



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

## **CLASIFICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE METEORITOS MEDIANTE ANÁLISIS PETROGRÁFICO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

DIEGO NICOLÁS LUNA VEGA

**PROFESOR GUÍA**

DANIEL MONCADA DE LA ROSA

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN**

LUCAS CIEZA GONZÁLEZ

ROBERTO LAVIN SERRANO

SANTIAGO DE CHILE

2022

## **RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL**

**TÍTULO DE:** Geólogo

**Por:** Diego Nicolás Luna Vega

**Fecha:** 2022

**Prof. Guía:** Daniel Moncada De La Rosa, PhD.

### **CLASIFICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE METEORITOS MEDIANTE ANÁLISIS PETROGRÁFICO**

La superficie de la tierra es permanentemente receptora de materia extraterrestre. Si dicha materia se presenta con un tamaño de partícula que supera los 10 mm, se le llama meteorito. Ahora bien, la gran cantidad y diversidad de estos objetos hace necesaria su clasificación y por consiguiente su comprensión. Importante labor si además se considera que este material es una fuente extraordinaria de información sobre el sistema solar primitivo.

El objetivo general de este trabajo es llevar a cabo la clasificación de tres muestras de meteoritos disponibles en cortes transparentes (JG124, MV025 y MV088), las cuales originalmente fueron halladas en el desierto de Atacama, un ambiente de muy baja humedad que limitó la acción de la meteorización terrestre en las muestras.

El estudio se lleva a cabo mediante un análisis petrográfico a través de un microscopio óptico, el cual incluye una descripción detallada de cada muestra, que a su vez incorpora los porcentajes de cada componente, texturas y minerales presentes, y evidencias de metamorfismo termal y de choque.

A partir de la mineralogía y a la presencia de cóndrulos las tres muestras resultaron ser condritos ordinarios. Luego considerando principalmente el porcentaje volumétrico de metal Fe-Ni (todas sobre el 7%, sin considerar el metal oxidado) se les designo el grupo H. En general, las tres muestras presentan un grado de meteorización entre bajo y moderado, ya que no se observaron silicatos siendo considerablemente alterados. Por otra parte, las tres muestras pasaron por metamorfismo termal en algún grado, para la muestra MV025 fue de bajo grado, sometido a temperaturas que no sobrepasaron los 500 K. La muestra JG124 pasó por un alto grado (800 K – 1150 K), mientras que la muestra MV088 pasó por temperaturas posiblemente superiores a los 1150 K, viéndose reflejado en el alto grado de recristalización de la matriz y la pobre definición de los cóndrulos. Finalmente, los tres condritos muestran indicios que pasaron por eventos de impacto al menos en un grado débil ( $> 5 - 10$  GPa), debido a la gran cantidad de venas de impacto presentes en las tres muestras.

De esta manera los resultados obtenidos a partir de esta clasificación se resumen a continuación:

- JG124 (H5; S5; W1).
- MV025 (H3.6-3.9; S3-S4; W2).
- MV088 (H6; S5-S6; W3).

# Tabla de contenido

---

I.	Introducción.....	1
	1 Planteamiento del problema.....	2
	2 Objetivos.....	2
	6.2 Objetivo General.....	2
	2.2 Objetivos específicos.....	2
	3 Material de estudio.....	3
	4 Metodología de trabajo.....	3
	4.1 Recopilación de información.....	3
	4.2 Descripción petrográfica.....	3
II.	Marco teórico.....	4
	5 Tipos de meteoritos.....	5
	5.1 Condritos.....	7
	5.1.1 Variaciones Primarias (Clasificación de condritos).....	8
	5.1.2 Variaciones Secundarias (Tipo petrológico).....	11
	5.1.3 Variaciones Terciarias (Metamorfismo de choque).....	13
	5.1.4 Meteorización (en hallazgos).....	17
	5.1.5 Componentes.....	19
	5.1.6 Condritos Ordinarios (CO).....	26
III.	Resultados.....	31
	6 Estudio microscópico.....	31
	6.1 Descripción petrográfica.....	31
	Muestra JG124.....	31
	Muestra MV025.....	37
	Muestra MV088.....	41
	6.2 Grado de meteorización terrestre.....	45
	6.3 Evidencias de choque.....	45
	Muestra JG124.....	45
	Muestra MV025.....	47
	Muestra MV088.....	48
IV.	Discusiones.....	50
	7 Tipo petrológico.....	50
	Muestra JG124.....	50

Muestra MV025.....	50
Muestra MV088.....	51
8 Grupo químico.....	51
Muestra JG124 .....	51
Muestra MV025.....	52
Muestra MV088.....	52
9 Metamorfismo de choque.....	53
Muestra JG124 .....	53
Muestra MV025.....	53
Muestra MV088.....	54
Tabla resumen.....	54
V. Conclusiones y recomendaciones.....	55
VI. Bibliografía.....	57
Anexos .....	60
Muestras .....	60
Imagen completa de JG124.....	60
Imagen completa de MV025 .....	61
Imagen completa de MV088.....	61

# I. Introducción

---

Los meteoritos son rocas de origen extraterrestre que penetran en la atmósfera y alcanzan la superficie terrestre. Si bien en el mundo las caídas de meteoritos ocurren indiscriminadamente en todo tipo de lugares, sus hallazgos se acotan principalmente a los desiertos helados y calientes, ya que en estos lugares existen las condiciones propicias para su conservación y más fácil hallazgo. Un lugar de este tipo es el desierto de Atacama en Chile donde la cantidad de hallazgos se ha incrementado bastante en los últimos años, y es de donde provienen los meteoritos que se clasificaron en esta memoria de título.

La clasificación de la materia extraterrestre es una labor necesaria que permite discretizar y ordenar toda la información que se dispone de ella, con el fin de estudiarla, analizarla y comprenderla de forma más fácil. Es por ello que cada meteorito debe ser tratado con sumo cuidado, ya que, son una pieza fundamental de un rompecabezas gigante que puede entregar una visión del sistema solar primitivo. Por lo tanto, cuanto mejor se defina cada pieza más clara será la visión (Valera, 2015).

