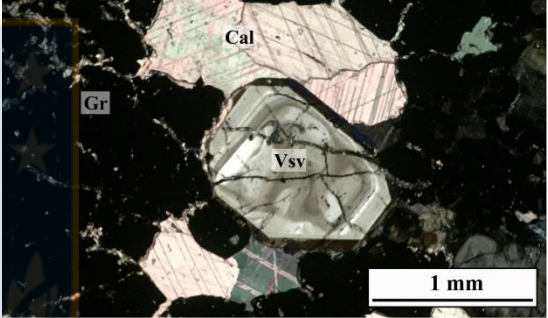
<b>N° de Muestra</b>	<b>I5-1</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>	
<b>Coordenadas</b>	19J 6.460.693 N / 293.195 e WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Fundo Aranda				
<b>Clasificación</b>	Skarn de granate				
<b>Textura principal</b>	Granoblástica				
<b>Texturas locales</b>	Poiquiloblástica				
<b>Estructura</b>	No orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Pervasiva			
	Retrógrada	Incipiente			
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcita	63	0,05 - 2,9	Roca original	Relleno de cavidades	Masivo
Granate	20	0,5 - 1,6	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Clinopiroxeno	9	0,05 - 0,7	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Epídota	2	0,05 - 0,3	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Zeolita	6	0,1	Retrógrada	Relleno de cavidades	En vetillas y diseminado
<b>Mineralogía Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Pirita	<1	<0,1	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Hematita	<1	0,1 - 0,3	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
<b>Observaciones</b>	Muestra obtenida en el Fundo Aranda. Los granates son isotrópicos y con leve anisotropía. La vesuvianita se caracteriza por sus colores de birrefringencia en tonos gris verdoso-claro. La zeolita está diseminada y en vetillas irregulares milimétricas.				

<b>N° de Muestra</b>	<b>K3-1</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>	
<b>Coordenadas</b>	19J 6.456.214 N / 293.414 E WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Saturno				
<b>Clasificación</b>	Skarn de piroxeno				
<b>Textura principal</b>	Granoblástica				
<b>Texturas locales</b>	Poiquiloblástica				
<b>Estructura</b>	No orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Pervasiva			
	Retrógrada	-			
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Granate	35	0,2 - 2	Prógrada	Reemplazo de calcita	Masivo
Wollastonita	35	0,1 - 2,5	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado y en vetilla
Clinopiroxeno	22	0,1 - 0,6	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Calcita	7	0,1 - 0,7	Roca original	Relleno de cavidades	Diseminado
Apatito	<1	<0,1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
<b>Mineralogía Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Pirita	<1	<0,1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Calcopirita	<1	<0,1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
<b>Observaciones</b>	Muestra obtenida de Mina Saturno N°1. Vetilla de wollastonita atraviesa el corte, con aproximadamente de 1mm de ancho. Las wollastonitas se ven macladas y algunas con doble clivaje. Los granates no son completamente isótropos, sino que se ven sectores donde hay una leve pero notoria birrefringencia.				



<b>N° de Muestra</b>	<b>K5-1</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>	
<b>Coordenadas</b>	19J 6.456.471 N / 293.399 E WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Saturno				
<b>Clasificación</b>	Skarn de piroxeno				
<b>Textura principal</b>	Porfidoblástica				
<b>Texturas locales</b>	Granoblástica y poiquiloblástica				
<b>Estructura</b>	Semi-orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Pervasiva			
	Retrógrada	-			
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Granate	25	0,5 - 2,5	Prógrada	Reemplazo de calcita	Masivo
Wollastonita	26	0,1 - 2,3	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Clinopiroxeno	15	0,1 - 0,4	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Calcita	6	0,1 - 0,5	Roca original	Relleno de cavidades	Diseminado
Apatito	1	0,1 - 0,3	Prógrada	Relleno de cavidades e inclusión	Diseminado
Vesuvianita	20	1 - 3,5	Prógrada	Reemplazo de calcita	Masivo
Fase mineral no identificada	5	-	-	-	-
<b>Mineralogía Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Pirita	<1	0,1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Calcopirita	<1	0,2	Prógrada	Relleno de cavidades y exsolución con blenda	Diseminado
Blenda	<1	0,1	Prógrada	Relleno de cavidades y exsolución con calcopirita	Diseminado
Bornita	1	0,2	Prógrada	Relleno de cavidades y reemplazo de calcopirita	Diseminado
Calcosina	<1	<0,1	Prógrada	Reemplazo de bornita	Diseminado
Covelina	<1	<0,1	Prógrada	Reemplazo de calcosina	Diseminado

				y bornita	
<b>Observaciones</b>	Muestra obtenida en mina Saturno N°2. Las vesuvianitas tienen colores pardos con zonación oscilatoria, hay algunos sectores del cristal con color anómalo de birrefringencia (azul berlin). Los granates tienen una leve anisotropía. Existe una fase mineral no identificada (EDS: 70% SiO <sub>2</sub> y 30% CaO) que ocurre en vetilla milimétrica y cavidades.				

<b>N° de Muestra</b>	<b>K11-1</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>
<b>Coordenadas</b>	19J 6.457.457 N / 293.350 e WGS 1984			
<b>Localidad</b>	Saturno			
<b>Clasificación</b>	Skarn de granate			
<b>Textura principal</b>	-			
<b>Texturas locales</b>	Poiquiloblástica			
<b>Estructura</b>	No orientada			
<b>Alteración</b>	Prógrada	Incipiente		
	Retrógrada	Ausente		

#### Mineralogía No Metálica

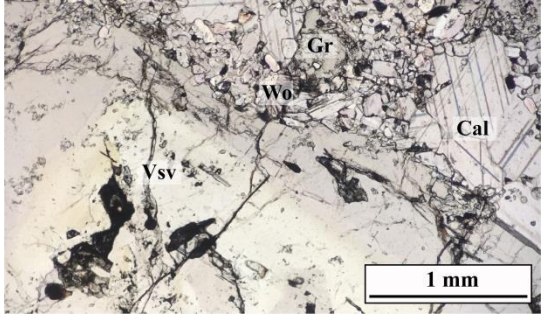
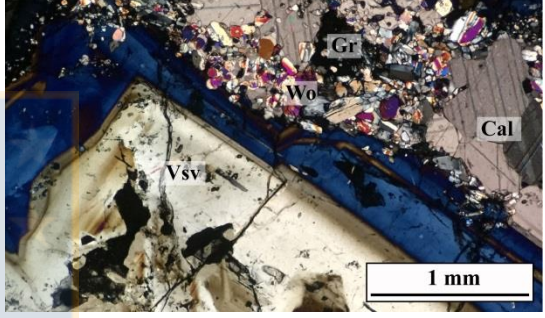
Composición	%	Tamaño (mm)	Alteración	Textura	Ocurrencia
Granate	31	0,5 - 4	Prógrada	Reemplazo de calcita	Masivo
Calcita	24	0,1 - 2	Roca original	Relleno de cavidades	Masivo
Clinopiroxeno	5	0,1 - 0,3	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Vesuvianita	36	0,3 - 3	Prógrada	Reemplazo de calcita	Masivo
Apatito	3	0,1 - 0,3	Prógrada	Relleno de cavidades e inclusión	Diseminado

#### Mineralogía Metálica

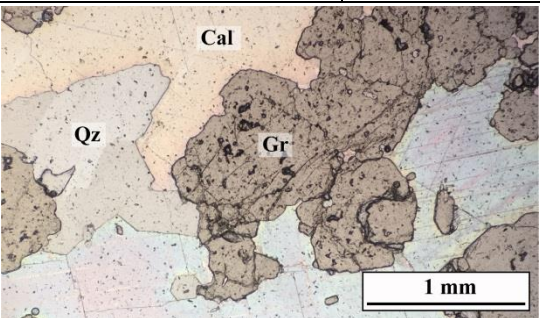
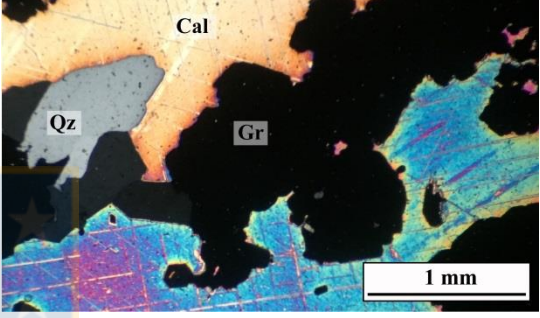
Composición	%	Tamaño (mm)	Alteración	Textura	Ocurrencia
Hematita	<1	0,1 - 1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Calcopirita	<1	0,2	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Blenda	<1	0,2	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Pirita	<1	0,1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Pirrotina	<1	0,1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado

<b>Observaciones</b>	Muestra obtenida de Mina Saturno. Granates son isótropos a levemente birrefringentes. Las vesuvianitas presentan zonación, con colores de
----------------------	---


	birrefringencia gris-verdoso claro en el centro y pardo en los borde. Se puede observar además color “azul berlín” en ciertas partes del cristal de vesuvianita.
--	--

<b>N° de Muestra</b>	<b>B6-1</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>	
<b>Coordenadas</b>	19J 6.454.416 N / 293.332 E WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Tres Chepas-Tres Marías				
<b>Clasificación</b>	Skarn de piroxeno				
<b>Textura principal</b>	Porfidoblástica				
<b>Texturas locales</b>	Granoblástica				
<b>Estructura</b>	No orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Pervasiva			
	Retrógrada	Incipiente			
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcita	21	0,1 – 2,2	Roca original	Relleno de cavidades	Masivo
Granate	16	0,5 - 2	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Wollastonita	25	0,1 – 2,1	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Vesuvianita	38	0,2 - 4,2	Retrógrada	Reemplazo de calcita	Masivo
Apatito	<1	<0,1	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
<b>Mineralogía Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcopirita	<1	0,1 – 0,2	Prógrada	Relleno de cavidades y exsolución con blenda	Diseminada
Bornita	<1	0,1 – 0,5	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminada
Blenda	<1	0,2 – 0,3	Prógrada	Exsolución con calcopirita	Diseminada
Pirita	<1	0,05 – 0,1	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminada
<b>Observaciones</b>	Vesuvianitas exhiben una notable zonación. Éstas presentan una birrefringencia en tonos azulados (azul berlín) en su parte media, lo que contrasta con los bordes y centros, que tienen colores pardos. También				

	hay granates que se observan isótopos en nicoles cruzados, aunque con una leve birrefringencia.
--	---

<b>N° de Muestra</b>	<b>B8-2</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>	
<b>Coordenadas</b>	19J 6.454.378 N / 293.281 E WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Tres Chepas-Tres Marías				
<b>Clasificación</b>	Skarn de granate				
<b>Textura principal</b>	Porfidoblástica				
<b>Texturas locales</b>	Poiquiloblástica				
<b>Estructura</b>	No orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Pervasiva			
	Retrógrada	-			
					
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Cuarzo	10	0,2 – 1,8	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Calcita	17	0,1 – 2,7	Roca original	Relleno de cavidades	Masivo
Granate	58	0,1 – 2,6	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Clinopiroxeno	8	0,1 – 0,8	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Wollastonita	6	0,1 – 0,6	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
Vesuvianita	<1	0,1	Prógrada	Reemplazo de calcita	Diseminado
<b>Mineralogía Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcopirita	<1	0,1 – 0,7	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminada
<b>Observaciones</b>	Los granates constituyen la mayor parte del corte y tiene leve anisotropía. La matriz está conformada por calcita principalmente y cuarzo en menor cantidad. Los clinopiroxenos están englobados por los granates. Además hay wollastonita, y solamente calcopirita como mineralización metálica.				

<b>N° de Muestra</b>	<b>C7-1</b>		<b>Objetivo: 5x</b>	<b>Luz: NP-NC</b>	
<b>Coordenadas</b>	19J 6.459.813 N / 293.365 E WGS 1984				
<b>Localidad</b>	Fundo Aranda				
<b>Clasificación</b>	Mármol				
<b>Textura principal</b>	Granoblástica				
<b>Texturas locales</b>	-				
<b>Estructura</b>	No orientada				
<b>Alteración</b>	Prógrada	Incipiente			
	Retrógrada	Incipiente			
<b>Mineralogía No Metálica</b>					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Tamaño (mm)</b>	<b>Alteración</b>	<b>Textura</b>	<b>Ocurrencia</b>
Calcita	97	0,2 – 2,7	Roca original	Relleno de cavidades	Masivo
Clinopiroxeno	2	0,1 – 0,3	Prógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
Cuarzo	1	0,1 – 0,2	Retrógrada	Relleno de cavidades	Diseminado
<b>Observaciones</b>	Mármol compuesto esencialmente de calcita, con algunos pequeños cristales de clinopiroxeno y cuarzo. Abundantes maclas en cristales de calcita y puntos triples.				



**ANEXO B:  
MICROSONDA  
ELECTRÓNICA**

**GRANATES (WDS).**

<b>ZONA 1</b>								
<b>M9-2</b>						<b>M9-4</b>		
<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	35,96	35,36	35,70	36,22	35,77	36,71	36,41	36,86
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,01	0,14	0,25	0,00	0,06	0,06	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,35	2,39	1,61	3,37	2,03	2,39	3,76	3,60
FeO <sub>T</sub> *	25,46	25,73	26,37	23,94	25,72	25,74	23,87	24,31
MnO	0,42	0,59	0,37	0,46	0,20	0,49	0,47	0,45
MgO	0,02	0,01	0,05	0,07	0,04	0,02	0,02	0,01
CaO	33,41	33,14	32,72	33,20	33,43	33,11	33,73	33,30
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>97,65</b>	<b>97,25</b>	<b>96,96</b>	<b>97,51</b>	<b>97,20</b>	<b>98,52</b>	<b>98,32</b>	<b>98,60</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,99	2,95	3,00	3,00	2,99	3,03	2,99	3,02
Al <sup>IV</sup>	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,03</b>	<b>3,00</b>	<b>3,02</b>
Ti	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,22	0,19	0,16	0,33	0,19	0,23	0,35	0,35
Fe <sup>3+</sup>	1,79	1,85	1,82	1,63	1,82	1,71	1,65	1,60
<b>Suma</b>	<b>2,01</b>	<b>2,04</b>	<b>1,99</b>	<b>1,98</b>	<b>2,01</b>	<b>1,94</b>	<b>2,01</b>	<b>1,95</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,07	0,00	0,07
Mn	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03
Mg	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	2,98	2,97	2,95	2,95	2,99	2,93	2,97	2,93
<b>Suma</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,02</b>	<b>3,01</b>	<b>3,03</b>	<b>3,00</b>	<b>3,03</b>
<b>Total</b>	<b>8,02</b>	<b>8,06</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,02</b>	<b>8,00</b>	<b>8,01</b>	<b>8,00</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	11,33	11,30	7,85	16,28	9,92	11,55	17,89	17,25
<b>Ad</b>	88,09	88,07	89,64	80,66	90,07	84,79	81,08	79,30
<b>Sp+Al</b>	0,58	0,63	1,89	2,02	0,00	3,41	1,03	3,26
<b>Otros</b>	0,00	0,00	0,62	1,04	0,00	0,25	0,00	0,19
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

	ZONA 1					ZONA 2		
	M9-4					E5-1		
	9	10	11	12	13	14	15	16
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	36,04	36,62	36,16	36,12	36,59	37,37	36,76	37,10
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,08	0,12	0,06	0,03	0,48	0,78	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,64	3,33	2,10	2,20	3,83	11,76	9,85	14,27
FeO <sub>1</sub> *	24,04	24,42	25,73	25,51	23,93	14,13	15,89	10,51
MnO	0,46	0,53	0,40	0,41	0,42	0,82	1,36	3,73
MgO	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,04	0,05	0,03
CaO	33,65	32,89	33,26	33,47	33,35	34,78	33,54	31,86
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Total</b>	<b>97,95</b>	<b>97,91</b>	<b>97,79</b>	<b>97,80</b>	<b>98,16</b>	<b>99,40</b>	<b>98,24</b>	<b>98,11</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,97	3,03	3,01	3,00	3,01	2,95	2,96	2,95
Al <sup>IV</sup>	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,05
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,03</b>	<b>3,01</b>	<b>3,00</b>	<b>3,01</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,05	0,04
Al	0,33	0,32	0,21	0,22	0,37	1,04	0,89	1,29
Fe <sup>3+</sup>	1,69	1,61	1,77	1,78	1,60	0,95	1,05	0,68
<b>Suma</b>	<b>2,02</b>	<b>1,94</b>	<b>1,98</b>	<b>2,00</b>	<b>1,98</b>	<b>2,02</b>	<b>1,99</b>	<b>2,01</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,08	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02
Mn	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05	0,09	0,25
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	2,97	2,91	2,96	2,98	2,94	2,94	2,89	2,72
<b>Suma</b>	<b>3,01</b>	<b>3,03</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,00</b>	<b>3,01</b>	<b>2,99</b>
<b>Total</b>	<b>8,03</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,01</b>	<b>8,00</b>	<b>8,02</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	17,25	16,07	10,22	10,71	18,33	51,99	44,16	59,16
<b>Ad</b>	82,35	79,73	87,70	88,28	79,18	45,41	49,85	30,17
<b>Sp+Al</b>	0,39	3,83	1,64	0,96	2,39	1,84	3,58	8,98
<b>Otros</b>	0,00	0,37	0,44	0,05	0,11	0,76	2,41	1,68
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.