De acuerdo con sus composiciones y texturas los meteoritos se dividen en dos categorías principales; condritos y no-condritos. Los condritos son aquellos meteoritos formados a partir del aglutinamiento del material (gas y polvo) perteneciente al disco circumestelar, se caracterizan por ser los meteoritos más abundantes, los más primitivos y por poseer objetos esféricos llamados cóndrulos con diámetro promedio de un par de milímetros y que están formados por diferentes minerales y vidrio en algunos casos. Los no-condritos en cambio se cree que en un comienzo fueron condritos pero que en algún momento de su existencia pasaron por eventos de fusión parcial o completa y procesos de diferenciación planetaria en asteroides o en cuerpos planetarios más grandes como Marte o la Luna, lo cual provocó en ellos cambios químicos, mineralógicos y texturales. Además, de acuerdo con sus edades de formación estos se subdividen en acondritos primitivos y acondritos diferenciados ígneamente.

Las dos categorías principales se dividen a su vez en diferentes clases. Para el caso de los condritos las principales clases son; condritos carbonosos, condritos ordinarios y condritos de enstatita, las cuales se diferencian por sus composiciones químicas e isotópicas. Los acondritos por su parte se subdividen en meteoritos de hierro, meteoritos mixtos (compuesto de minerales silicatados y metal de Fe-Ni) y acondritos. Los acondritos primitivos se les considera una categoría intermedia entre estas dos principales, dado que su origen involucra procesos fisicoquímicos que han experimentado ambas categorías.

Luego estas clases se subdividen en grupos los que se diferencian en su química, isótopos de oxígeno, mineralogía y/o petrografía. En la Figura 5.1 se muestra un esquema tipo resumen de cómo se clasifican los meteoritos. Este esquema de clasificación proporciona etiquetas descriptivas para cada conjunto de meteoritos con orígenes o historias de formación similares que podrían derivarse del mismo cuerpo asteroide o planetario (Krot et. al. 2014).

# 1 Planteamiento del problema

En ciencia es ampliamente conocido que, la realidad se puede comprender mejor al disgregarla en bloques, donde cada bloque posee una única descripción, la cual etiqueta a todos los elementos que dicho bloque contiene. De esta manera, comprendiendo cada parte (bloque) que conforma dicha realidad es posible comprender de mejor manera la realidad en su totalidad. Bajo esta idea se fundamenta principalmente esta memoria de título donde la realidad es el “conjunto de meteoritos hallados” y los bloques son los “tipos de meteoritos” establecidos hasta la fecha, donde la idea es asociar cada meteorito de estudio a su correspondiente tipo.

Una opción viable para clasificar un meteorito requiere análisis petrográfico, donde principalmente la información mineralógica y textural permitirá designar el subgrupo, grupo, clan o clase al que pertenece dicho meteorito.

Un factor importante para tener en cuenta al clasificar condritos son las variaciones químicas, mineralógicas o texturales que experimentan a lo largo de su vida producto al sometimiento a condiciones fisicoquímicas distintas a las cuales se formó dicho meteorito. Dichas variaciones se conocen como: variaciones secundarias, que corresponden a procesos de metamorfismo termal o acuoso (tipo petrológico), variaciones terciarias, las cuales se producen por el metamorfismo de impacto (por ejemplo, cuando ocurren choques entre cuerpos parentales) y finalmente variaciones que ocurren producto de la meteorización que experimentan los meteoritos al estar expuestos a condiciones ambientales por un largo periodo de tiempo. Descifrar estas variaciones es de suma importancia en la clasificación de condritos.

## 2 Objetivos

### 6.2 Objetivo General

Realizar la clasificación y descripción de los meteoritos a partir de un estudio petrográfico y en caso de tratarse de condritos reconocer además el tipo petrológico, el grado de metamorfismo de choque y el grado de meteorización que estos poseen.

### 2.2 Objetivos específicos

- Comprender los métodos de clasificación de meteoritos mediante análisis petrográfico.
- Describir petrográficamente las muestras de meteoritos.
- Clasificar los meteoritos reconociendo su tipo, y si se trata de condritos reconocer además la intensidad de las variaciones secundaria, terciarias y de meteorización que poseen, mediante el mismo análisis petrográfico.

### 3 Material de estudio

Corresponde a tres meteoritos halladas en el desierto de Atacama, no asociados a ningún otro meteorito reportado anteriormente.

A partir de estos se extrajeron tres muestras, una de cada meteorito, las que consisten en cortes transparentes de doble pulido con grosores entre 100 y 75 micrones (ver Anexos), cuyos códigos se muestran a continuación:

1. JG124
2. MV025
3. MV088

### 4 Metodología de trabajo

#### 4.1 Recopilación de información

Recopilar y leer información referente a los tipos de meteoritos existentes, sus constituyentes, su química, clasificación y caracterización del tipo petrológico, del grado metamórfico de choque y del grado de meteorización terrestre.

#### 4.2 Descripción petrográfica

Hutchison (2006), Scott y Krot (2014), Grady et al. (2014) y Krot et al. (2014) dan las bases para la clasificación petrográfica de los meteoritos, entregando información crucial sobre la mineralogía, abundancia de cada componente y las texturas presentes en cada tipo de meteorito.

Además, los conocimientos adquiridos en el curso de clasificación de meteoritos impartido por la Dra. Millarca Valenzuela en marzo de 2018 son un complemento en este proceso de clasificación petrográfica, sobre todo en el ámbito de reconocer la intensidad de las variaciones secundarias, terciarias y de meteorización de cada condrito. Ya que, en dicho curso se observaron muestras de condritos ordinarios en el microscopio óptico tanto a luz reflejada como a luz transmitida, y se describieron las características principales de estos meteoritos junto con las evidencias mineralógicas y texturales que habla del grado de metamorfismo térmico, acuoso, de choque y del grado de meteorización terrestre.

Otros materiales complementarios son Stoffler et. al (1991) y Wlotzka (1993), el primero establece una escala que identifica la intensidad del metamorfismo de choque basándose en el análisis de las señales que muestran los olivinos, plagioclasas y piroxenos, mientras que el segundo define las características mineralógicas y texturales presentes en un condrito dependiendo del grado de meteorización terrestre.

## II. Marco teórico

---

Un meteorito es un fragmento sólido (> 10 mm) de un cuerpo procedente del espacio exterior que penetra en la atmósfera a gran velocidad y cae sobre la Tierra, o sobre un astro cualquiera (basado en "Meteorito"). Es decir, un meteorito que cae en la tierra es una roca cuyo origen no es la tierra. Por lo tanto, entrega información de afuera de la tierra. Y esto es crucial, ya que, como bien se sabe la tierra es un cuerpo altamente diferenciado debido a su gran volumen, lo que ha hecho que se incremente su temperatura por sobre el punto de fusión de los diversos minerales de Fe y silicatos que principalmente la componen. Entonces, a partir de esto, se puede inferir que en las rocas terrestres es prácticamente imposible obtener vestigios de las etapas tempranas del sistema solar. Pero afortunadamente los meteoritos que caen en la tierra, en su mayoría conservan esta información.