<b>ZONA 2</b>								
<b>E5-1</b>						<b>E6-1</b>		
<b>17</b>	<b>18</b>	<b>19</b>	<b>20</b>	<b>21</b>	<b>22</b>	<b>23</b>	<b>24</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	37,10	36,30	36,13	36,96	36,12	36,98	36,93	36,65
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,29	0,30	0,92	1,25	0,54	0,27	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,28	6,46	5,06	7,99	7,91	11,10	8,37	5,31
FeO <sub>1</sub> *	14,27	20,00	21,74	17,61	17,21	14,50	17,87	21,45
MnO	1,12	0,18	0,40	0,51	0,41	1,50	0,94	0,44
MgO	0,04	0,01	0,03	0,03	0,08	0,07	0,08	0,11
CaO	33,95	34,28	33,51	34,55	34,62	33,79	33,43	33,77
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>98,42</b>	<b>97,53</b>	<b>97,17</b>	<b>98,57</b>	<b>97,60</b>	<b>98,48</b>	<b>97,90</b>	<b>97,92</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,96	2,97	2,99	2,98	2,94	2,95	2,99	3,00
Al <sup>IV</sup>	0,04	0,03	0,01	0,02	0,06	0,05	0,01	0,00
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,04	0,02	0,02	0,06	0,08	0,03	0,02	0,01
Al	1,02	0,59	0,48	0,74	0,70	1,00	0,79	0,51
Fe <sup>3+</sup>	0,94	1,40	1,50	1,17	1,21	0,98	1,18	1,46
<b>Suma</b>	<b>2,00</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>	<b>1,97</b>	<b>1,98</b>	<b>2,01</b>	<b>1,99</b>	<b>1,99</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00
Mn	0,08	0,01	0,03	0,04	0,03	0,10	0,06	0,03
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	2,90	3,01	2,97	2,98	3,02	2,89	2,90	2,96
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,02</b>	<b>3,00</b>	<b>3,03</b>	<b>3,06</b>	<b>3,00</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>
<b>Total</b>	<b>8,00</b>	<b>8,03</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,04</b>	<b>8,02</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	50,43	30,71	24,23	37,52	37,10	49,09	38,66	25,37
<b>Ad</b>	44,44	69,00	73,63	58,05	59,26	46,24	56,99	72,49
<b>Sp+Al</b>	3,11	0,29	1,11	1,57	0,94	3,40	3,22	1,18
<b>Otros</b>	2,03	0,00	1,03	2,86	2,71	1,28	1,13	0,96
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

<b>ZONA 2</b>								
<b>E6-1</b>							<b>E6-2</b>	
<b>25</b>	<b>26</b>	<b>27</b>	<b>28</b>	<b>29</b>	<b>30</b>	<b>31</b>	<b>32</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	36,42	37,04	35,91	36,75	37,13	36,90	36,68	36,57
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,26	0,22	0,33	0,30	0,32	0,19	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,80	7,02	3,43	7,91	7,93	7,53	4,98	5,58
FeO <sub>1</sub> *	20,55	19,45	23,78	18,39	18,69	18,96	21,44	20,99
MnO	0,43	0,48	0,36	0,88	0,86	0,84	0,35	0,41
MgO	0,17	0,12	0,12	0,04	0,06	0,04	0,14	0,12
CaO	34,16	34,05	33,87	34,12	33,62	33,88	34,05	34,13
Na <sub>2</sub> O	<b>0,01</b>	<b>0,02</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,00</b>	<b>0,01</b>	<b>0,00</b>	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Total</b>	<b>98,08</b>	<b>98,45</b>	<b>97,69</b>	<b>98,43</b>	<b>98,59</b>	<b>98,48</b>	<b>97,84</b>	<b>98,08</b>
<b>CACIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,97	3,00	2,97	2,97	3,00	2,98	3,01	2,99
Al <sup>IV</sup>	0,03	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,01
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,01</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Al	0,53	0,67	0,30	0,72	0,75	0,70	0,48	0,52
Fe <sup>3+</sup>	1,43	1,30	1,70	1,27	1,22	1,28	1,48	1,46
<b>Suma</b>	<b>2,00</b>	<b>1,99</b>	<b>2,02</b>	<b>2,01</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>1,98</b>	<b>2,00</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
Mn	0,03	0,03	0,03	0,06	0,06	0,06	0,02	0,03
Mg	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
Ca	2,99	2,95	3,00	2,95	2,91	2,94	2,99	2,99
<b>Suma</b>	<b>3,04</b>	<b>3,01</b>	<b>3,04</b>	<b>3,02</b>	<b>3,01</b>	<b>3,00</b>	<b>3,03</b>	<b>3,03</b>
<b>Total</b>	<b>8,03</b>	<b>8,00</b>	<b>8,06</b>	<b>8,03</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,01</b>	<b>8,03</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	27,37	32,98	16,40	36,38	36,51	34,83	24,12	26,53
<b>Ad</b>	70,41	64,20	83,53	61,47	59,04	61,98	74,39	72,15
<b>Sp+Al</b>	0,98	1,53	0,06	2,02	3,35	2,09	0,81	0,95
<b>Otros</b>	1,24	1,29	0,00	0,13	1,10	1,10	0,69	0,
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

<b>ZONA 2</b>								
<b>E6-2</b>								
	<b>33</b>	<b>34</b>	<b>35</b>	<b>36</b>	<b>37</b>	<b>38</b>	<b>39</b>	<b>40</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	37,01	37,16	36,26	37,28	36,34	37,06	36,87	37,09
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,37	0,29	0,36	0,25	0,29	0,25	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,37	7,71	5,18	7,17	5,01	8,47	5,73	7,93
FeO <sub>1</sub> *	16,92	18,88	21,70	19,36	22,27	18,12	21,36	18,52
MnO	1,03	0,86	0,61	0,81	0,73	0,89	0,70	0,53
MgO	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,10
CaO	33,72	34,02	33,63	33,84	33,45	33,44	33,75	34,40
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Total</b>	<b>98,43</b>	<b>99,06</b>	<b>97,74</b>	<b>98,89</b>	<b>98,11</b>	<b>98,35</b>	<b>98,72</b>	<b>98,60</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,98	2,99	2,98	3,01	2,98	2,99	2,99	2,99
Al <sup>IV</sup>	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,01</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
Al	0,86	0,72	0,48	0,68	0,46	0,80	0,54	0,74
Fe <sup>3+</sup>	1,13	1,25	1,50	1,26	1,53	1,18	1,43	1,27
<b>Suma</b>	<b>2,01</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>1,97</b>	<b>2,01</b>	<b>1,99</b>	<b>1,99</b>	<b>2,01</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,05	0,02	0,00
Mn	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,06	0,05	0,04
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	2,90	2,93	2,96	2,92	2,94	2,89	2,94	2,97
<b>Suma</b>	<b>2,99</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,03</b>	<b>2,99</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>
<b>Total</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,01</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,03</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	42,40	35,42	24,49	33,46	23,43	38,76	26,82	36,85
<b>Ad</b>	53,78	60,85	73,43	62,01	73,92	56,52	70,03	62,44
<b>Sp+Al</b>	2,73	2,43	1,42	3,25	1,70	3,64	2,22	1,21
<b>Otros</b>	1,10	1,30	0,66	1,28	0,95	1,09	0,94	0,00
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

	<b>ZONA 2</b>		<b>ZONA 3</b>					
	<b>E6-2</b>		<b>D12-1</b>			<b>L4-1</b>		
	<b>41</b>	<b>42</b>	<b>43</b>	<b>44</b>	<b>45</b>	<b>46</b>	<b>47</b>	<b>48</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	36,91	37,59	38,24	37,98	38,95	37,85	37,66	38,17
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,64	0,00	0,17	0,38	0,11	0,30	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,48	17,01	20,23	19,33	19,64	14,63	12,10	16,24
FeO <sub>1</sub> *	18,99	7,46	4,12	5,13	4,65	9,30	12,52	8,68
MnO	0,47	0,48	0,33	0,34	0,47	2,43	1,74	2,84
MgO	0,11	0,10	0,13	0,16	0,15	0,07	0,07	0,12
CaO	34,27	35,83	36,36	36,56	36,51	33,79	33,96	33,66
Na <sub>2</sub> O	<b>0,00</b>	<b>0,02</b>	<b>0,00</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
<b>Total</b>	<b>98,27</b>	<b>99,27</b>	<b>99,63</b>	<b>99,91</b>	<b>100,76</b>	<b>98,19</b>	<b>98,36</b>	<b>99,93</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,99	2,91	2,91	2,90	2,94	2,99	3,00	2,95
Al <sup>IV</sup>	0,01	0,09	0,09	0,10	0,06	0,01	0,00	0,05
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Al	0,70	1,46	1,73	1,63	1,69	1,35	1,13	1,44
Fe <sup>3+</sup>	1,31	0,55	0,35	0,45	0,33	0,65	0,84	0,59
<b>Suma</b>	<b>2,01</b>	<b>2,05</b>	<b>2,09</b>	<b>2,09</b>	<b>2,04</b>	<b>2,00</b>	<b>1,99</b>	<b>2,03</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,16	0,12	0,19
Mg	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Ca	2,97	2,97	2,97	2,99	2,95	2,86	2,89	2,79
<b>Suma</b>	<b>3,01</b>	<b>3,02</b>	<b>3,01</b>	<b>3,03</b>	<b>3,00</b>	<b>3,03</b>	<b>3,02</b>	<b>2,99</b>
<b>Total</b>	<b>8,03</b>	<b>8,07</b>	<b>8,09</b>	<b>8,12</b>	<b>8,04</b>	<b>8,03</b>	<b>8,01</b>	<b>8,02</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	34,96	73,15	84,28	80,35	82,94	64,45	54,70	67,01
<b>Ad</b>	64,26	25,95	15,60	18,97	15,73	30,66	40,47	26,48
<b>Sp+Al</b>	1,07	0,90	0,13	0,69	1,02	4,89	3,89	6,27
<b>Otros</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,94	0,24
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

	<b>ZONA 3</b>					<b>ZONA 4</b>		
	<b>L4-1</b>					<b>M1-1</b>		
	<b>49</b>	<b>50</b>	<b>51</b>	<b>52</b>	<b>53</b>	<b>54</b>	<b>55</b>	<b>56</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	37,75	36,93	37,76	37,32	38,09	38,51	38,05	37,61
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,39	0,20	0,00	0,19	0,21	1,13	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,28	11,70	16,56	10,59	16,20	16,67	13,57	12,51
FeO <sub>1</sub> *	13,41	14,61	8,37	15,57	9,12	8,42	11,22	13,54
MnO	2,20	1,88	3,01	1,92	2,71	0,10	0,09	0,10
MgO	0,05	0,07	0,11	0,04	0,08	0,14	0,21	0,10
CaO	33,37	32,93	32,95	33,66	33,87	36,07	35,63	35,36
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>99,07</b>	<b>98,51</b>	<b>98,96</b>	<b>99,11</b>	<b>100,27</b>	<b>100,13</b>	<b>99,94</b>	<b>99,49</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,99	2,95	2,95	2,97	2,94	2,95	2,96	2,95
Al <sup>IV</sup>	0,01	0,05	0,05	0,03	0,06	0,05	0,04	0,05
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,07	0,01
Al	1,13	1,05	1,47	0,96	1,41	1,46	1,20	1,11
Fe <sup>3+</sup>	0,88	0,96	0,55	1,07	0,63	0,56	0,70	0,91
<b>Suma</b>	<b>2,01</b>	<b>2,03</b>	<b>2,04</b>	<b>2,03</b>	<b>2,05</b>	<b>2,03</b>	<b>1,97</b>	<b>2,03</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Mn	0,15	0,13	0,20	0,13	0,18	0,01	0,01	0,01
Mg	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01
Ca	2,83	2,82	2,76	2,87	2,80	2,96	2,97	2,97
<b>Suma</b>	<b>2,99</b>	<b>2,97</b>	<b>2,97</b>	<b>3,00</b>	<b>2,99</b>	<b>2,99</b>	<b>3,03</b>	<b>2,99</b>
<b>Total</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,01</b>	<b>8,03</b>	<b>8,04</b>	<b>8,02</b>	<b>8,00</b>	<b>8,03</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	53,49	50,17	67,91	46,50	66,30	72,42	60,61	55,60
<b>Ad</b>	41,22	43,57	24,72	50,13	28,13	26,94	34,28	43,91
<b>Sp+Al</b>	5,11	4,92	6,73	3,37	5,57	0,22	1,06	0,22
<b>Otros</b>	0,18	1,35	0,65	0,00	0,00	0,41	4,05	0,27
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