La historia del sistema solar comenzó hace unos 4567 millones de años con el colapso de una nube molecular interestelar, hasta formar el disco protoplanetario solar alrededor de nuestra estrella (el sol). La evolución del sistema solar continuó a través de un complejo proceso de acreción, coagulación, aglomeración, fusión, diferenciación y solidificación, seguido por bombardeo, colisión, ruptura, brechización y reformación, y luego, en diversos grados, por calentamiento, metamorfismo, alteración acuosa y choque por impacto (Grady et al., 2014). En este contexto, los meteoritos juegan un rol importante en el estudio y comprensión de estos procesos.

Cabe mencionar que otros materiales extraterrestres recogidos en la tierra son las partículas de polvo interplanetario (IDPs) de tamaño micrométrico, y los micrometeoritos (< 2 mm) recogidos en la baja estratosfera y los hielos polares. La mayoría de los meteoritos y IDP son fragmentos de asteroides (deducido a partir de espectros de reflectancia de las superficies de los asteroides y estimaciones de sus densidades (Hutchison, 2006)), pero algunas IDP pueden representar material cometario y algunos meteoritos son fragmentos del planeta Marte y la Luna (Krot et al., 2014). Se sabe, que de las 40000 toneladas aproximadamente de material extraterrestre que la tierra captura anualmente < 1% son piezas lo suficientemente grandes como para su identificación individual (Hutchison, 2006).

En primera instancia los meteoritos se clasifican en "caídos" (*falls*) o "hallados" (*finds*), dependiendo si son recuperados tras caídas observadas (caídos) o no (hallados). Una de las diferencias fácilmente observables entre ambos se debe a que la composición mineral de los meteoritos hace que la mayoría de ellos sean susceptibles a la corrosión en nuestra atmósfera húmeda y rica en oxígeno, por lo que todos los hallazgos se encuentran meteorizados hasta cierto punto, mientras que los caídos nada o muy poco. Uno de los factores que más influye en la tasa de meteorización de un meteorito es el clima de la zona donde cayó dicho meteorito. Por ejemplo, en climas tropicales que son de alta humedad y temperatura, la tasa de meteorización es bastante alta y un meteorito que cae en esta zona puede ser reconocible solo hasta un par de años luego de su caída. Mientras que condiciones ambientales de baja humedad y temperaturas bajo cero impiden la meteorización química, y, por lo tanto, se podría esperar que la tasa de supervivencia de los meteoritos aumente en los desiertos fríos y calientes con baja humedad (Hutchison, 2006).

El esquema de clasificación que se describirá a continuación se basa en la composición química, mineralógica y textural de los meteoritos, y tiene como objetivos proporcionar etiquetas descriptivas para las clases o grupos de meteoritos con orígenes o historias de formación similares que podrían derivarse del mismo cuerpo asteroidal o planetario, además de revelar posibles vínculos genéticos entre varias clases o grupos (Krot et al., 2014).

## 5 Tipos de meteoritos

De acuerdo con los procesos que han experimentado, los meteoritos pueden dividirse dentro de dos tipos principales: los no fundidos (no fraccionados e indiferenciados) y los fundidos (fraccionados y diferenciados). Los meteoritos no fundidos (condritos) son todos rocosos, es decir, formados principalmente por silicatos, y en todos los elementos excepto en los más volátiles, tienen composiciones cercanas a la de la fotosfera solar (Grady et al., 2014). Además, en la mayoría de los casos se les puede reconocer petrográficamente gracias a la presencia de pequeñas esferas (diámetro promedio de 1 – 2 mm) llamadas cóndrulos (Weisberg et al., 2006). Por otra parte, los meteoritos fundidos, o acondritos, cubren un rango de composiciones que va desde pedregosos, mixtos (metal Fe-Ni más silicatos en proporciones equiparables) a casi solo metal Fe-Ni. Un puente entre estas dos divisiones son los acondritos primitivos, los cuales son meteoritos que tienen una composición no fraccionada, pero texturas que indican que han sido calentado fuertemente, si es que no fueron fundidos (Grady et al., 2014). Este esquema de clasificación, cuyo detalle se muestra en la Figura 5.1, está basado en la química, isotopos de oxígeno, mineralogía y petrografía de los meteoritos (Krot et al., 2014).

El tipo de meteorito más abundante por lejos es el tipo condrito y corresponden al ~91% del total de los meteoritos conocidos. Además, dentro de esta categoría la clase más abundante es la de los condritos ordinarios (Figura 5.0). Y entre los tres grupos que esta clase posee los más abundantes son los tipos H y L (en proporciones muy similares), mientras que el LL es el menos abundante (~7% de los condritos ordinarios son de este grupo) (Ulloa, 2017).

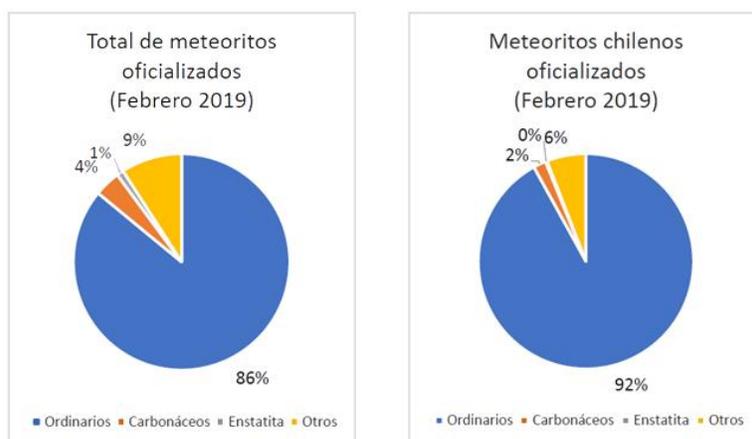


Figura 5.0. Porcentajes de abundancia para cada clase de condrito respecto del total de meteoritos en el repositorio mundial y en Chile. \*Extraída de Amengual (2019).