<b>ZONA 4</b>								
<b>M1-1</b>				<b>II-2</b>				
<b>57</b>	<b>58</b>	<b>59</b>	<b>60</b>	<b>61</b>	<b>62</b>	<b>63</b>	<b>64</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	38,51	38,28	38,34	37,72	37,98	37,93	37,61	38,08
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,87	0,36	0,63	0,12	1,73	1,33	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,05	14,61	15,85	14,54	12,43	15,43	14,88	16,61
FeO <sub>1</sub> *	8,38	9,70	8,82	10,51	13,18	8,40	9,75	8,03
MnO	0,29	0,45	0,13	0,53	0,25	0,71	0,95	0,75
MgO	0,19	0,17	0,15	0,09	0,10	0,29	0,19	0,13
CaO	35,78	35,37	35,67	35,01	35,10	35,01	34,30	35,61
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Total</b>	<b>99,84</b>	<b>99,48</b>	<b>99,33</b>	<b>99,05</b>	<b>99,18</b>	<b>99,54</b>	<b>99,04</b>	<b>99,56</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,97	2,98	2,97	2,95	2,99	2,95	2,95	2,94
Al <sup>IV</sup>	0,03	0,02	0,03	0,05	0,01	0,05	0,05	0,06
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,04	0,05	0,02	0,04	0,01	0,10	0,08	0,02
Al	1,43	1,32	1,42	1,29	1,14	1,36	1,32	1,45
Fe <sup>3+</sup>	0,53	0,60	0,57	0,68	0,86	0,49	0,58	0,57
<b>Suma</b>	<b>1,99</b>	<b>1,97</b>	<b>2,01</b>	<b>2,01</b>	<b>2,01</b>	<b>1,95</b>	<b>1,98</b>	<b>2,04</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,05	0,06	0,00
Mn	0,02	0,03	0,01	0,04	0,02	0,05	0,06	0,05
Mg	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02
Ca	2,96	2,95	2,96	2,94	2,96	2,91	2,88	2,95
<b>Suma</b>	<b>3,01</b>	<b>3,03</b>	<b>2,99</b>	<b>2,99</b>	<b>2,99</b>	<b>3,05</b>	<b>3,02</b>	<b>3,01</b>
<b>Total</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,05</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	70,78	65,50	70,41	63,98	56,39	67,31	64,39	71,64
<b>Ad</b>	25,72	29,32	27,56	32,48	42,04	23,50	27,11	26,97
<b>Sp+Al</b>	0,96	2,03	0,45	1,42	0,81	3,26	4,07	1,40
<b>Otros</b>	2,53	3,15	1,58	2,12	0,77	5,93	4,43	0,00
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

<b>ZONA 4</b>								
<b>I1-2</b>								
	<b>65</b>	<b>66</b>	<b>67</b>	<b>68</b>	<b>69</b>	<b>70</b>	<b>71</b>	<b>72</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	37,99	40,21	39,71	38,38	37,58	38,59	37,13	38,98
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,02	0,02	0,76	1,02	0,84	2,07	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,99	23,09	20,94	14,58	11,84	16,73	12,36	16,98
FeO <sub>1</sub> *	11,48	0,80	3,17	10,59	13,57	7,60	12,53	7,62
MnO	0,44	0,23	0,59	0,72	0,72	0,29	0,81	0,73
MgO	0,15	0,02	0,00	0,17	0,15	0,19	0,22	0,19
CaO	35,19	37,50	36,95	35,06	34,31	36,19	33,87	35,77
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,04	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>99,54</b>	<b>101,87</b>	<b>101,38</b>	<b>100,29</b>	<b>99,21</b>	<b>100,46</b>	<b>99,03</b>	<b>100,79</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,962	2,965	2,965	2,969	2,969	2,951	2,940	2,971
Al <sup>IV</sup>	0,038	0,035	0,035	0,031	0,031	0,049	0,060	0,029
<b>Suma</b>	<b>3,000</b>	<b>3,000</b>	<b>3,000</b>	<b>3,000</b>	<b>3,000</b>	<b>3,000</b>	<b>3,000</b>	<b>3,000</b>
Ti	0,017	0,001	0,001	0,044	0,061	0,049	0,123	0,029
Al	1,248	1,971	1,808	1,298	1,072	1,459	1,094	1,496
Fe <sup>3+</sup>	0,755	0,062	0,225	0,644	0,837	0,492	0,720	0,476
<b>Suma</b>	<b>2,021</b>	<b>2,034</b>	<b>2,034</b>	<b>1,987</b>	<b>1,970</b>	<b>2,000</b>	<b>1,937</b>	<b>2,000</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,041	0,060	0,000	0,110	0,010
Mn	0,029	0,014	0,037	0,047	0,048	0,019	0,054	0,047
Mg	0,017	0,002	0,000	0,019	0,018	0,022	0,026	0,022
Ca	2,940	2,962	2,956	2,906	2,905	2,966	2,873	2,921
<b>Suma</b>	<b>2,986</b>	<b>2,979</b>	<b>2,993</b>	<b>3,013</b>	<b>3,030</b>	<b>3,006</b>	<b>3,063</b>	<b>3,000</b>
<b>Total</b>	<b>8,007</b>	<b>8,013</b>	<b>8,027</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>	<b>8,006</b>	<b>8,000</b>	<b>8,000</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	61,64	96,83	88,75	63,54	52,84	72,77	54,19	73,16
<b>Ad</b>	36,22	3,01	10,85	30,80	40,11	23,75	33,83	22,82
<b>Sp+Al</b>	0,98	0,16	0,40	2,91	3,56	0,63	5,36	1,91
<b>Otros</b>	1,16	0,00	0,00	2,75	3,49	2,86	6,62	2,11
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

<b>ZONA 4</b>								
<b>II-2</b>								
	<b>73</b>	<b>74</b>	<b>75</b>	<b>76</b>	<b>77</b>	<b>78</b>	<b>79</b>	<b>80</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	38,67	38,10	38,09	38,16	38,28	37,74	38,73	38,96
TiO <sub>2</sub>	1,48	0,53	0,08	0,09	0,13	0,94	0,75	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,18	15,60	12,76	14,92	14,25	14,45	16,66	18,58
FeO <sub>1</sub> *	7,30	9,92	13,21	10,46	11,13	10,05	7,77	6,43
MnO	0,50	0,63	0,13	0,22	0,13	0,15	0,41	0,22
MgO	0,25	0,19	0,08	0,16	0,17	0,25	0,19	0,18
CaO	35,33	34,70	35,34	35,57	35,78	35,58	36,00	35,97
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Total</b>	<b>100,74</b>	<b>99,69</b>	<b>99,71</b>	<b>99,59</b>	<b>99,88</b>	<b>99,19</b>	<b>100,53</b>	<b>100,64</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,95	2,95	2,98	2,96	2,97	2,95	2,96	2,96
Al <sup>IV</sup>	0,05	0,05	0,02	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,09	0,03	0,00	0,01	0,01	0,06	0,04	0,02
Al	1,50	1,38	1,15	1,33	1,27	1,27	1,46	1,62
Fe <sup>3+</sup>	0,38	0,60	0,86	0,70	0,75	0,67	0,49	0,39
<b>Suma</b>	<b>1,96</b>	<b>2,01</b>	<b>2,02</b>	<b>2,03</b>	<b>2,02</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,03</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,09	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mn	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
Mg	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Ca	2,89	2,88	2,96	2,96	2,97	2,98	2,95	2,92
<b>Suma</b>	<b>3,04</b>	<b>2,99</b>	<b>2,98</b>	<b>2,99</b>	<b>3,00</b>	<b>3,01</b>	<b>3,00</b>	<b>2,97</b>
<b>Total</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,02</b>	<b>8,02</b>	<b>8,01</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	73,15	66,83	57,20	65,66	63,25	64,17	72,43	78,91
<b>Ad</b>	17,96	28,31	41,82	33,80	36,25	32,30	23,66	18,72
<b>Sp+Al</b>	3,92	2,70	0,42	0,48	0,28	0,32	1,11	0,94
<b>Otros</b>	4,97	2,17	0,56	0,07	0,22	3,21	2,80	1,42
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.



<b>ZONA 4</b>								
<b>I1-2</b>				<b>I5-1</b>				
<b>81</b>	<b>82</b>	<b>83</b>	<b>84</b>	<b>85</b>	<b>86</b>	<b>87</b>	<b>88</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	38,15	38,62	38,43	37,71	38,01	39,31	38,05	37,78
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,86	1,08	0,92	0,94	0,46	1,34	1,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,24	16,45	17,35	15,06	13,34	19,17	13,37	14,54
FeO <sub>1</sub> *	9,62	7,82	7,49	9,46	11,97	5,33	11,48	9,88
MnO	0,79	0,36	0,18	0,82	0,52	0,44	0,51	0,50
MgO	0,16	0,21	0,25	0,18	0,20	0,18	0,25	0,18
CaO	35,67	35,72	35,40	35,20	34,75	36,01	35,04	35,53
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,21</b>	<b>100,05</b>	<b>100,22</b>	<b>99,36</b>	<b>99,76</b>	<b>100,92</b>	<b>100,06</b>	<b>99,61</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,94	2,97	2,94	2,94	2,97	2,97	2,96	2,94
Al <sup>IV</sup>	0,06	0,03	0,06	0,06	0,03	0,03	0,04	0,06
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,03	0,05	0,06	0,05	0,06	0,03	0,08	0,07
Al	1,33	1,46	1,51	1,32	1,20	1,68	1,19	1,27
Fe <sup>3+</sup>	0,66	0,47	0,42	0,64	0,72	0,30	0,69	0,65
<b>Suma</b>	<b>2,02</b>	<b>1,98</b>	<b>1,99</b>	<b>2,01</b>	<b>1,98</b>	<b>2,01</b>	<b>1,96</b>	<b>1,99</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,03	0,06	0,00	0,06	0,03	0,06	0,00
Mn	0,05	0,02	0,01	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03
Mg	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Ca	2,95	2,94	2,91	2,94	2,91	2,91	2,92	2,96
<b>Suma</b>	<b>3,02</b>	<b>3,02</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,02</b>	<b>2,99</b>	<b>3,04</b>	<b>3,02</b>
<b>Total</b>	<b>8,04</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,02</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,01</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	65,95	72,16	73,92	65,47	58,82	81,52	59,05	63,95
<b>Ad</b>	31,51	22,90	19,82	30,20	34,69	14,52	33,31	31,23
<b>Sp+Al</b>	1,73	1,76	2,39	1,82	3,05	2,04	2,93	1,10
<b>Otros</b>	0,82	3,19	3,87	2,51	3,44	1,91	4,70	3,73
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

<b>ZONA 4</b>								
<b>I5-1</b>								
<b>89</b>	<b>90</b>	<b>91</b>	<b>92</b>	<b>93</b>	<b>94</b>	<b>95</b>	<b>96</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	38,83	35,13	38,23	39,15	40,09	39,71	38,52	37,46
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,24	1,26	0,60	0,02	0,39	0,95	1,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,19	8,00	16,14	18,77	21,69	21,12	15,71	11,72
FeO <sub>1</sub> *	5,54	18,20	7,90	5,33	2,41	2,89	9,66	13,02
MnO	0,46	0,36	0,64	0,62	0,38	0,38	0,48	0,70
MgO	0,27	0,01	0,18	0,25	0,08	0,09	0,15	0,24
CaO	36,26	35,09	35,55	35,77	37,04	36,82	34,70	34,51
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	0,04
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
<b>Total</b>	<b>100,56</b>	<b>97,54</b>	<b>99,92</b>	<b>100,52</b>	<b>101,73</b>	<b>101,41</b>	<b>100,20</b>	<b>99,38</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,95	2,87	2,95	2,97	2,97	2,96	2,97	2,96
Al <sup>IV</sup>	0,05	0,13	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,06	0,01	0,07	0,03	0,00	0,02	0,06	0,10
Al	1,58	0,64	1,42	1,65	1,87	1,82	1,40	1,05
Fe <sup>3+</sup>	0,36	1,46	0,49	0,31	0,15	0,17	0,51	0,80
<b>Suma</b>	<b>1,99</b>	<b>2,11</b>	<b>1,98</b>	<b>1,99</b>	<b>2,02</b>	<b>2,01</b>	<b>1,97</b>	<b>1,94</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,11	0,06
Mn	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05
Mg	0,03	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03
Ca	2,95	3,07	2,94	2,91	2,94	2,94	2,87	2,92
<b>Suma</b>	<b>3,01</b>	<b>3,10</b>	<b>3,02</b>	<b>3,01</b>	<b>2,98</b>	<b>2,99</b>	<b>3,03</b>	<b>3,06</b>
<b>Total</b>	<b>8,01</b>	<b>8,21</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	78,30	33,58	70,33	80,35	91,59	89,28	67,77	52,39
<b>Ad</b>	17,19	66,17	23,39	14,77	7,31	8,29	24,37	38,21
<b>Sp+Al</b>	0,98	0,25	2,10	2,31	0,80	1,06	4,67	3,64
<b>Otros</b>	3,53	0,00	4,18	2,57	0,30	1,37	3,19	5,75
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

	<b>ZONA 4</b>		<b>ZONA 5</b>					
	<b>I5-1</b>		<b>K3-1</b>				<b>K5-1</b>	
	<b>97</b>	<b>98</b>	<b>99</b>	<b>100</b>	<b>101</b>	<b>102</b>	<b>103</b>	<b>104</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	37,94	37,56	37,33	37,65	37,54	37,82	38,27	38,59
TiO <sub>2</sub>	1,65	1,57	0,70	0,47	0,45	0,91	0,43	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,22	11,81	8,24	11,05	8,36	12,12	15,65	16,77
FeO <sub>1</sub> *	12,90	13,82	17,77	15,00	17,72	13,07	8,31	7,09
MnO	0,52	0,73	0,71	0,65	0,55	0,60	0,74	0,35
MgO	0,22	0,22	0,11	0,09	0,10	0,15	0,23	0,37
CaO	34,76	33,67	33,97	34,72	34,09	35,07	35,37	35,95
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,04	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,27</b>	<b>99,43</b>	<b>98,84</b>	<b>99,63</b>	<b>98,85</b>	<b>99,76</b>	<b>99,01</b>	<b>99,33</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,96	2,97	3,00	2,97	3,01	2,97	2,98	2,97
Al <sup>IV</sup>	0,04	0,03	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02	0,03
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,01</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,10	0,09	0,04	0,03	0,03	0,05	0,03	0,01
Al	1,09	1,07	0,78	1,00	0,79	1,09	1,41	1,50
Fe <sup>3+</sup>	0,75	0,78	1,14	0,98	1,13	0,84	0,56	0,51
<b>Suma</b>	<b>1,94</b>	<b>1,94</b>	<b>1,96</b>	<b>2,00</b>	<b>1,95</b>	<b>1,98</b>	<b>2,00</b>	<b>2,01</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,09	0,14	0,06	0,01	0,06	0,02	0,00	0,00
Mn	0,03	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,02
Mg	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04
Ca	2,91	2,85	2,92	2,93	2,93	2,95	2,95	2,97
<b>Suma</b>	<b>3,06</b>	<b>3,06</b>	<b>3,04</b>	<b>3,00</b>	<b>3,04</b>	<b>3,02</b>	<b>3,02</b>	<b>3,03</b>
<b>Total</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,02</b>	<b>8,05</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	54,19	51,98	38,26	49,41	39,14	54,26	69,69	74,23
<b>Ad</b>	36,18	36,75	55,80	47,13	55,93	40,75	27,30	24,62
<b>Sp+Al</b>	4,12	6,03	3,42	1,78	3,19	1,84	1,62	0,78
<b>Otros</b>	5,51	5,24	2,52	1,67	1,74	3,15	1,40	0,37
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