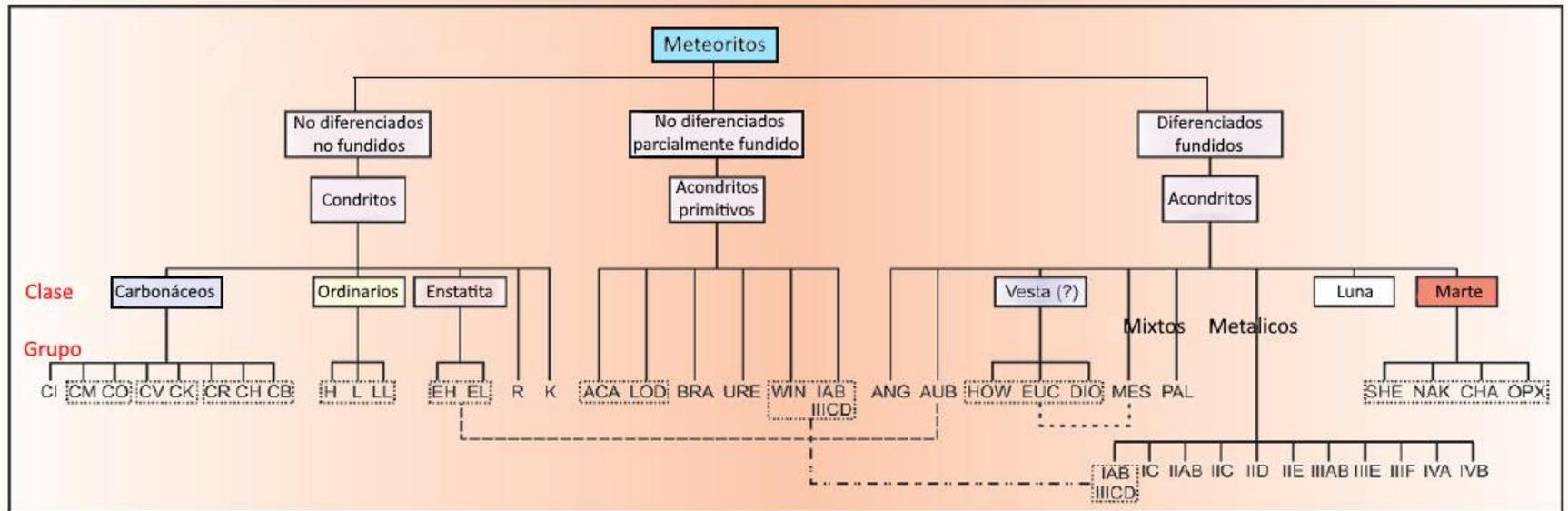


Figura 5.1. Esquema de clasificación de los meteoritos, se observan los grupos principales de cada clase. Los recuadros y líneas punteadas indican clanes de meteoritos que se podrían haber formado en nebulosas vecinas cercanas o en ubicaciones de cuerpos parentales. ACA – Acapulcoitas; ANG – Angritas; AUB – Aubritas; BRA – Brachinitas; CHA – Chassignitas; DIO – Diogenitas; EUC – Eucritas; HOW – Howarditas; LOD – Lodranitas; MES – Mesosideritos; NAK – Nakhilitas; OPX – Ortopiroxenita; PAL – Pallasitas; SHE – Shergottitas; URE – Ureilitas; WIN – Winonaitas. \*Extraído y modificado de Grady et al. (2014).

## 5.1 Condritos

En términos mineralógicos los condritos son aglomerados de silicatos, sulfuros y, frecuentemente, metal Fe-Ni (Hutchison, 2006). Están formados por cuatro componentes principales: cóndrulos, metal Fe-Ni, inclusiones refractarias (inclusiones ricas en Ca-Al (CAIs) y agregados ameboides de olivino (AOAs)), y matriz de grano fino. También, se caracterizan por poseer una composición química cercana a la de la fotosfera solar (excepto por los elementos más volátiles) (Grady et al., 2014), y conservan en gran medida los registros de los procesos físicos y químicos ocurridos en la nebulosa solar. (Krot et al., 2014).

A continuación, se describe brevemente los componentes principales de los condritos (para más detalle ver el Capítulo 5.1.5):

- **Cóndrulos:** Son partículas semiesféricas de silicatos, compuesto principalmente de cristales de olivino y piroxeno bajo en calcio, fijados en una matriz (mesostasis) de vidrio feldespático o microcristalina, raramente son de metal y/o sulfuro. Generalmente poseen tamaños de un par de milímetros (entre  $<1 \mu\text{m}$  a 5 cm de diámetro) (Hutchison, 2006; Skott y Krot, 2014).
- **Metal Fe-Ni y troilita:** Son dos los principales minerales metálicos de Fe que poseen; la taenita y la kamacita, donde el primero está más enriquecido en Ni que el segundo. La troilita es el sulfuro más abundante (Nagahara, 1979).
- **Inclusiones refractarias:** son bultos formados por un aglomerado de minerales principalmente silicatados, los cuales tal como su nombre lo indica son de origen refractario.
- **Matriz:** Es el material que rellena los espacios entre los diferentes componentes. Está formada principalmente de silicatos (cristalinos y amorfos), óxidos, sulfuros y metal Fe-Ni, aunque en los condritos que han experimentado alteración acuosa contienen además filosilicatos y carbonatos (Scott y Krot, 2014). Es de grano fino, no obstante, el tamaño de grano puede aumentar junto al nivel de metamorfismo térmico que ha experimentado.

Si bien aún no se sabe con exactitud como se formaron estos meteoritos, si se tiene una noción sobre el valor de algunos parámetros tales como la temperatura a la cual se formaron sus cóndrulos, que fue entre los  $1550^{\circ}\text{C}$  a  $1900^{\circ}\text{C}$  (Russell, 2007), que además ocurrió con tasas de enfriamiento muy rápidas de 10 a 1000 K/hora (Alexander et al., 2008). Además, esto habría sucedido a bajas presiones de  $10^{-6}$  a  $10^{-3}$  bares, las cuales eran las reinantes en el disco protoplanetario solar (Alexander et al., 2008). También de acuerdo con Grossman (1972) si se considera el origen del metal Fe-Ni y la forsterita como producto de la condensación del gas nebular, se sabe que estos se habrían formado a una temperatura alrededor de los 1400 K.

Entre los diferentes condritos existen diferencias intrínsecas, y las más importantes son variaciones en la proporción de sus componentes, química total, composición isotópica de oxígeno y su naturaleza. Todas estas corresponden a variaciones primarias, y se les llama así, ya que, surgieron antes o durante la acumulación del material condritico para formar los cuerpos parentales (Hutchison, 2006).

Como se mencionó anteriormente, los condritos no experimentaron ni fusión ni diferenciación, pero a pesar de esto, la mayoría de éstos no se encuentran en un estado 100% prístino, ya que, han experimentado en algún grado procesos termales en sus asteroides de origen, como alteración acuosa, metamorfismo térmico y de choque (Krot et al., 2014). Estas variaciones son posteriores a la formación de los cuerpos parentales de condritos por lo que se les llama secundarias y terciarias respectivamente (Hutchison, 2006).

Las variaciones secundarias ocurren debido a diferentes grados de metamorfismo termal dentro del cuerpo parental del condrito. Esto se refleja petrográficamente principalmente como variaciones en el grado de distinción de cóndrulos y la matriz (que disminuye con el aumento del grado metamórfico), y más sutil, como cambios mineralógicos concomitantes. Alternativamente, las variaciones secundarias pueden deberse a distintos grados de alteración acuosa, donde el aumento de la temperatura también condujo a la destrucción progresiva de los cóndrulos. Cabe mencionar que aparte de la redistribución de H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>, estas variaciones son esencialmente isoquímicas (Hutchison, 2006).

Las variaciones terciarias son posteriores al metamorfismo termal o acuoso, y fueron producidas por impactos a alta velocidad (metamorfismo de choque) en los cuerpos parentales. Algunas características petrográficas que dan cuenta de esto son: fracturas, ennegrecimiento, venas de fusión y brechización (Hutchison, 2006).

Finalmente, a estos tres tipos de variaciones (que son la base para una completa clasificación de condritos), se le puede añadir el grado de meteorización terrestre que presentan los hallazgos (Hutchison, 2006).

### 5.1.1 Variaciones Primarias (Clasificación de condritos)

Una de las variaciones primarias en la química total es aquella sistemática que ocurre en los elementos mayores no volátiles tales como Si, Mg, Al, Ca y Fe, lo que permite asignar los condritos a una de las tres clases: carbonáceos, ordinarios y enstatita (Hutchison, 2006) (Figura 5.2). Además, otra forma de reconocer la clase y el grupo de un condrito es en función del grado de oxidación global que es decreciente de un grupo a otro como muestra la Figura 5.3. Y para reconocer este grado de oxidación se debe considerar: la cantidad total de Fe en el condrito, la cantidad de Fe en los silicatos y la proporción de Fe como metal (Valera, 2015). Por otro lado, muchos grupos y clases pueden distinguirse a través de sus razones isotópicas de oxígeno (Hutchison, 2006).

Si bien obtener estos datos químicos a los meteoritos, permitiría clasificarlos. Esto no corresponden a los objetivos de este trabajo de título, por lo tanto, no se ahondará en el detalle de estas diferencias químicas e isotópicas. Por otro lado, los meteoritos también se pueden distinguir y clasificar a través de parámetros petrográficos, en particular, a partir de la proporción de sus componentes y el diámetro promedio de sus cóndrulos (Figura 5.4), el detalle de esto se muestra en la Tabla 5.1.

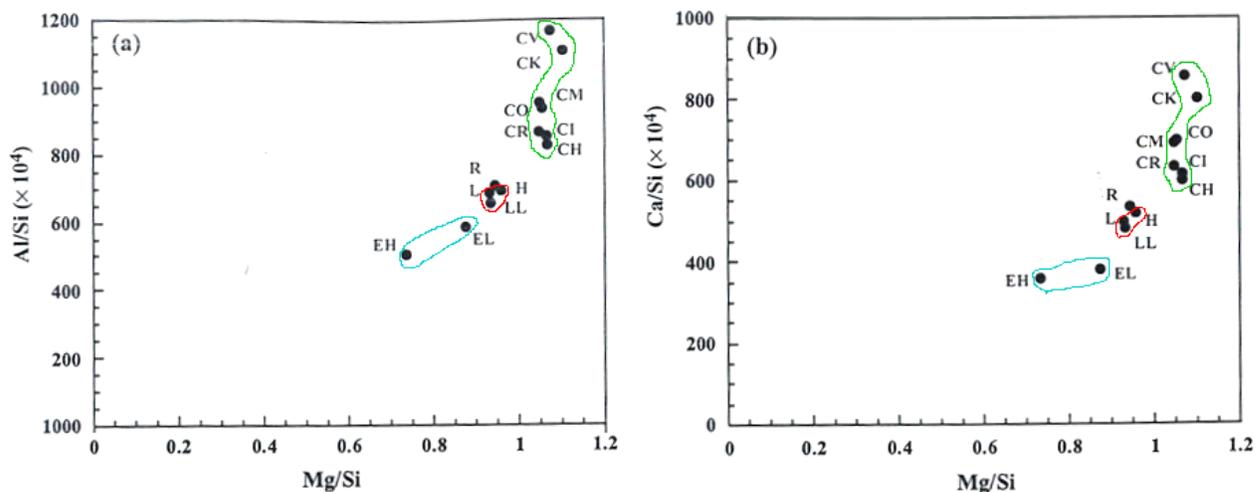


Figura 5.2. Gráficos de proporciones atómicas, Al/Si versus Mg/Si (a) y Ca/Si versus Mg/Si (b), en 13 grupos de condritos. Se puede distinguir claramente las clases de condritos carbonáceo (verde), ordinario (rojo) y enstatita (celeste). Extraído y modificado de Hutchison (2006).