<b>ZONA 5</b>								
<b>K5-1</b>			<b>K11-1</b>					
<b>105</b>	<b>106</b>	<b>107</b>	<b>108</b>	<b>109</b>	<b>110</b>	<b>111</b>	<b>112</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	38,43	38,54	39,44	39,37	39,44	39,50	38,89	38,76
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,48	0,55	0,04	0,85	0,03	0,11	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,66	16,76	17,38	17,71	20,05	17,74	15,33	16,03
FeO <sub>1</sub> *	9,10	6,93	5,71	6,95	3,35	7,02	10,44	8,88
MnO	0,69	0,30	0,57	0,26	0,26	0,20	0,32	0,23
MgO	0,17	0,43	0,43	0,21	0,41	0,24	0,21	0,23
CaO	35,86	36,02	36,48	36,52	36,70	36,26	35,51	35,97
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Total</b>	<b>99,22</b>	<b>99,46</b>	<b>100,57</b>	<b>101,06</b>	<b>101,06</b>	<b>101,00</b>	<b>100,81</b>	<b>100,12</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,99	2,97	3,00	2,98	2,96	2,99	2,98	2,98
Al <sup>IV</sup>	0,01	0,03	0,00	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,02	0,03	0,03	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00
Al	1,34	1,49	1,55	1,56	1,73	1,57	1,36	1,43
Fe <sup>3+</sup>	0,64	0,49	0,39	0,46	0,22	0,43	0,64	0,59
<b>Suma</b>	<b>1,99</b>	<b>2,01</b>	<b>1,97</b>	<b>2,02</b>	<b>1,99</b>	<b>2,01</b>	<b>2,01</b>	<b>2,02</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00
Mn	0,05	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
Mg	0,02	0,05	0,05	0,02	0,05	0,03	0,02	0,03
Ca	2,99	2,97	2,97	2,96	2,95	2,94	2,92	2,96
<b>Suma</b>	<b>3,05</b>	<b>3,04</b>	<b>3,05</b>	<b>3,00</b>	<b>3,01</b>	<b>2,99</b>	<b>2,99</b>	<b>3,00</b>
<b>Total</b>	<b>8,05</b>	<b>8,05</b>	<b>8,03</b>	<b>8,02</b>	<b>8,01</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,02</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	66,80	73,97	77,15	76,84	85,44	77,11	66,46	70,51
<b>Ad</b>	31,71	23,90	19,34	22,37	10,37	21,12	30,88	28,82
<b>Sp+Al</b>	1,48	0,66	1,21	0,56	0,54	0,80	1,57	0,49
<b>Otros</b>	0,00	1,47	2,29	0,24	3,64	0,97	1,09	0,18
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

	<b>ZONA 5</b>		<b>ZONA 6</b>					
	<b>K11-1</b>		<b>B6-1</b>					
	<b>113</b>	<b>114</b>	<b>115</b>	<b>116</b>	<b>117</b>	<b>118</b>	<b>119</b>	<b>120</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	38,69	37,69	38,16	38,50	38,61	36,49	38,16	38,19
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,42	0,75	0,43	0,84	1,84	0,21	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,13	12,13	13,66	14,56	16,19	14,99	11,08	13,67
FeO <sub>1</sub> *	7,67	13,26	11,19	10,33	8,05	4,07	14,52	11,59
MnO	0,19	0,61	0,77	0,87	0,51	0,34	0,59	0,94
MgO	<b>0,22</b>	0,25	0,24	0,26	0,37	3,34	0,24	0,27
CaO	36,47	35,04	35,10	35,27	35,87	35,88	35,00	34,93
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,39</b>	<b>99,40</b>	<b>99,87</b>	<b>100,22</b>	<b>100,46</b>	<b>97,60</b>	<b>99,82</b>	<b>99,80</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>								
Si	2,95	2,96	2,97	2,97	2,96	2,84	3,00	2,97
Al <sup>IV</sup>	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04	0,16	0,00	0,03
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,00	0,02	0,04	0,03	0,05	0,11	0,01	0,01
Al	1,49	1,08	1,22	1,30	1,42	1,22	1,02	1,23
Fe <sup>3+</sup>	0,56	0,91	0,72	0,67	0,53	0,72	0,96	0,78
<b>Suma</b>	<b>2,05</b>	<b>2,01</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,05</b>	<b>1,99</b>	<b>2,01</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,04	0,05	0,06	0,03	0,02	0,04	0,06
Mg	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,39	0,03	0,03
Ca	2,98	2,95	2,93	2,92	2,94	3,00	2,94	2,91
<b>Suma</b>	<b>3,02</b>	<b>3,02</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>	<b>3,02</b>	<b>3,41</b>	<b>3,01</b>	<b>3,01</b>
<b>Total</b>	<b>8,07</b>	<b>8,03</b>	<b>8,00</b>	<b>8,01</b>	<b>8,02</b>	<b>8,45</b>	<b>8,00</b>	<b>8,02</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Gr</b>	74,17	54,04	60,32	63,71	70,14	63,38	50,30	59,94
<b>Ad</b>	25,74	43,57	34,76	32,42	25,63	33,14	46,94	37,05
<b>Sp+Al</b>	0,09	1,35	1,88	1,89	1,11	0,77	1,31	2,07
<b>Otros</b>	0,00	1,04	3,04	1,98	3,12	2,72	1,45	0,94
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

<b>ZONA 6</b>							
<b>B6-1</b>			<b>B8-2</b>				
<b>121</b>	<b>122</b>	<b>123</b>	<b>124</b>	<b>125</b>	<b>126</b>	<b>127</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>							
SiO <sub>2</sub>	38,25	37,75	37,57	36,74	37,77	36,59	36,69
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,27	0,41	0,59	0,09	0,69	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,39	9,80	11,16	5,22	8,53	5,44	6,35
FeO <sub>1</sub> *	14,20	15,77	13,98	21,89	18,24	21,49	20,37
MnO	0,52	0,43	0,54	0,58	0,70	0,49	0,33
MgO	0,20	0,19	0,24	0,06	0,03	0,07	0,20
CaO	34,90	35,07	35,52	33,39	33,90	33,57	34,49
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	<b>0,03</b>	<b>0,01</b>	<b>0,02</b>	<b>0,01</b>
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>99,77</b>	<b>99,28</b>	<b>99,44</b>	98,50	99,28	98,37	98,64
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12 OXÍGENOS</b>							
Si	3,00	2,99	2,96	3,00	3,02	2,99	2,97
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,03
<b>Suma</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>	<b>3,02</b>	<b>3,00</b>	<b>3,00</b>
Ti	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,04	0,01
Al	1,05	0,91	0,99	0,50	0,80	0,51	0,57
Fe <sup>3+</sup>	0,90	1,07	1,00	1,43	1,15	1,42	1,43
<b>Suma</b>	<b>1,98</b>	<b>1,99</b>	<b>2,02</b>	<b>1,96</b>	<b>1,96</b>	<b>1,97</b>	<b>2,02</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,03	0,00	0,00	0,07	0,07	0,05	0,00
Mn	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,02
Mg	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02
Ca	2,94	2,98	3,00	2,92	2,90	2,94	2,99
<b>Suma</b>	<b>3,02</b>	<b>3,03</b>	<b>3,06</b>	<b>3,04</b>	<b>3,02</b>	<b>3,03</b>	<b>3,04</b>
<b>Total</b>	<b>8,00</b>	<b>8,02</b>	<b>8,08</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,06</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>							
<b>Gr</b>	51,81	45,35	50,52	24,58	39,38	25,58	29,60
<b>Ad</b>	44,46	52,84	48,76	69,84	56,32	69,25	70,09
<b>Sp+Al</b>	2,07	0,95	0,71	3,55	3,88	2,78	0,32
<b>Otros</b>	1,66	0,85	0,00	2,02	0,41	2,38	0,00
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

Gr: Grosularia; Ad: Andradita; Sp: Espesartina y Al: Almandino.

**CLINOPIROXENOS (WDS).**

	<b>ZONA 1</b>						<b>ZONA 2</b>	
	<b>M9-2</b>						<b>E5-1</b>	
	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>
	<b>PORCENTAJE EN PESO</b>							
SiO <sub>2</sub>	53,61	54,60	52,56	53,68	52,92	53,24	52,24	51,84
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,06	0,00	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,06	0,23	0,46
FeO <sub>T</sub> *	11,66	7,39	16,94	13,00	15,21	13,04	10,09	11,55
MnO	1,32	1,17	1,33	1,34	1,55	1,34	0,98	1,07
MgO	9,66	12,89	6,04	8,96	7,11	8,92	11,86	10,54
CaO	23,39	24,00	22,70	22,57	22,94	23,30	24,49	24,24
Na <sub>2</sub> O	0,48	0,01	0,55	0,69	0,51	0,52	0,09	0,14
K <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,06	0,00	0,01
F	0,02	0,01	0,02	0,04	0,04	0,06	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,22</b>	<b>100,11</b>	<b>100,17</b>	<b>100,44</b>	<b>100,47</b>	<b>100,62</b>	<b>99,98</b>	<b>99,91</b>
	<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</b>							
Si	2,01	2,05	1,97	2,02	1,99	2,00	1,96	1,95
<b>Suma</b>	<b>2,01</b>	<b>2,05</b>	<b>1,97</b>	<b>2,02</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>1,96</b>	<b>1,95</b>
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,19	0,23	0,05	0,21	0,12	0,19	0,11	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,17	0,00	0,46	0,20	0,35	0,22	0,17	0,26
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,03
Mg	0,54	0,72	0,34	0,50	0,40	0,50	0,66	0,59
<b>Suma</b>	<b>0,95</b>	<b>0,99</b>	<b>0,89</b>	<b>0,96</b>	<b>0,92</b>	<b>0,96</b>	<b>0,99</b>	<b>0,96</b>
Ca	0,94	0,97	0,91	0,91	0,92	0,94	0,99	0,98
Na	0,03	0,00	0,04	0,05	0,04	0,04	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>0,98</b>	<b>0,97</b>	<b>0,95</b>	<b>0,96</b>	<b>0,96</b>	<b>0,98</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>
<b>Total</b>	<b>3,94</b>	<b>4,01</b>	<b>3,82</b>	<b>3,93</b>	<b>3,87</b>	<b>3,93</b>	<b>3,94</b>	<b>3,89</b>
	<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>							
<b>Diópsido</b>	56,99	72,82	38,10	52,66	43,53	52,48	68,12	63,04
<b>Hedenbergita</b>	38,59	23,42	57,14	42,86	51,07	43,05	28,67	33,31
<b>Johannsenita</b>	4,42	3,76	4,75	4,47	5,40	4,47	3,21	3,64
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

<b>ZONA 2</b>								
<b>E5-1</b>				<b>E6-1</b>				
<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>16</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	51,92	51,97	52,81	52,94	53,17	53,88	52,63	52,51
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,00	0,06	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,19	0,14	0,18	0,21	0,14	0,34	0,27
FeO <sub>T</sub> *	11,22	10,63	9,83	8,68	8,89	4,55	12,38	9,97
MnO	2,47	1,81	0,83	1,31	1,46	1,09	1,72	1,38
MgO	9,94	10,68	10,97	12,38	12,45	15,23	9,76	11,32
CaO	24,36	24,35	24,48	25,07	24,84	25,54	24,33	24,66
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,12	0,10	0,11	0,07	0,02	0,14	0,13
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,41	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,13</b>	<b>99,75</b>	<b>99,63</b>	<b>100,68</b>	<b>101,12</b>	<b>100,47</b>	<b>101,30</b>	<b>100,24</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</b>								
Si	1,95	1,95	1,98	1,99	2,00	2,02	1,98	1,97
<b>Suma</b>	<b>1,95</b>	<b>1,95</b>	<b>1,98</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>2,02</b>	<b>1,98</b>	<b>1,97</b>
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,02	0,10	0,23	0,28	0,14	0,22	0,14
Fe <sup>2+</sup>	0,29	0,27	0,19	0,03	0,00	0,00	0,15	0,15
Mn	0,08	0,06	0,03	0,04	0,05	0,03	0,05	0,04
Mg	0,56	0,60	0,61	0,69	0,70	0,85	0,55	0,63
<b>Suma</b>	<b>0,94</b>	<b>0,95</b>	<b>0,94</b>	<b>1,00</b>	<b>1,03</b>	<b>1,04</b>	<b>0,98</b>	<b>0,98</b>
Ca	0,98	0,98	0,99	1,01	1,00	1,03	0,98	0,99
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>1,01</b>	<b>1,02</b>	<b>1,01</b>	<b>1,03</b>	<b>0,99</b>	<b>1,00</b>
<b>Total</b>	<b>3,88</b>	<b>3,89</b>	<b>3,94</b>	<b>4,01</b>	<b>4,03</b>	<b>4,09</b>	<b>3,95</b>	<b>3,95</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Diópsido</b>	59,27	63,48	65,69	69,57	68,26	82,78	56,49	65,79
<b>Hedenbergita</b>	32,35	30,40	31,50	26,25	27,19	13,87	37,84	29,67
<b>Johannsenita</b>	8,38	6,12	2,81	4,18	4,55	3,35	5,67	4,54
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).



	ZONA 2							ZONA 3
	E6-1					E6-2		D12-1
	17	18	19	20	21	22	23	24
	<i>PORCENTAJ EN PESO</i>							
SiO <sub>2</sub>	52,40	52,08	54,61	52,69	54,36	53,11	52,46	52,65
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,01	0,04	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,14	0,21	0,24	0,16	0,54	0,31	0,76
FeO <sub>T</sub> *	11,47	12,02	4,46	11,08	4,72	6,88	11,77	8,76
MnO	1,76	1,87	1,05	1,65	1,02	1,13	1,79	0,62
MgO	10,30	9,81	15,47	10,71	15,43	13,65	9,92	12,47
CaO	24,29	24,31	25,57	24,60	25,28	24,83	24,16	24,37
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,10	0,01	0,12	0,01	0,11	0,15	0,41
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,67</b>	<b>100,38</b>	<b>101,38</b>	<b>101,08</b>	<b>101,02</b>	<b>100,28</b>	<b>100,61</b>	<b>100,12</b>
	<i>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</i>							
Si	1,97	1,96	2,05	1,98	2,04	2,00	1,97	1,98
<b>Suma</b>	<b>1,97</b>	<b>1,96</b>	<b>2,05</b>	<b>1,98</b>	<b>2,04</b>	<b>2,00</b>	<b>1,97</b>	<b>1,98</b>
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,14	0,07	0,14	0,21	0,15	0,21	0,14	0,20
Fe <sup>2+</sup>	0,18	0,26	0,00	0,11	0,00	0,00	0,20	0,05
Mn	0,06	0,06	0,03	0,05	0,03	0,04	0,06	0,02
Mg	0,58	0,55	0,87	0,60	0,86	0,76	0,56	0,70
<b>Suma</b>	<b>0,98</b>	<b>0,95</b>	<b>1,05</b>	<b>0,99</b>	<b>1,05</b>	<b>1,04</b>	<b>0,97</b>	<b>1,01</b>
Ca	0,98	0,98	1,03	0,99	1,02	1,00	0,97	0,98
Na	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>1,03</b>	<b>1,00</b>	<b>1,02</b>	<b>1,01</b>	<b>0,98</b>	<b>1,01</b>
<b>Total</b>	<b>3,93</b>	<b>3,89</b>	<b>4,13</b>	<b>3,97</b>	<b>4,11</b>	<b>4,04</b>	<b>3,92</b>	<b>4,00</b>
	<i>PORCENTAJES MOLECULARES</i>							
<b>Diópsido</b>	59,99	58,18	83,30	61,22	82,71	75,53	58,23	71,73
<b>Hedenbergita</b>	34,21	35,53	13,47	33,43	14,19	20,92	35,81	26,25
<b>Johannsenita</b>	5,81	6,29	3,23	5,35	3,09	3,55	5,96	2,02
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