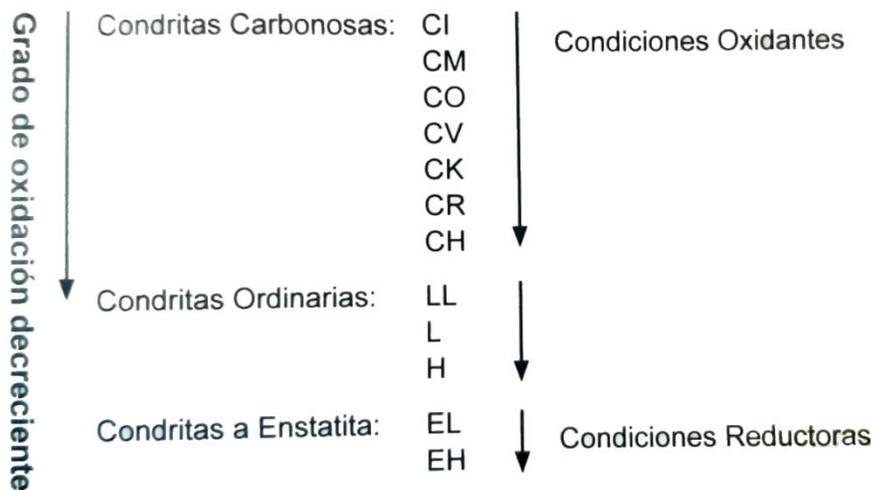


Figura 5.3. Muestra cómo decrece el grado de oxidación entre los principales grupos de condritos. Extraído y modificado de Valera (2015).

En el caso de los condritos ordinarios, como bien se aprecia en la Tabla 5.1, no es mucha la diferencia que existe entre los valores de sus distintos grupos (H, L y LL). Solo se puede apreciar pequeñas diferencias en el diámetro promedio de sus cóndrulos (Figura 5.4) y en el porcentaje volumétrico de metal. Por lo tanto, se requiere de información adicional para lograr diferenciar con mayor exactitud los condritos de estos grupos, y debido a esto se recurre a información detallada de los porcentajes volumétrico de los diferentes minerales que los componen y alguna otra información adicional relevante como la razón entre olivinos y piroxeno, y el porcentaje volumétrico del metal más la troilita (Tabla 5.2).

Group	Refract. lith./Mg rel. Cl <sup>a</sup>	CAI (vol.%)	Chondrule avg. dia. (mm)	Chondrules (vol.%) <sup>b</sup>	Metal (vol.%)	Matrix (vol.%)
<b>Carbonaceous</b>						
CI	1.00	<0.01	None	<5	<0.01	95
CM	1.15	1.2	0.3	20	0.1	70
CO	1.13	1.0	0.15	40	1–5	30
CV	1.35	3.0	1.0	45	0–5	40
CR	1.03	0.12	0.7	50–60	5–8	30–50
CH	1.00	0.1	0.02–0.09	~70	20	5
CB <sub>a</sub>	1.0	<0.1	~5	40	60	<5
CB <sub>b</sub>	1.4	0.1	~0.5	30	70	<5
CK	1.21	0.2	0.8	15	<0.01	75
<b>Ordinary</b>						
H	0.93	0.01–0.2	0.3	60–80	8	10–15
L	0.94	<0.1	0.5	60–80	3	10–15
LL	0.90	<0.1	0.6	60–80	1.5	10–15
<b>Enstatite</b>						
EH	0.87	<0.1	0.2	60–80	8	<0.1–10
EL	0.83	<0.1	0.6	60–80	15	<0.1–10
<b>Other</b>						
K	0.9	<0.1	0.6	20–30	6–9	70
R	0.95	<0.1	0.4	>40	<0.1	35

Tabla 5.1. Abundancia de inclusiones refractarias, cóndrulos, metal Fe-Ni, y matriz y otras propiedades claves de los grupos de condritos. <sup>a</sup> Razón promedio de litófilos refractarios en relación con el magnesio. <sup>b</sup> Incluye fragmentos de cóndrulos y silicatos que se infieren como fragmentos de cóndrulos. \*Extraído y modificado de Scott y Krot (2014).

Abundance (vol.%)	H	L	LL	Component (approx. vol.%)	H	L	LL
CAI	<0.2	<0.1	<0.1	Olivine	40	50	60
Chondrules	60–80	60–80	60–80	Low Ca-pyroxene	30	25	15
Ratio of olivine to Ca-poor pyroxene	1.3	2	4	High Ca-pyroxene	5	5	5
Metal + sulphides	15	10	7	Feldspar	10	10	10
Matrix	10–15	10–15	10–15	Chromite	<1	<1	<1
Chondrule size (mm)	0.3	0.6–0.8	0.9	Phosphate	<1	<1	<1
				Metal	8	3	2
				Troilite	7	7	5

Tabla 5.2. Tabla izquierda: composición mineralógica modal en los condritos H, L y LL. Tabla derecha: abundancia de los distintos componentes principales y el tamaño promedio de los cóndrulos en los condritos H, L y LL. \*Extraído de Grady et al. (2014).

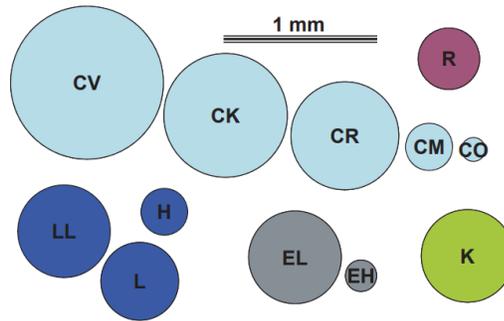


Figura 5.4. Tamaño promedio de cóndrulos en los distintos tipos de condritos. \*Extraído de Jones (2012).

### 5.1.2 Variaciones Secundarias (Tipo petrológico)

Los parámetros que involucran las variaciones secundarias experimentadas por un condrito corresponden a el grado de alteración acuosa y termal. Acorde a esto se usa un esquema de clasificación establecido por Van Schmus y Wood (1967) que consiste en seis tipos petrológicos principales enumerados del 1 al 6. Los cuales, se diferencian a partir de criterios texturales y mineralógicos (Tabla 5.3).

El tipo 3 incluye a los condritos que han experimentado el menor grado de alteración, es decir, son los menos modificados producto de las variaciones secundarias. La secuencia del tipo 3 al tipo 6 representa un incremento progresivo en el grado de metamorfismo termal, y con ello un aumento en el grado de equilibrio químico y recristalización. El tipo 1 y tipo 2 representan los condritos que han experimentado alteración acuosa, siendo ésta más intensa en el tipo 1 (Krot et al., 2014).

Los condritos de tipo 3 se caracterizan principalmente por tener sus cóndrulos bien delimitados, los cristales de olivinos y piroxenos composicionalmente heterogéneos (motivo por el cual también se les llama “desequilibrados”), y el vidrio (mesostasis) en alguno de sus cóndrulos claro e isotrópico. Los del tipo 4 todavía tienen claramente definidos los cóndrulos, pero sus olivinos y piroxenos son homogéneos (equilibrados) y la mesostasis de los cóndrulos son turbias y desvitrificadas. En el tipo 5 el contorno de los cóndrulos es menos notorio, el vidrio de la mesostasis se ha desvitrificado pasando a ser microcristalina al igual que la matriz. Finalmente, los del tipo 6 además de tener cóndrulos apenas distinguibles y un alto grados de recristalización se caracteriza por poseer cristales de plagioclasa fácilmente discernibles (Hutchison, 2006). Por otro lado, los de tipo 1 y 2 se clasifican de acuerdo con la abundancia de silicatos hidratados y a la presencia (tipo 2) o ausencia (tipo 1) de cóndrulos (Krot et al., 2014). Para más detalle véase la Tabla 5.3.

Una extensión a esta clasificación, que fue propuesta originalmente por Sears et al. (1980), divide al tipo petrológico 3 en diez subtipos, del 3.0 al 3.9, donde el 3.0 designa condritos que han experimentado muy poco metamorfismo y el 3.9 designa a aquellos que casi han alcanzado el grado de equilibrio químico asociado con el tipo 4. Si bien los métodos más exactos que permite reconocer el grado metamórfico en el tipo 3 de condritos ordinarios es mediante análisis por termoluminiscencia y catodoluminiscencia,

también se puede deducir al menos un rango de subtipos al que pertenece un condrito reconociendo el porcentaje de recristalización de la matriz y el porcentaje de cóndrulos con mesostasis vítrea. Un porcentaje de recristalización de la matriz sobre el 20% indica que se está por sobre el subtipo 3.4 (el tipo 4 se caracteriza por presentar un 100% de la matriz recristalizada), mientras que si la gran mayoría de los cóndrulos poseen una mesostasis desvitrificada o turbia se está por sobre el subtipo 3.6 (Huss et al., 2006).

Miyamoto et al. (1982) obtiene rangos de temperaturas asociados a cada tipo petrológico en los condritos ordinarios del grupo H. Esto lo logró mediante un modelo que considera la energía producto del decaimiento del  $^{26}\text{Al}$  como principal fuente de calor, dentro de un cuerpo parental con un radio de 85 km. A partir de este estudio se obtuvieron los siguientes valores: un condrito de tipo petrológico 3 experimentó temperaturas no superiores a los  $\sim 500$  K, uno del tipo petrológico 4 se asocia a un metamorfismo termal con temperaturas entre los  $\sim 500$  y  $\sim 850$  K, uno del tipo petrológico 5 a temperaturas que pudieron alcanzar los  $\sim 1150$  K, y finalmente uno del tipo 6 que alcanzó temperaturas también del orden de  $\sim 1150$  K pero por un tiempo más prolongado que el tipo 5.

Es importante mencionar que algunos trabajos como Dodd et al. (1975) plantean la existencia de un tipo petrológico 7. El cual se caracteriza por poseer un metamorfismo termal superior al del tipo 6, llegando a una temperatura de unos  $1200^\circ\text{C}$  (Dodd et al., 1975), y donde las muestras clasificadas en este tipo petrológico incluso han pasado por las etapas iniciales de fusión parcial (Tait et al., 2014). Sin embargo, su existencia ha sido debatida y cuestionada en varios otros trabajos, tal como en Huss et al. (2006), en donde se menciona que la mayoría de las muestras clasificadas como pertenecientes a este tipo petrológico son (o contienen) fundidos por impacto, por lo que no pertenecerían al continuo del metamorfismo térmico sino más bien, deben clasificarse dentro de la etapa del metamorfismo de choque. A pesar de esto, existen muestras que no poseen evidencias de fusión por choque y si poseen un elevado metamorfismo termal, por lo cual estas podrían satisfacer los criterios del tipo 7 de Dodd et al. (1975) (Huss et al., 2006). En vista a las diversas opiniones respecto a la existencia o no del tipo petrológico 7, en este trabajo se mantendrá abierta esa posibilidad y no se desarrollarán análisis al respecto, ya que no es el propósito de este trabajo.

Criterio	Tipo petrológico					
	1	2	3	4	5	6
<b>Definición de cóndrulos</b>	Sin cóndrulos	Claramente definido		Bien Definido	Reconocibles	Pobremente definidos
<b>Feldespatos</b>	-	Sólo granos primarios menores		Secundarios, Granos < 2 $\mu\text{m}$	Secundarios, Granos 2 - 50 $\mu\text{m}$	Secundarios, Granos >50 $\mu\text{m}$
<b>Mesostasis de cóndrulos</b>	-	La mayoría alterada, puede ser de vidrio transparente	Comúnmente vidrio isotrópico transparente	Turbia, desvitrificada	Cristalina	
<b>Matriz</b>	Opaca. Todo de grano fino	Mayoritariamente opaca. Contiene algunos granos clásticos	Opaca. La mayoría es clástica, algunas de grano fino.	Translucido a transparente, el tamaño del grano se vuelve más grueso del tipo 4 (microcristalina) al tipo 6		
<b>Estructura, piroxeno pobre en Ca</b>	-	Predominantemente monoclinico		Monoclinico abundante, >20%	Monoclinico <20%	Ortorrómbico
<b>Metal y máximo contenido en Ni</b>	-	Taenita menor o ausente, <20 wt% Ni	Kamacita y taenita generalmente presente en relación de exsolución, taenita comúnmente con >20 wt% Ni			
<b>Sulfuro, contenido promedio de Ni</b>	-	>0,5wt% Ni	<0,5 wt% Ni			
<b>Homogeneidad de olivino y piroxenos bajo en Ca</b>	Solo minerales traza	>5% desviación media		<5% desviación media a homogeneidad	Homogéneo	

Tabla 5.3. Criterios para asignar el tipo petrológico a los condritos. \*Basada en Van Schmus y Wood (1967), Krot et al. (2014) y Hutchison (2006).

### 5.1.3 Variaciones Terciarias (Metamorfismo de choque)

El metamorfismo de choque es el resultado de las colisiones a altas velocidades en los cuerpos parentales de los meteoritos. Las cuales ocurren en un lapso de nanosegundo a microsegundo y provocan ondas de choque que resulta en la compresión y deformación del material (Stöffler et al., 1991).