<b>ZONA 3</b>								
<b>D12-1</b>								
<b>25</b>	<b>26</b>	<b>27</b>	<b>28</b>	<b>29</b>	<b>30</b>	<b>31</b>	<b>32</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	53,39	53,00	51,87	53,32	53,17	54,21	52,55	54,28
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,10	0,00	0,03	0,01	0,03	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	1,51	1,77	0,41	0,38	0,91	0,61	1,16
FeO <sub>T</sub> *	6,32	6,00	10,85	5,74	5,97	5,29	9,26	4,11
MnO	0,50	0,55	0,57	0,64	0,68	0,56	1,40	0,48
MgO	13,93	13,87	10,75	14,65	14,57	14,60	11,65	15,16
CaO	24,83	24,78	24,09	25,23	25,14	25,19	24,58	25,38
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,47	0,64	0,13	0,14	0,35	0,30	0,29
K <sub>2</sub> O	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,80</b>	<b>100,23</b>	<b>100,64</b>	<b>100,12</b>	<b>100,08</b>	<b>101,13</b>	<b>100,39</b>	<b>100,89</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</b>								
Si	2,01	1,99	1,95	2,00	2,00	2,04	1,97	2,04
<b>Suma</b>	<b>2,01</b>	<b>1,99</b>	<b>1,95</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,04</b>	<b>1,97</b>	<b>2,04</b>
Ti	0,06	0,07	0,08	0,02	0,02	0,04	0,03	0,05
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,20	0,18	0,19	0,18	0,19	0,17	0,17	0,13
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02
Mg	0,78	0,78	0,60	0,82	0,82	0,82	0,65	0,85
<b>Suma</b>	<b>1,05</b>	<b>1,04</b>	<b>0,99</b>	<b>1,04</b>	<b>1,04</b>	<b>1,04</b>	<b>0,99</b>	<b>1,05</b>
Ca	1,00	1,00	0,97	1,02	1,01	1,01	0,99	1,02
Na	0,03	0,03	0,05	0,01	0,01	0,03	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>1,03</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>	<b>1,04</b>	<b>1,01</b>	<b>1,04</b>
<b>Total</b>	<b>4,09</b>	<b>4,07</b>	<b>3,96</b>	<b>4,07</b>	<b>4,06</b>	<b>4,12</b>	<b>3,98</b>	<b>4,13</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Diópsido</b>	78,43	79,77	65,97	80,34	79,73	81,63	67,75	85,45
<b>Hedenbergita</b>	19,96	18,45	32,05	17,66	18,17	16,59	27,61	13,00
<b>Johannsenita</b>	1,61	1,78	1,99	2,01	2,11	1,78	4,63	1,55
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

<b>ZONA 3</b>								
<b>L4-1</b>								
<b>33</b>	<b>34</b>	<b>35</b>	<b>36</b>	<b>37</b>	<b>38</b>	<b>39</b>	<b>40</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	52,31	52,29	52,31	52,99	51,53	53,90	53,31	52,12
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	0,21	0,39	0,17	2,25	0,49	0,62	0,19
FeO <sub>T</sub> *	9,27	11,47	11,46	9,04	11,02	5,07	4,93	13,04
MnO	0,39	0,72	0,49	0,46	0,93	1,40	1,32	2,06
MgO	12,71	11,29	11,27	12,72	11,75	14,94	15,21	9,27
CaO	24,00	24,30	23,94	24,55	22,86	25,21	25,52	24,31
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,16	0,42	0,16	0,30	0,03	0,04	0,10
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,70</b>	<b>100,43</b>	<b>100,27</b>	<b>100,09</b>	<b>101,01</b>	<b>101,05</b>	<b>101,00</b>	<b>101,09</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</b>								
Si	1,97	1,96	1,97	1,99	1,94	2,02	2,00	1,96
<b>Suma</b>	<b>1,97</b>	<b>1,96</b>	<b>1,97</b>	<b>1,99</b>	<b>1,94</b>	<b>2,02</b>	<b>2,00</b>	<b>1,96</b>
Ti	0,07	0,01	0,02	0,01	0,10	0,02	0,03	0,01
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,26	0,16	0,16	0,22	0,22	0,16	0,15	0,13
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,17	0,17	0,06	0,06	0,00	0,00	0,24
Mn	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,04	0,07
Mg	0,71	0,63	0,63	0,71	0,66	0,84	0,85	0,52
<b>Suma</b>	<b>1,05</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>1,01</b>	<b>1,07</b>	<b>1,06</b>	<b>1,08</b>	<b>0,96</b>
Ca	0,97	0,98	0,96	0,99	0,92	1,01	1,03	0,98
Na	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>1,00</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>	<b>1,00</b>	<b>0,96</b>	<b>1,02</b>	<b>1,03</b>	<b>0,99</b>
<b>Total</b>	<b>4,01</b>	<b>3,94</b>	<b>3,95</b>	<b>4,00</b>	<b>3,97</b>	<b>4,10</b>	<b>4,11</b>	<b>3,90</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Diópsido</b>	72,45	64,52	64,94	71,11	67,81	80,42	81,22	54,50
<b>Hedenbergita</b>	26,27	33,15	33,46	27,44	29,14	15,31	14,77	38,61
<b>Johannsenita</b>	1,28	2,33	1,59	1,45	3,05	4,27	4,01	6,89
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

<b>ZONA 4</b>								
<b>MI-1</b>							<b>II-2</b>	
<b>41</b>	<b>42</b>	<b>43</b>	<b>44</b>	<b>45</b>	<b>46</b>	<b>47</b>	<b>48</b>	<b>48</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	54,44	54,00	53,37	54,65	53,86	53,87	53,32	52,78
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	0,80	0,14	0,45	0,46	1,04	0,33	0,36
FeO <sub>T</sub> *	3,97	4,30	8,10	3,66	8,53	4,20	6,63	10,06
MnO	0,61	0,43	1,99	0,88	0,52	0,36	1,68	0,74
MgO	15,76	15,56	12,28	15,80	13,03	15,38	13,03	11,66
CaO	24,85	24,75	24,62	25,10	23,91	24,37	24,86	24,25
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,46	0,08	0,28	0,80	0,56	0,17	0,49
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,79</b>	<b>100,30</b>	<b>100,62</b>	<b>100,81</b>	<b>101,11</b>	<b>99,82</b>	<b>100,03</b>	<b>100,34</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</b>								
Si	2,05	2,03	2,01	2,05	2,02	2,02	2,00	1,98
<b>Suma</b>	<b>2,05</b>	<b>2,03</b>	<b>2,01</b>	<b>2,05</b>	<b>2,02</b>	<b>2,02</b>	<b>2,00</b>	<b>1,98</b>
Ti	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02	0,05	0,01	0,02
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,12	0,14	0,24	0,11	0,27	0,13	0,21	0,20
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Mn	0,02	0,01	0,06	0,03	0,02	0,01	0,05	0,02
Mg	0,88	0,87	0,69	0,88	0,73	0,86	0,73	0,65
<b>Suma</b>	<b>1,06</b>	<b>1,06</b>	<b>1,01</b>	<b>1,05</b>	<b>1,03</b>	<b>1,05</b>	<b>1,01</b>	<b>0,99</b>
Ca	1,00	1,00	0,99	1,01	0,96	0,98	1,00	0,98
Na	0,03	0,03	0,01	0,02	0,06	0,04	0,01	0,04
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>1,03</b>	<b>1,03</b>	<b>1,00</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>
<b>Total</b>	<b>4,14</b>	<b>4,11</b>	<b>4,02</b>	<b>4,13</b>	<b>4,08</b>	<b>4,10</b>	<b>4,02</b>	<b>3,99</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Diópsido</b>	85,96	85,43	68,40	86,10	71,95	85,74	73,60	66,95
<b>Hedenbergita</b>	12,15	13,24	25,31	11,19	26,42	13,13	21,01	30,65
<b>Johannsenita</b>	1,89	1,33	6,29	2,71	1,62	1,13	5,39	2,40
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

<b>ZONA 4</b>								
<b>I1-2</b>			<b>I5-1</b>					
<b>49</b>	<b>50</b>	<b>51</b>	<b>52</b>	<b>53</b>	<b>54</b>	<b>55</b>	<b>56</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	54,14	53,92	55,00	52,53	55,03	52,41	54,77	52,08
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,00	0,06	0,17	0,02	0,26	0,00	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	0,67	0,64	3,08	0,39	2,30	0,26	2,11
FeO <sub>T</sub> *	4,69	6,90	2,81	7,24	3,57	7,77	2,77	9,10
MnO	0,72	0,78	0,49	0,61	0,37	0,90	0,27	0,82
MgO	15,17	13,77	16,57	12,93	16,23	12,68	16,95	11,72
CaO	24,75	24,63	25,62	23,63	25,35	23,69	25,71	23,12
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,52	0,26	0,94	0,15	0,91	0,12	0,95
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,72</b>	<b>101,18</b>	<b>101,45</b>	<b>101,13</b>	<b>101,11</b>	<b>100,92</b>	<b>100,85</b>	<b>100,09</b>
<b>CACIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</b>								
Si	2,03	2,03	2,07	1,97	2,07	1,97	2,06	1,96
<b>Suma</b>	<b>2,03</b>	<b>2,03</b>	<b>2,07</b>	<b>1,97</b>	<b>2,07</b>	<b>1,97</b>	<b>2,06</b>	<b>1,96</b>
Ti	0,03	0,03	0,03	0,14	0,02	0,10	0,01	0,09
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,15	0,22	0,09	0,21	0,11	0,22	0,09	0,19
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03
Mg	0,85	0,77	0,93	0,72	0,91	0,71	0,95	0,66
<b>Suma</b>	<b>1,05</b>	<b>1,04</b>	<b>1,06</b>	<b>1,09</b>	<b>1,05</b>	<b>1,07</b>	<b>1,06</b>	<b>1,03</b>
Ca	1,00	0,99	1,03	0,95	1,02	0,95	1,03	0,93
Na	0,03	0,04	0,02	0,07	0,01	0,07	0,01	0,07
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>1,03</b>	<b>1,03</b>	<b>1,05</b>	<b>1,02</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>	<b>1,04</b>	<b>1,00</b>
<b>Total</b>	<b>4,12</b>	<b>4,10</b>	<b>4,18</b>	<b>4,08</b>	<b>4,15</b>	<b>4,06</b>	<b>4,16</b>	<b>3,99</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Diópsido</b>	83,31	76,14	89,93	76,27	88,01	74,04	90,86	70,56
<b>Hedenbergita</b>	14,45	21,40	8,56	21,68	10,86	22,98	8,32	26,62
<b>Johannsenita</b>	2,24	2,45	1,51	2,06	1,13	2,98	0,82	2,82
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

	<b>ZONA 4</b>		<b>ZONA 5</b>					
	<b>I5-1</b>	<b>K3-1</b>						<b>K5-1</b>
	<b>57</b>	<b>58</b>	<b>59</b>	<b>60</b>	<b>61</b>	<b>62</b>	<b>63</b>	<b>64</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	54,62	54,71	54,60	53,44	54,94	54,78	54,71	55,14
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,01	0,17	0,04	0,00	0,01	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,00	0,60	1,87	0,60	0,05	0,60	0,37
FeO <sub>T</sub> *	4,72	2,71	2,38	4,13	1,60	4,01	1,46	0,98
MnO	0,30	1,86	0,64	0,48	0,56	1,41	0,46	0,54
MgO	15,52	15,47	16,73	15,48	17,52	15,16	17,79	17,77
CaO	25,45	25,69	25,36	25,24	26,14	25,47	25,98	25,77
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,00	0,13	0,32	0,05	0,05	0,03	0,04
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,92</b>	<b>100,44</b>	<b>100,45</b>	<b>101,13</b>	<b>101,45</b>	<b>100,94</b>	<b>101,04</b>	<b>100,61</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</b>								
Si	2,05	2,06	2,05	2,01	2,06	2,06	2,06	2,07
<b>Suma</b>	<b>2,05</b>	<b>2,06</b>	<b>2,05</b>	<b>2,01</b>	<b>2,06</b>	<b>2,06</b>	<b>2,06</b>	<b>2,07</b>
Ti	0,01	0,00	0,03	0,08	0,03	0,00	0,03	0,02
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,15	0,09	0,07	0,13	0,05	0,13	0,05	0,03
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,06	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02
Mg	0,87	0,87	0,94	0,87	0,98	0,85	1,00	1,00
<b>Suma</b>	<b>1,04</b>	<b>1,01</b>	<b>1,06</b>	<b>1,10</b>	<b>1,08</b>	<b>1,02</b>	<b>1,08</b>	<b>1,06</b>
Ca	1,02	1,03	1,02	1,02	1,05	1,03	1,05	1,04
Na	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>1,03</b>	<b>1,03</b>	<b>1,03</b>	<b>1,04</b>	<b>1,06</b>	<b>1,03</b>	<b>1,05</b>	<b>1,04</b>
<b>Total</b>	<b>4,12</b>	<b>4,10</b>	<b>4,14</b>	<b>4,15</b>	<b>4,20</b>	<b>4,11</b>	<b>4,19</b>	<b>4,17</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Diópsido</b>	84,62	85,73	90,78	85,67	93,52	83,24	94,28	95,39
<b>Hedenbergita</b>	14,44	8,43	7,24	12,82	4,79	12,35	4,33	2,94
<b>Johannsenita</b>	0,94	5,84	1,98	1,51	1,69	4,41	1,39	1,66
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

	ZONA 5							ZONA 6
	K5-1				K11-1			B8-2
	65	66	67	68	69	70	71	72
	<i>PORCENTAJE EN PESO</i>							
SiO <sub>2</sub>	54,86	54,75	55,38	55,20	55,00	55,93	54,90	54,35
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,02	0,08	0,10	0,02	0,00	0,04	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	0,84	0,95	0,80	0,82	0,69	0,12	0,77
FeO <sub>T</sub> *	3,11	1,28	0,98	1,56	1,37	1,34	5,83	2,39
MnO	0,49	0,68	0,33	0,36	0,58	0,03	0,72	0,61
MgO	16,38	17,66	17,70	17,44	17,63	17,85	14,67	17,12
CaO	25,17	25,86	25,53	25,42	25,82	25,24	24,70	25,38
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,06	0,17	0,27	0,06	0,48	0,42	0,03
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,99</b>	<b>101,14</b>	<b>101,11</b>	<b>101,16</b>	<b>101,30</b>	<b>101,56</b>	<b>101,40</b>	<b>100,69</b>
	<i>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</i>							
Si	2,06	2,06	2,08	2,07	2,07	2,10	2,06	2,04
<b>Suma</b>	<b>2,06</b>	<b>2,06</b>	<b>2,08</b>	<b>2,07</b>	<b>2,07</b>	<b>2,10</b>	<b>2,06</b>	<b>2,04</b>
Ti	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,01	0,03
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,10	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,18	0,08
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02
Mg	0,92	0,99	0,99	0,98	0,99	1,00	0,82	0,96
<b>Suma</b>	<b>1,06</b>	<b>1,09</b>	<b>1,08</b>	<b>1,08</b>	<b>1,09</b>	<b>1,07</b>	<b>1,03</b>	<b>1,09</b>
Ca	1,01	1,04	1,03	1,02	1,04	1,02	0,99	1,02
Na	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,03	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>1,03</b>	<b>1,04</b>	<b>1,04</b>	<b>1,04</b>	<b>1,04</b>	<b>1,05</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>
<b>Total</b>	<b>4,16</b>	<b>4,19</b>	<b>4,20</b>	<b>4,19</b>	<b>4,20</b>	<b>4,23</b>	<b>4,12</b>	<b>4,15</b>
	<i>PORCENTAJES MOLECULARES</i>							
<b>Diópsido</b>	88,99	94,11	96,02	94,16	94,16	95,87	79,95	91,04
<b>Hedenbergita</b>	9,48	3,82	2,98	4,74	4,10	4,05	17,82	7,12
<b>Johannsenita</b>	1,53	2,07	1,01	1,10	1,75	0,08	2,23	1,83
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

<b>ZONA 6</b>								
<b>B8-2</b>								
<b>73</b>	<b>74</b>	<b>75</b>	<b>76</b>	<b>77</b>	<b>78</b>	<b>79</b>	<b>80</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	54,36	54,77	53,70	54,31	54,26	54,19	53,54	53,76
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,00	0,06	0,00	0,02	0,10	0,08	0,34
FeO <sub>T</sub> *	7,27	2,81	6,59	4,40	3,97	7,14	6,87	4,73
MnO	1,44	1,79	1,36	1,67	1,80	1,35	1,35	1,37
MgO	13,44	15,98	13,74	15,04	15,09	13,43	13,59	14,94
CaO	24,89	25,59	25,05	25,49	25,36	25,13	24,90	24,98
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,03	0,08	0,03	0,02	0,08	0,07	0,07
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>101,62</b>	<b>101,03</b>	<b>100,58</b>	<b>100,94</b>	<b>100,53</b>	<b>101,41</b>	<b>100,41</b>	<b>100,23</b>
<b>CACIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</b>								
Si	2,04	2,06	2,02	2,04	2,04	2,04	2,01	2,02
<b>Suma</b>	<b>2,04</b>	<b>2,06</b>	<b>2,02</b>	<b>2,04</b>	<b>2,04</b>	<b>2,04</b>	<b>2,01</b>	<b>2,02</b>
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,23	0,09	0,21	0,14	0,12	0,22	0,22	0,15
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,05	0,06	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04
Mg	0,75	0,89	0,77	0,84	0,85	0,75	0,76	0,84
<b>Suma</b>	<b>1,03</b>	<b>1,04</b>	<b>1,02</b>	<b>1,03</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,04</b>
Ca	1,00	1,03	1,01	1,03	1,02	1,01	1,00	1,01
Na	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>1,01</b>	<b>1,03</b>	<b>1,01</b>	<b>1,03</b>	<b>1,02</b>	<b>1,02</b>	<b>1,01</b>	<b>1,01</b>
<b>Total</b>	<b>4,08</b>	<b>4,13</b>	<b>4,05</b>	<b>4,10</b>	<b>4,09</b>	<b>4,08</b>	<b>4,04</b>	<b>4,08</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Diópsido</b>	73,30	86,04	75,44	81,49	82,29	73,78	74,62	81,31
<b>Hedenbergita</b>	22,24	8,49	20,30	13,37	12,14	22,00	21,16	14,44
<b>Johannsenita</b>	4,46	5,48	4,26	5,13	5,57	4,22	4,21	4,25
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).



**WOLLASTONITA (WDS).**

	<b>ZONA 4</b>	<b>ZONA 5</b>						
	<b>M1-1</b>	<b>K3-1</b>		<b>K5-1</b>				
	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	52,10	52,00	52,19	51,90	52,22	52,51	51,57	52,41
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01
Fe <sub>T</sub>	0,09	0,18	0,14	0,03	0,04	0,03	0,08	0,04
MnO	0,19	0,52	0,38	0,31	0,37	0,32	0,32	0,34
MgO	0,05	0,07	0,06	0,10	0,10	0,07	0,03	0,10
CaO	48,01	48,20	47,80	48,10	48,17	47,98	47,18	48,52
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Total</b>	<b>100,48</b>	<b>100,98</b>	<b>100,62</b>	<b>100,45</b>	<b>100,90</b>	<b>100,94</b>	<b>99,19</b>	<b>101,46</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</b>								
Si	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,01	2,01	2,00
Al <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sub>T</sub>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,01</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Ca	1,98	1,98	1,97	1,98	1,98	1,97	1,97	1,98
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>1,98</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>1,98</b>	<b>1,98</b>	<b>2,00</b>
<b>Total</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>

<b>ZONA 6</b>								
<b>B6-1</b>							<b>B8-2</b>	
<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>16</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	52,12	52,23	52,41	52,41	52,37	52,37	52,40	51,78
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
FeO <sub>T</sub>	0,05	0,02	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,20
MnO	0,44	0,46	0,42	0,42	0,40	0,40	0,40	0,41
MgO	0,05	0,06	0,07	0,07	0,10	0,10	0,11	0,10
CaO	48,05	48,26	48,08	48,08	48,36	48,36	47,86	48,13
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
<b>Total</b>	<b>101,48</b>	<b>101,03</b>	<b>101,03</b>	<b>101,03</b>	<b>101,31</b>	<b>101,31</b>	<b>100,81</b>	<b>100,65</b>
<b>CACIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 6 OXÍGENOS</b>								
Si	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,01	1,99
Al <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sub>T</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Suma</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,01</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,01</b>	<b>2,00</b>
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	1,98	1,98	1,97	1,97	1,98	1,98	1,96	1,99
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>1,99</b>	<b>1,99</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>1,98</b>	<b>2,01</b>
<b>Total</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>3,99</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>3,99</b>	<b>4,01</b>

**VESUVIANITAS (WDS).**

	ZONA 3			ZONA 4				ZONA 5
	D12-1			I1-2				K5-1
	1	2	3	4	5	6	7	8
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	36,45	36,51	36,38	36,99	36,72	36,80	36,65	36,93
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,00	0,86	2,20	2,78	3,12	2,17	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,43	19,58	16,98	16,91	16,22	15,76	17,24	16,39
FeO <sub>T</sub> *	4,46	2,71	4,75	3,18	3,34	3,53	3,46	3,57
MnO	0,21	0,65	0,27	0,06	0,11	0,12	0,06	0,11
MgO	1,54	1,12	1,66	1,94	2,17	2,26	1,82	2,79
CaO	35,52	36,01	35,64	35,37	35,74	35,52	35,75	36,54
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,12	0,14	0,28	0,18	0,16	0,26	0,04
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	1,15	0,54	1,20	0,39	0,41	0,35	0,54	0,20
<b>Total</b>	<b>97,66</b>	<b>97,24</b>	<b>97,88</b>	<b>97,32</b>	<b>97,67</b>	<b>97,63</b>	<b>97,95</b>	<b>97,21</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 50 CATIONES</b>								
Si	17,84	17,74	17,81	18,02	17,88	17,95	17,78	17,89
Al <sup>IV</sup>	0,16	0,26	0,19	0,00	0,12	0,05	0,22	0,11
<b>ΣZ</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,02</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>
Al	9,89	10,96	9,60	9,71	9,19	9,00	9,64	9,25
Ti	0,25	0,00	0,32	0,81	1,02	1,14	0,79	0,23
Fe <sup>3+</sup>	1,83	1,10	1,94	1,30	1,36	1,44	1,40	1,45
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,09	0,27	0,11	0,02	0,05	0,05	0,02	0,05
Mg	1,12	0,81	1,21	1,41	1,57	1,65	1,31	2,01
<b>ΣY</b>	<b>13,18</b>	<b>13,14</b>	<b>13,18</b>	<b>13,25</b>	<b>13,18</b>	<b>13,28</b>	<b>13,17</b>	<b>12,99</b>
Ca	18,62	18,75	18,69	18,46	18,65	18,56	18,58	18,97
Na	0,20	0,11	0,13	0,26	0,17	0,16	0,25	0,03
<b>ΣX</b>	<b>18,82</b>	<b>18,86</b>	<b>18,82</b>	<b>18,73</b>	<b>18,82</b>	<b>18,71</b>	<b>18,83</b>	<b>19,00</b>
<b>Total</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>

\*Estimado como hierro férrico: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = FeO<sub>T</sub> \* 1,1113.

<b>ZONA 5</b>								
<b>K5-1</b>		<b>K11-1</b>						
<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>16</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	37,24	36,53	36,68	36,52	36,86	36,36	36,59	36,88
TiO <sub>2</sub>	0,63	2,69	2,14	1,01	0,10	1,93	2,09	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,09	14,87	16,37	16,64	18,19	17,75	16,61	17,56
FeO <sub>T</sub> *	3,76	3,32	2,68	2,64	2,70	2,14	2,71	3,16
MnO	0,23	0,22	0,06	0,05	0,00	0,05	0,08	0,08
MgO	2,97	2,78	2,86	2,70	2,85	2,39	2,63	2,82
CaO	36,04	35,84	36,36	36,33	36,03	36,35	36,37	36,47
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,06	0,07	0,03	0,10	0,05	0,04
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,11	0,17	0,46	0,37	0,54	0,38	0,50	0,19
<b>Total</b>	<b>97,10</b>	<b>96,45</b>	<b>97,67</b>	<b>96,33</b>	<b>97,30</b>	<b>97,45</b>	<b>97,63</b>	<b>97,19</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 50 CATIONES</b>								
Si	18,06	17,97	17,77	17,86	17,80	17,61	17,75	17,79
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,03	0,23	0,14	0,20	0,39	0,25	0,21
<b>ΣZ</b>	<b>18,06</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>
Al	9,20	8,59	9,12	9,45	10,15	9,73	9,25	9,78
Ti	0,23	0,99	0,78	0,37	0,04	0,70	0,76	0,00
Fe <sup>3+</sup>	1,52	1,37	1,09	1,08	1,09	0,87	1,10	1,28
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,10	0,09	0,03	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03
Mg	2,14	2,04	2,07	1,97	2,05	1,72	1,90	2,03
<b>ΣY</b>	<b>13,19</b>	<b>13,08</b>	<b>13,07</b>	<b>12,90</b>	<b>13,33</b>	<b>13,05</b>	<b>13,05</b>	<b>13,11</b>
Ca	18,72	18,89	18,87	19,04	18,64	18,86	18,90	18,85
Na	0,03	0,03	0,06	0,07	0,03	0,09	0,05	0,03
<b>ΣX</b>	<b>18,75</b>	<b>18,92</b>	<b>18,93</b>	<b>19,10</b>	<b>18,67</b>	<b>18,95</b>	<b>18,95</b>	<b>18,89</b>
<b>Total</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>

\*Estimado como hierro férrico: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = FeO<sub>T</sub> \* 1,1113.

<b>ZONA 6</b>								
<b>B6-1</b>								
	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>19</b>	<b>20</b>	<b>21</b>	<b>22</b>	<b>23</b>	<b>24</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	36,84	36,97	36,9	37,10	36,15	36,13	36,50	37,21
TiO <sub>2</sub>	2,65	0,00	3,06	0,14	0,13	0,18	3,32	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,31	18,50	15,43	20,72	14,60	14,54	15,24	16,70
FeO <sub>T</sub> *	3,09	2,38	3,50	2,30	4,36	4,24	3,40	3,52
MnO	0,08	0,30	0,12	0,52	0,71	0,73	0,06	0,40
MgO	2,45	2,72	2,71	1,09	4,16	4,12	2,79	3,38
CaO	35,55	36,31	35,93	36,06	35,83	36,00	35,61	35,64
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,09	0,11	0,17	0,00	0,00	0,13	0,07
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,31	0,09	0,39	0,16	0,00	0,00	0,17	0,12
<b>Total</b>	<b>97,41</b>	<b>97,36</b>	<b>98,15</b>	<b>98,26</b>	<b>95,94</b>	<b>95,93</b>	<b>97,22</b>	<b>97,10</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 50 CATIONES</b>								
Si	17,93	17,75	17,88	17,74	17,67	17,66	17,82	17,96
Al <sup>IV</sup>	0,07	0,25	0,12	0,26	0,33	0,34	0,18	0,04
<b>ΣZ</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>
Al	9,29	10,21	8,70	11,41	8,08	8,04	8,59	9,46
Ti	0,97	0,00	1,12	0,05	0,05	0,07	1,22	0,03
Fe <sup>3+</sup>	1,26	0,95	1,42	0,92	1,78	1,73	1,39	1,42
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,03	0,12	0,05	0,21	0,29	0,30	0,02	0,16
Mg	1,78	1,95	1,96	0,77	3,03	3,00	2,03	2,43
<b>ΣY</b>	<b>13,33</b>	<b>13,24</b>	<b>13,24</b>	<b>13,37</b>	<b>13,24</b>	<b>13,14</b>	<b>13,25</b>	<b>13,51</b>
Ca	18,54	18,68	18,66	18,47	18,76	18,86	18,63	18,43
Na	0,12	0,08	0,11	0,16	0,00	0,00	0,12	0,06
<b>ΣX</b>	<b>18,67</b>	<b>18,76</b>	<b>18,76</b>	<b>18,63</b>	<b>18,76</b>	<b>18,86</b>	<b>18,75</b>	<b>18,49</b>
<b>Total</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>	<b>50,00</b>

\*Estimado como hierro férrico: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = FeO<sub>T</sub> \* 1,1113.

	ZONA 3			ZONA 4				ZONA 5
	D12-1			I1-2				K5-1
	1	2	3	4	5	6	7	8
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	36,45	36,51	36,38	36,99	36,72	36,80	36,65	36,93
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,00	0,86	2,20	2,78	3,12	2,17	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,43	19,58	16,98	16,91	16,22	15,76	17,24	16,39
FeO <sub>T</sub> *	4,46	2,71	4,75	3,18	3,34	3,53	3,46	3,57
MnO	0,21	0,65	0,27	0,06	0,11	0,12	0,06	0,11
MgO	1,54	1,12	1,66	1,94	2,17	2,26	1,82	2,79
CaO	35,52	36,01	35,64	35,37	35,74	35,52	35,75	36,54
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,12	0,14	0,28	0,18	0,16	0,26	0,04
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	1,15	0,54	1,20	0,39	0,41	0,35	0,54	0,20
<b>Total</b>	<b>97,66</b>	<b>97,24</b>	<b>97,88</b>	<b>97,32</b>	<b>97,67</b>	<b>97,63</b>	<b>97,95</b>	<b>97,21</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 19 X (Ca + Na)</b>								
Si	18,00	17,88	17,98	18,28	18,05	18,22	17,94	17,89
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,11
<b>ΣZ</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,28</b>	<b>18,05</b>	<b>18,22</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>
Al	10,15	11,17	9,87	9,85	9,40	9,20	9,89	9,25
Ti	0,26	0,00	0,32	0,82	1,03	1,16	0,80	0,23
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,84	1,11	1,96	1,31	1,37	1,46	1,42	1,45
Mn	0,09	0,27	0,11	0,02	0,05	0,05	0,02	0,05
Mg	1,13	0,82	1,22	1,43	1,59	1,67	1,32	2,01
<b>ΣY</b>	<b>13,46</b>	<b>13,37</b>	<b>13,49</b>	<b>13,44</b>	<b>13,43</b>	<b>13,54</b>	<b>13,46</b>	<b>12,99</b>
Ca	18,80	18,89	18,87	18,73	18,83	18,84	18,75	18,97
Na	0,20	0,11	0,13	0,27	0,17	0,16	0,25	0,03
<b>ΣX</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>
<b>Total</b>	<b>50,47</b>	<b>50,37</b>	<b>50,49</b>	<b>50,72</b>	<b>50,49</b>	<b>50,76</b>	<b>50,46</b>	<b>49,99</b>

\*Estimado como hierro férrico: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = FeO<sub>T</sub> \* 1,1113.

<b>ZONA 5</b>								
<b>K5-1</b>		<b>K11-1</b>						
<b>9</b>	<b>10</b>	<b>11</b>	<b>12</b>	<b>13</b>	<b>14</b>	<b>15</b>	<b>16</b>	
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	37,24	36,53	36,68	36,52	36,86	36,36	36,59	36,88
TiO <sub>2</sub>	0,63	2,69	2,14	1,01	0,10	1,93	2,09	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,09	14,87	16,37	16,64	18,19	17,75	16,61	17,56
FeO <sub>T</sub> *	3,76	3,32	2,68	2,64	2,70	2,14	2,71	3,16
MnO	0,23	0,22	0,06	0,05	0,00	0,05	0,08	0,08
MgO	2,97	2,78	2,86	2,70	2,85	2,39	2,63	2,82
CaO	36,04	35,84	36,36	36,33	36,03	36,35	36,37	36,47
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,06	0,07	0,03	0,10	0,05	0,04
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,11	0,17	0,46	0,37	0,54	0,38	0,50	0,19
<b>Total</b>	<b>97,10</b>	<b>96,45</b>	<b>97,67</b>	<b>96,33</b>	<b>97,30</b>	<b>97,45</b>	<b>97,63</b>	<b>97,19</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 19 X (Ca + Na)</b>								
Si	18,30	18,04	17,84	17,76	18,11	17,65	17,80	17,90
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,00	0,16	0,24	0,00	0,35	0,20	0,10
<b>ΣZ</b>	<b>18,30</b>	<b>18,04</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,11</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>
Al	9,32	8,66	9,22	9,30	10,54	9,81	9,32	9,95
Ti	0,23	1,00	0,78	0,37	0,04	0,71	0,76	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,54	1,37	1,09	1,07	1,11	0,87	1,10	1,28
Mn	0,10	0,09	0,03	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03
Mg	2,17	2,05	2,07	1,96	2,09	1,73	1,91	2,04
<b>ΣY</b>	<b>13,36</b>	<b>13,16</b>	<b>13,19</b>	<b>12,73</b>	<b>13,77</b>	<b>13,13</b>	<b>13,12</b>	<b>13,30</b>
Ca	18,97	18,97	18,94	18,93	18,97	18,91	18,95	18,97
Na	0,03	0,03	0,06	0,07	0,03	0,09	0,05	0,03
<b>ΣX</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>
<b>Total</b>	<b>50,66</b>	<b>50,21</b>	<b>50,19</b>	<b>49,73</b>	<b>50,88</b>	<b>50,13</b>	<b>50,12</b>	<b>50,30</b>

\*Estimado como hierro férrico: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = FeO<sub>T</sub> \* 1,1113.

<b>ZONA 6</b>								
<b>B6-1</b>								
	<b>17</b>	<b>18</b>	<b>19</b>	<b>20</b>	<b>21</b>	<b>22</b>	<b>23</b>	<b>24</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	36,84	36,97	36,9	37,10	36,15	36,13	36,50	37,21
TiO <sub>2</sub>	2,65	0,00	3,06	0,14	0,13	0,18	3,32	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,31	18,50	15,43	20,72	14,60	14,54	15,24	16,70
FeO <sub>T</sub> *	3,09	2,38	3,50	2,30	4,36	4,24	3,40	3,52
MnO	0,08	0,30	0,12	0,52	0,71	0,73	0,06	0,40
MgO	2,45	2,72	2,71	1,09	4,16	4,12	2,79	3,38
CaO	35,55	36,31	35,93	36,06	35,83	36,00	35,61	35,64
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,09	0,11	0,17	0,00	0,00	0,13	0,07
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,31	0,09	0,39	0,16	0,00	0,00	0,17	0,12
<b>Total</b>	<b>97,41</b>	<b>97,36</b>	<b>98,15</b>	<b>98,26</b>	<b>95,94</b>	<b>95,93</b>	<b>97,22</b>	<b>97,10</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 19 X (Ca + Na)</b>								
Si	18,25	17,98	18,11	18,09	17,89	17,80	18,06	18,45
Al <sup>IV</sup>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,11	0,20	0,00	0,00
<b>ΣZ</b>	<b>18,25</b>	<b>18,00</b>	<b>18,11</b>	<b>18,09</b>	<b>18,00</b>	<b>18,00</b>	<b>18,06</b>	<b>18,45</b>
Al	9,52	10,58	8,92	11,91	8,41	8,24	8,89	9,76
Ti	0,99	0,00	1,13	0,05	0,05	0,07	1,24	0,03
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,28	0,97	1,44	0,94	1,80	1,75	1,41	1,46
Mn	0,03	0,12	0,05	0,22	0,30	0,30	0,02	0,17
Mg	1,81	1,98	1,98	0,79	3,07	3,03	2,06	2,50
<b>ΣY</b>	<b>13,64</b>	<b>13,64</b>	<b>13,52</b>	<b>13,90</b>	<b>13,63</b>	<b>13,38</b>	<b>13,61</b>	<b>13,91</b>
Ca	18,87	18,92	18,89	18,84	19,00	19,00	18,87	18,94
Na	0,13	0,08	0,11	0,16	0,00	0,00	0,13	0,06
<b>ΣX</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>	<b>19,00</b>
<b>Total</b>	<b>50,89</b>	<b>50,64</b>	<b>50,63</b>	<b>50,99</b>	<b>50,63</b>	<b>50,38</b>	<b>50,67</b>	<b>51,37</b>

\*Estimado como hierro férrico: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = FeO<sub>T</sub> \* 1,1113.



**ANFÍBOLES (WDS).**

	<b>ZONA 1</b>							
	<b>M9-2</b>				<b>M9-4</b>			
	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>	<b>8</b>
	<b>PORCENTAJE EN PESO</b>							
SiO <sub>2</sub>	50,54	54,43	51,81	52,77	52,37	53,31	54,73	54,52
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,03	0,05	0,04	0,05	0,00	0,05	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,69	0,57	2,63	2,51	2,35	2,32	0,79	0,96
FeO <sub>T</sub> *	17,52	16,24	14,20	14,32	16,68	16,92	13,51	14,87
MnO	0,97	1,36	1,10	1,04	1,20	1,17	1,10	1,14
MgO	12,05	13,33	14,26	14,35	12,84	12,76	15,27	14,45
CaO	11,83	12,42	12,22	12,45	11,99	12,00	12,61	12,50
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,10	0,28	0,25	0,28	0,29	0,10	0,12
K <sub>2</sub> O	0,14	0,03	0,08	0,09	0,13	0,10	0,02	0,02
<b>Total</b>	<b>96,17</b>	<b>98,51</b>	<b>96,63</b>	<b>97,83</b>	<b>97,90</b>	<b>98,88</b>	<b>98,17</b>	<b>98,57</b>
	<b>CACIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 23 OXÍGENOS</b>							
Si	7,35	7,92	7,54	7,68	7,62	7,76	7,96	7,93
Al <sup>IV</sup>	0,46	0,08	0,45	0,43	0,40	0,24	0,04	0,07
<b>Suma</b>	<b>7,81</b>	<b>8,00</b>	<b>7,99</b>	<b>8,11</b>	<b>8,02</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>
Al	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,15	0,10	0,10
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Fe <sup>2+</sup>	1,91	0,34	0,95	0,34	0,82	0,29	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,22	1,64	0,78	1,40	1,21	1,76	1,64	1,81
Mn	0,12	0,17	0,14	0,13	0,15	0,14	0,14	0,14
Mg	2,61	2,89	3,09	3,11	2,78	2,77	3,31	3,13
<b>Suma</b>	<b>4,88</b>	<b>5,06</b>	<b>4,96</b>	<b>4,99</b>	<b>4,97</b>	<b>5,12</b>	<b>5,19</b>	<b>5,18</b>
Ca	1,84	1,94	1,90	1,94	1,87	1,87	1,97	1,95
Na	0,09	0,03	0,08	0,07	0,08	0,08	0,03	0,03
K	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>1,96</b>	<b>1,97</b>	<b>2,00</b>	<b>2,03</b>	<b>1,97</b>	<b>1,97</b>	<b>2,00</b>	<b>1,98</b>
<b>Total</b>	<b>14,65</b>	<b>15,02</b>	<b>14,95</b>	<b>15,12</b>	<b>14,96</b>	<b>15,10</b>	<b>15,19</b>	<b>15,16</b>
	<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>							
<b>Tremolita</b>	57,79	89,60	76,46	90,15	77,36	90,39	100,00	100,00
<b>Ferroactinolita</b>	42,21	10,40	23,54	9,85	22,64	9,61	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

	ZONA 1		ZONA 2					
	M9-4		E6-1		E6-2			
	9	10	11	12	13	14	15	16
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
SiO <sub>2</sub>	54,69	54,39	52,18	51,96	52,94	52,16	52,04	52,14
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,00	0,08	0,21	0,00	0,08	0,07	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,98	2,61	3,65	1,74	2,79	2,80	2,56
FeO <sub>1</sub> *	15,38	14,94	16,52	14,98	14,23	14,88	16,12	15,95
MnO	1,57	1,04	1,51	1,26	1,52	1,74	1,56	1,45
MgO	13,98	14,39	12,73	13,47	13,37	12,91	12,52	12,76
CaO	12,51	12,61	11,85	12,13	13,53	13,11	12,03	12,47
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,14	0,28	0,36	0,25	0,30	0,29	0,33
K <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,08	0,10	0,09	0,08	0,97	0,08
<b>Total</b>	<b>98,84</b>	<b>98,53</b>	<b>97,84</b>	<b>98,12</b>	<b>97,67</b>	<b>98,05</b>	<b>98,41</b>	<b>97,76</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 23 OXÍGENOS</b>								
Si	7,96	7,91	7,59	7,56	7,70	7,59	7,57	7,59
Al <sup>IV</sup>	<b>0,04</b>	<b>0,09</b>	<b>0,41</b>	<b>0,44</b>	<b>0,30</b>	<b>0,41</b>	<b>0,43</b>	<b>0,41</b>
<b>Suma</b>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al	0,05	0,08	0,04	0,19	0,00	0,07	0,05	0,02
Ti	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,04	0,03	0,84	0,39	0,65	0,63	0,78	0,85
Fe <sup>3+</sup>	1,83	1,79	1,17	1,44	1,08	1,18	1,18	1,09
Mn	0,19	0,13	0,19	0,16	0,19	0,21	0,19	0,18
Mg	<b>3,03</b>	<b>3,12</b>	<b>2,76</b>	<b>2,92</b>	<b>2,90</b>	<b>2,80</b>	<b>2,72</b>	<b>2,77</b>
<b>Suma</b>	5,15	5,15	5,00	5,11	4,82	4,90	4,93	4,91
Ca	1,95	1,97	1,85	1,89	2,11	2,04	1,88	1,94
Na	0,03	0,04	0,08	0,10	0,07	0,08	0,08	0,09
K	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,01</b>	<b>0,02</b>	<b>0,02</b>	<b>0,01</b>	<b>0,18</b>	<b>0,02</b>
<b>Suma</b>	<b>1,98</b>	<b>2,01</b>	<b>1,94</b>	<b>2,01</b>	<b>2,20</b>	<b>2,14</b>	<b>2,14</b>	<b>2,05</b>
<b>Total</b>	15,13	15,16	14,95	15,12	15,01	15,04	15,07	14,97
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>								
<b>Tremolita</b>	98,60	99,11	76,59	88,32	81,76	81,66	77,63	76,43
<b>Ferroactinolita</b>	1,40	0,89	23,41	11,68	18,24	18,34	22,37	23,57
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

\*Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup> calculados a partir del método de Droop (1987).

**EPÍDOTAS (WDS).**

	<b>ZONA 2</b>	<b>ZONA 2</b>	<b>ZONA 3</b>	<b>ZONA 4</b>
	<b>E6-1</b>	<b>E5-1</b>	<b>D12-1</b>	<b>M1-1</b>
	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>
<b><i>PORCENTAJE EN PESO</i></b>				
SiO <sub>2</sub>	38,93	37,07	38,75	38,04
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,05	0,02	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,85	22,87	24,88	24,36
FeO <sub>T</sub> *	11,75	13,21	10,99	11,74
MnO	0,99	0,27	0,63	0,16
MgO	0,01	0,03	0,01	0,02
CaO	22,40	23,18	22,74	23,44
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>97,93</b>	<b>96,68</b>	<b>98,02</b>	<b>97,85</b>
<b><i>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 12,5 OXÍGENOS</i></b>				
Si	3,25	3,19	3,21	3,18
Al	2,35	2,32	2,43	2,40
Fe <sup>3+</sup>	0,41	0,48	0,38	0,41
Mn	0,07	0,02	0,04	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	2,00	2,14	2,02	2,10
<b>Total</b>	<b>8,08</b>	<b>8,14</b>	<b>8,08</b>	<b>8,11</b>

\*Estimado como hierro férrico: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = FeO<sub>T</sub> \* 1,1113.

**PLAGIOCLASAS (WDS).**

<b>ZONA 3</b>				
<b>D12-1</b>				
	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>				
SiO <sub>2</sub>	46,58	47,81	47,20	46,93
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,65	34,45	34,33	34,52
FeO <sub>T</sub>	0,16	0,11	0,13	0,10
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00
CaO	17,40	16,26	17,43	16,61
Na <sub>2</sub> O	1,80	2,32	1,53	1,96
K <sub>2</sub> O	0,03	0,05	0,02	0,04
<b>Total</b>	<b>100,67</b>	<b>101,02</b>	<b>100,69</b>	<b>100,19</b>
<b>CATIONES POR UNIDAD DE FÓRMULA, SOBRE LA BASE DE 8 OXÍGENOS</b>				
Si	2,13	2,19	2,16	2,15
Al	1,87	1,86	1,85	1,85
<b>Suma</b>	<b>4,00</b>	<b>4,04</b>	<b>4,01</b>	<b>4,01</b>
Ca	0,85	0,80	0,85	0,81
Na	0,16	0,21	0,14	0,17
K	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Suma</b>	<b>1,01</b>	<b>1,00</b>	<b>0,99</b>	<b>0,99</b>
<b>Total</b>	<b>5,01</b>	<b>5,05</b>	<b>5,00</b>	<b>4,99</b>
<b>PORCENTAJES MOLECULARES</b>				
<b>Anortita</b>	84,06	79,27	86,19	82,21
<b>Albita</b>	15,74	20,46	13,69	17,55
<b>Ortoclasa</b>	0,19	0,27	0,12	0,24
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>

**ZEOLITAS (WDS).**

<b>ZONA 4</b>					
<b>I5-1</b>					
	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>					
<b>SiO<sub>2</sub></b>	59,06	64,35	61,47	62,16	59,47
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,83	16,99	16,87	17,37	16,36
<b>FeO<sub>T</sub></b>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03
<b>MnO</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
<b>MgO</b>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
<b>CaO</b>	7,72	7,43	7,45	7,95	7,73
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,39	0,09	0,80	0,20	0,90
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,30	0,26	0,25	0,19	0,22
<b>F</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	<b>83,31</b>	<b>89,12</b>	<b>86,87</b>	<b>87,90</b>	<b>84,73</b>
<b>NORMALIZACIÓN SOBRE LA BASE DE 72 OXÍGENOS</b>					
<b>Si</b>	27,44	27,75	27,37	27,31	27,24
<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Al</b>	8,67	8,64	8,85	8,99	8,83
<b>Fe</b>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
<b>Mg</b>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Ca</b>	3,84	3,43	3,55	3,74	3,79
<b>Na</b>	0,35	0,08	0,69	0,17	0,80
<b>K</b>	0,17	0,14	0,14	0,11	0,13
<b>Si/Al</b>	3,17	3,21	3,09	3,04	3,08

**SCHEELITA-POWELLITA (EDS).**

<b>ZONA 2</b>									
<b>E6-2</b>									
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>									
<b>O</b>	6,81	6,14	7,39	18,55	6,51	8,99	6,92	6,40	6,25
<b>Ca</b>	17,05	15,38	18,52	14,44	16,32	22,52	17,34	16,02	19,18
<b>Mo</b>	8,87	0,00	13,41	5,34	0,00	12,38	9,00	0,00	14,58
<b>W</b>	67,27	78,48	60,67	61,66	77,17	55,81	66,74	77,58	59,99
<b>Suma</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>99,99</b>	<b>99,99</b>	<b>100,00</b>	<b>99,70</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>
<b>CATIONES</b>									
<b>O</b>	1,95	1,93	1,99	3,64	1,98	2,17	1,96	1,96	1,74
<b>Ca</b>	1,95	1,93	1,99	1,13	1,98	2,17	1,96	1,96	2,13
<b>Mo</b>	0,42	0,00	0,60	0,17	0,00	0,50	0,43	0,00	0,68
<b>W</b>	1,68	2,14	1,42	1,05	2,04	1,17	1,65	2,07	1,45
<b>Suma</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>
<b>PROPORCIÓN MOLECULAR</b>									
<b>Xsch</b>	0,80	1,00	0,70	0,86	1,00	0,70	0,79	1,00	0,68
<b>Xpo</b>	0,20	0,00	0,30	0,14	0,00	0,30	0,21	0,00	0,32

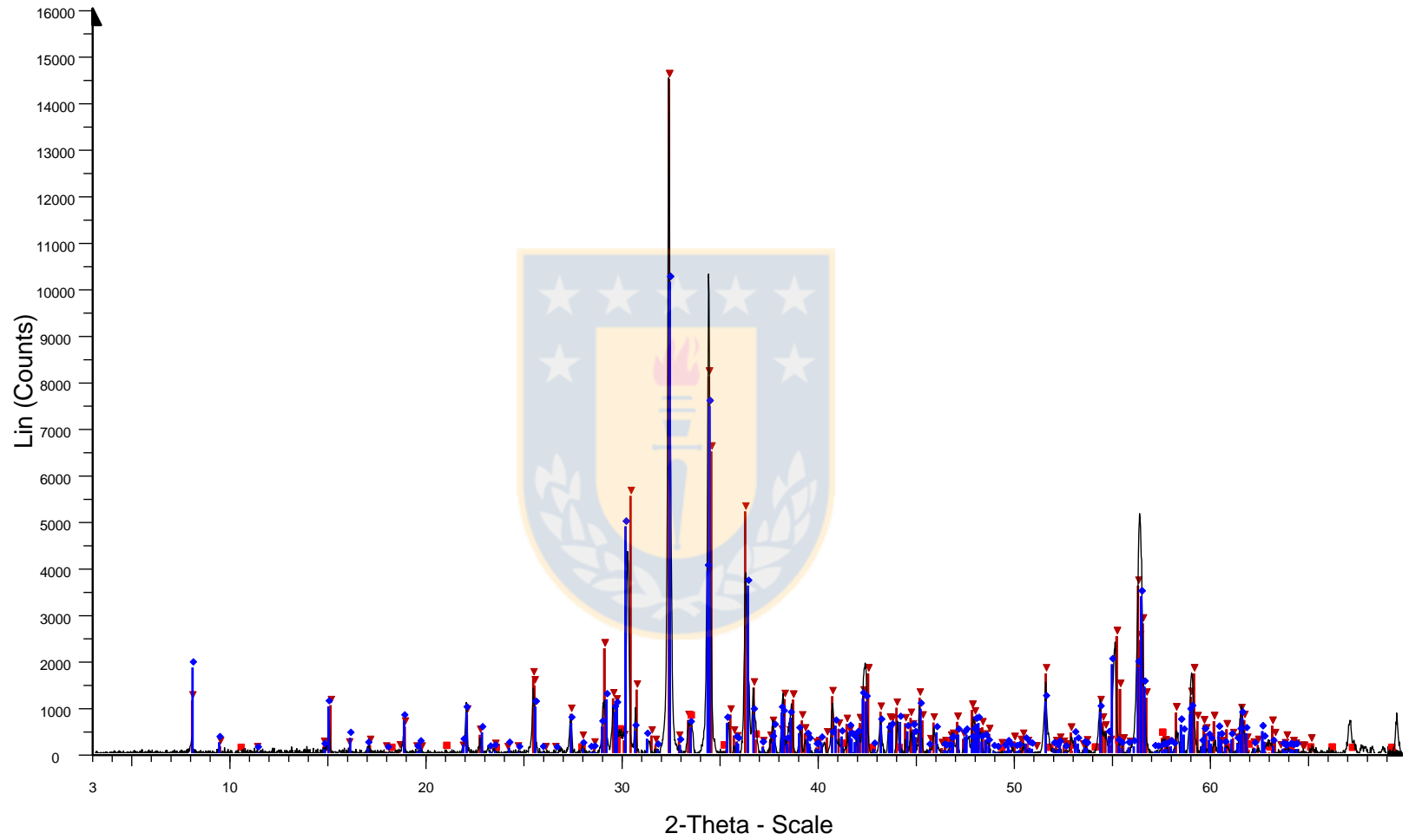
<b>ZONA 2</b>								
<b>E6-2</b>								
<b>PORCENTAJE EN PESO</b>								
<b>O</b>	6,21	6,20	18,77	6,27	18,80	6,19	20,44	6,35
<b>Ca</b>	15,56	15,53	14,72	15,71	14,23	15,52	16,30	15,90
<b>Mo</b>	0,00	0,00	5,25	0,00	5,16	0,00	10,56	0,00
<b>W</b>	78,22	78,26	61,26	78,02	61,81	78,27	50,99	77,76
<b>Suma</b>	<b>99,99</b>	<b>99,99</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>100,00</b>	<b>99,98</b>	<b>98,29</b>	<b>100,01</b>
<b>CATIONES</b>								
<b>O</b>	1,94	1,94	3,65	1,95	3,67	1,93	3,70	1,96
<b>Ca</b>	1,94	1,94	1,14	1,95	1,11	1,94	1,18	1,96
<b>Mo</b>	0,00	0,00	0,17	0,00	0,17	0,00	0,32	0,00
<b>W</b>	2,12	2,13	1,04	2,11	1,05	2,13	0,80	2,09
<b>Suma</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>	<b>6,00</b>
<b>PROPORCIÓN MOLECULAR</b>								
<b>Xsch</b>	1,00	1,00	0,86	1,00	0,86	1,00	0,72	1,00
<b>Xpo</b>	0,00	0,00	0,14	0,00	0,14	0,00	0,28	0,00

# **ANEXO C: DIFRACCIÓN DE RAYOS X**



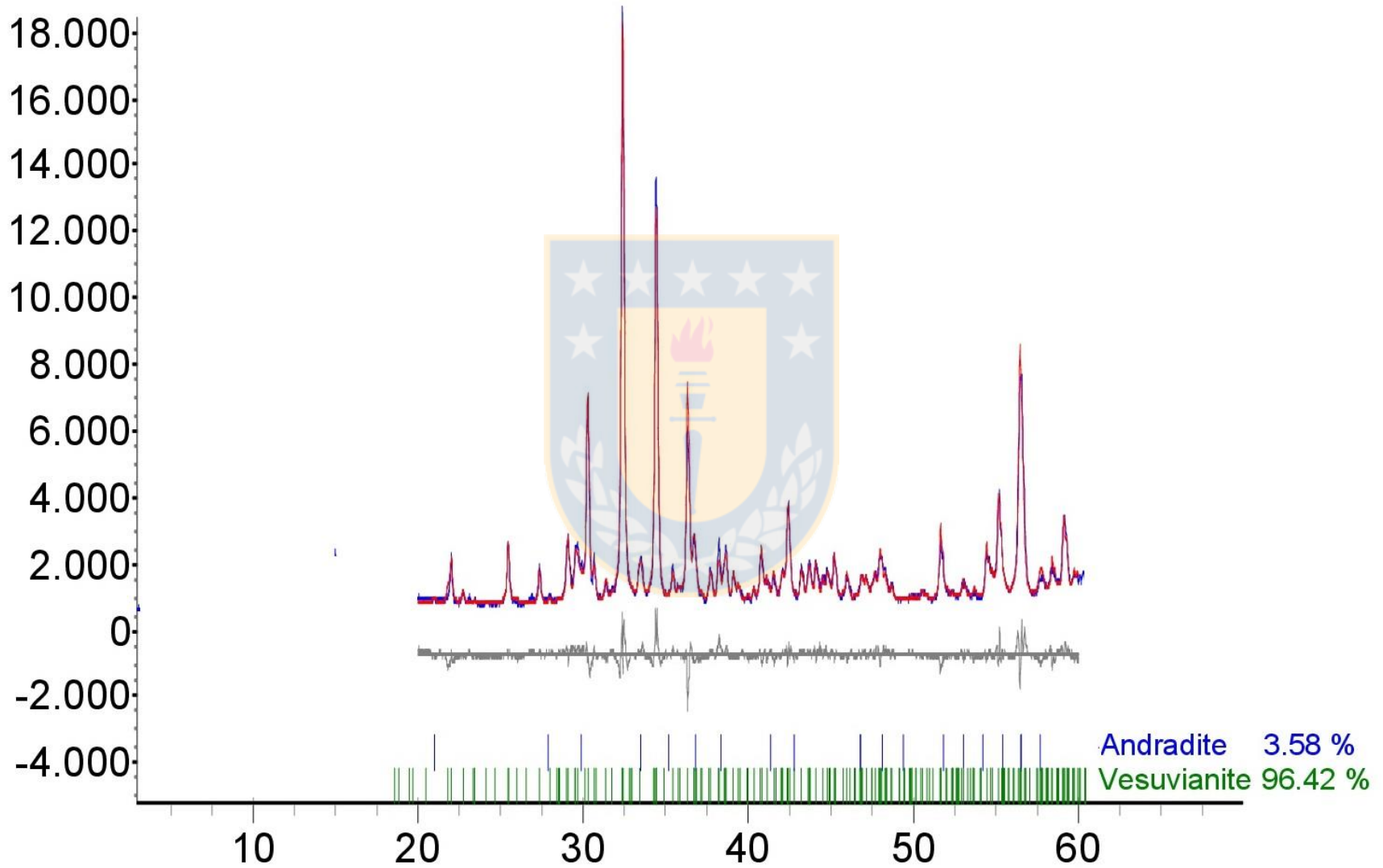
Evaluation de Bruker (Muestra B6-1).

# Vesuvianita



Vesuvianita - File: Vesuvianita.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.000 ° - End: 69.930 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 141. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 23 s - 2-Theta: 3.000 ° - Thet  
 Operations: Strip kAlpha2 0.500 | Background 17.783,1.000 | Import  
 01-086-2304 (C) - Vesuvianite boric - Ca<sub>19</sub>(Al<sub>8.56</sub>Ti<sub>1.28</sub>Mg<sub>3.72</sub>Fe<sub>0.98</sub>B<sub>1.31</sub>)(SiO<sub>4</sub>)<sub>10</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>4</sub>O<sub>4</sub> - Y: 99.83 %  
 01-083-0069 (C) - Vesuvianite - Ca<sub>19</sub>(Al<sub>9.39</sub>Mg<sub>2.52</sub>Fe<sub>1.46</sub>)Si<sub>18</sub>O<sub>69.33</sub>(OH)<sub>8.67</sub> - Y: 69.80 %  
 01-085-1370 (C) - Andradite aluminian - Ca<sub>3</sub>Al<sub>1.84</sub>Fe<sub>1.16</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub> - Y: 4.78 %



Topas de Bruker (Muestra B6-1).


<b>Phase name</b>	Vesuvianite
<b>R-Bragg</b>	3,459
<b>Space group</b>	104
<b>Scale</b>	0,0000839(11)
<b>Cell Mass</b>	5788,176
<b>Cell Volume (Å<sup>3</sup>)</b>	2880,09(27)
<b>Crystal size Lorentzian (nm)</b>	87,0(11)
<b>Crystal Linear Absorption Coeff. (1/cm)</b>	235.345(22)
<b>Crystal density (g/cm<sup>3</sup>)</b>	3,33722(31)
<b>Preferred Orientation (Dir 1: 0 0 4)</b>	1,04
<b>a (Å)</b>	15,62722(63)
<b>c (Å)</b>	11,79350

Site	Np	X	Y	Z	Atom	Occ	Beq
Si_1	4	0,50000	0,00000	0,00020	Si	1	0,66
Si_2	8	0,56994	0,20863	-0,12930	Si	1	0,529
Si_3	8	-0,70928	0,06815	0,12920	Si	1	0,529
Si_4	8	0,40063	0,33032	-0,63400	Si	1	0,55
Si_5	8	0,33580	0,40100	0,13600	Si	1	0,55
Al_1	8	0,25020	0,24820	0,50080	Al	1	0,609
Al_2	8	0,36212	0,12802	-0,62630	Al	1	0,57
Al_3	8	-0,36191	0,13014	0,12690	Al	1	0,57
Ca_1	4	0,50000	0,00000	0,25070	Ca	0,88	0,799
Na_1	4	0,50000	0,00000	0,25070	Na	0,1199	0,799
Ca_2	8	0,43951	0,20435	0,12082	Ca	1	0,738
Ca_3	8	-0,43939	0,20737	-0,62028	Ca	1	0,738
Ca_4	8	-0,56939	0,35056	-0,11110	Ca	1	1,136
Ca_5	8	0,85241	0,06941	0,10810	Ca	1	1,136
O_1	8	0,53200	0,07790	0,08600	O	1	0,67
O_2	8	-0,53200	0,07770	-0,58530	O	1	0,67
O_3	8	0,59270	0,13250	-0,22150	O	1	0,729
O_4	8	-0,63360	0,08910	0,22330	O	1	0,729
O_5	8	0,47200	0,20030	-0,07720	O	1	0,67
O_6	8	-0,47050	0,20060	-0,42290	O	1	0,67
O_7	8	0,68840	0,14390	-0,52800	O	1	0,64
O_8	8	-0,68660	0,14220	0,02990	O	1	0,64
O_9	8	-0,42080	0,23680	0,17760	O	1	0,75
O_10	8	0,41870	0,23220	-0,67830	O	1	0,75
O_11	8	0,52220	0,37270	0,05730	O	1	1,038
O_12	8	-0,52090	0,36470	-0,55960	O	1	1,038
O_13	8	0,19380	0,07700	0,17820	O	1	1,098
O_14	8	-0,69390	-0,57760	-0,17850	O	1	1,098
O_15	8	0,66030	0,31100	-0,56630	O	1	0,679
O_16	8	-0,65780	0,30990	0,06640	O	1	0,679

O_17	8	0.39530	0.39390	0.25240	O	1	0,799
O_18	2	0.00000	0.00000	0.13360	O	1	1,199
H_1	2	0.00000	0.00000	0.22000	H	1	2,37
O_19	2	0.00000	0.00000	0.36270	O	1	1,199
O_20	8	0.25530	0.18660	-0.63460	O	1	0,64
H_2	8	0.21100	0.19100	-0.70600	H	1	2,37
O_21	8	-0.25550	0.18870	0.13760	O	1	0,64
H_3	8	-0.25900	0.22000	0.20100	H	1	2,37
Mn_1	2	0.00000	0.00000	0.56050	Mn	0,8518	0,599
Ca_6	2	0.00000	0.00000	0.85220	Ca	0,8518	0,969
Mg_1	2	0.00000	0.00000	0.95200	Mg	0,1479	0,39
Ca_7	2	0.00000	0.00000	0.64800	Ca	0,1479	-



**ANEXO D:  
FLUORESCENCIA  
DE RAYOS X**



**Vesuvianita (Muestra B6-1).**

<b>Porcentaje en peso</b>	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	34,66
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,84
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,80
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,38
<b>MnO</b>	0,55
<b>MgO</b>	3,17
<b>CaO</b>	40,42
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,02
<b>SO<sub>3</sub></b>	0,24
<b>WO<sub>3</sub></b>	0,09
<b>ZnO</b>	0,08
<b>CuO</b>	0,06
<b>As<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,05
<b>SrO</b>	0,04
<b>Cl</b>	0,05