Estas ondas de choque se propagan a lo largo del material, generando un incremento en la presión y temperatura del sólido. No obstante, estos incrementos en presión y temperatura se distribuyen de forma heterogénea a lo largo del meteorito, puesto que, la manera en que se propaga la onda está dada por la porosidad y la mineralogía del material. Esto provoca que haya aumentos localizados de presión y temperatura en el meteorito, y por lo tanto áreas reducidas que muestran señales de un alto grado de choque (Ulloa, 2017).

Existe una escala semicuantitativa que clasifica los condritos por metamorfismo de choque, ésta considera como principal parámetro los cambios texturales dentro de los granos minerales (principalmente olivino) y algunos rasgos más macroscópicos como; venas, diques o *melt pockets*. El rango que utiliza esta escala va desde S1 (sin choque) hasta S6 (alto grado de choque) (Stöffler et al., 1991).

En primera instancia este sistema de clasificación está basado en la observación de condritos ordinarios (Stöffler et al., 1991). No obstante, gracias a los estudios de Scott et al., 1992 y Rubin et al., 1997, esta clasificación se extiende a los condritos carbonáceos y enstatita respectivamente. Sin embargo, dado que este último grupo posee enstatita como su mineral dominante y muy poco olivino, en Rubin et al., 1997 se reconocieron parámetros texturales en este mineral, tales que permiten de forma homóloga asignar un condrito enstatita a uno de los niveles de S1 a S6 (Tabla 5.4).

A continuación, se mencionan las características texturales más importantes del olivino producto de este metamorfismo. Como efecto de un débil metamorfismo de choque se observa; extinción ondulosa y fracturas irregulares orientadas al azar. Con el incremento de la fuerza de impacto el olivino pasa a tener un conjunto de fracturas planares paralelas, a menudo con espaciamiento de micrones, lo cual indica presiones de choque moderadas. Luego aumentando aún más la fuerza de impacto, el olivino muestra un moteado o mosaiquismo al extinguirse bajo el microscopio de luz polarizada, con dominios pobremente definidos, más o menos ecuanes y numerosos, de unos pocos micrones o menores en tamaño, los cuales se alcanzan a extinguir todos con más de 3° de rotación. Un olivino con fuerte mosaiquismo además de mostrar sets de fracturas planares paralelas también muestra fracturas de deformación planar, las cuales en lugar de ser fracturas abiertas son más bien discontinuidades ópticas delgadas con longitudes entre 20 – 40  $\mu\text{m}$  y espaciamiento de unos pocos micrones (más estrecho que el de las fracturas planares). Un aumento adicional de la presión de choque conduce a la recristalización del olivino en estado sólido y, finalmente, la fusión (Stöffler et al., 1991). El resumen de esto y como se asocia a cada nivel de impacto se puede ver en la Tabla 5.4.

El olivino recristalizado se caracteriza por presentar una textura policristalina extremadamente fina, la cual se acompaña por un tinte amarillo a marrón amarillento en esta región recristalizada. Un grano de olivino puede estar parcial o completamente recristalizado, este último puede estar completamente rodeados por una masa fundida polimineral “mixta” (inducida por choque), y poseen una forma suave y redondeada debido a la fusión marginal. La masa fundida “mixta” es el resultado de la fusión simultánea de varios granos minerales coexistentes diferentes, como olivino, piroxeno, plagioclasa, metal y troilita (Stöffler et al., 1991).

A pesar de que la presencia o ausencia de venas de choque opacas, venas de fusión irregulares y *melt pockets*, y diques de fusión, no son críticos para la definición de una etapa de choque, su presencia puede indicar si la muestra está en un estado de choque hasta S3 o superior. Esto se logra usando el aumento más bajo en una sección delgada (Stöffler et al., 1991). En niveles bajos de choque se pueden observar solo una o dos venas de choque en una sección delgada. No obstante, con el grado creciente de presión de choque la abundancia y la complejidad geométrica de las venas aumenta, además estas tienden a agrandarse formando *melt pockets*, frecuentemente en las uniones triples de las venas. La composición de las venas es de cristales de silicatos

minúsculos y opacos (troilita y metal), usualmente de tamaño submicrométrico (Stöffler et al., 1991).

Algo importante a considerar al momento de realizar el análisis del grado de metamorfismo de choque a una muestra, es que se deben seleccionar de diez a veinte granos monocristalinos (de >50 a 100  $\mu\text{m}$ ) al azar entre todas las unidades texturales de la muestra (cóndrulos, matriz, clastos líticos y matriz de brecha polimictica) (Stöffler et al., 1991).

Por otra parte, Bennett & McSween (1996) establece una conexión entre este sistema de clasificación y las características texturales de choque de los minerales opacos (metal Fe-Ni y troilita). Pero como se aprecia en la Tabla 5.5 dichas características no están bien acotadas al rango de presiones de los niveles de choque definidos por Stöffler et al. (1991). No obstante, a pesar de esto sigue siendo una herramienta complementaria útil en este sistema de clasificación. Algunas evidencias de choque que menciona este autor más acotadas en cuanto a los niveles de choque en que pueden estar presente son; kamacita policristalina, troilita cortada, plesita, gotas de fundido de metal y sulfuro, y venas de fusión polimineral.

La plesita corresponde a una mezcla entre kamacita y taenita con una textura similar a la de intercrecimiento, y se produce debido a la descomposición de la taenita una vez que se enfrían los meteoritos luego de haber alcanzado altas temperaturas (Ulloa, 2017).

También a veces se observa textura de intercrecimiento entre metal Fe-Ni y troilita cuya presencia indica que la muestra logro tener una temperatura por sobre el eutéctico Fe-FeS de 988°C (Ray et al., 2017). Esta temperatura es posible alcanzarla post-impacto con presiones que alcanzaron al menos los 45GPa, debido a esto esta textura es frecuente observarla en grados de choque alto como S5 o S6. En este trabajo de tesis esta textura dado su parentesco a la textura de la plesita se le llamará textura tipo plesita.

Nivel de choque	Efectos resultantes de equilibrio del peak de presión de choque			Efectos producto de excursiones locales de P-T	Presión de impacto Gpa
	Olivino	Plagioclasa	Ortopiroxeno		
S1 (Sin impacto)	Extinción recta, fracturas irregulares			Ninguno	<4 - 5
S2 (Impacto muy débil)	Extinción ondulosa, fracturas irregulares		Extinción ondulosa, fracturas irregulares y algunas planares	Ninguno	5 - 10
S3 (Impacto débil)	Fracturas planares e irregulares. Extinción ondulosa	Extinción ondulosa	Cara (1 0 0) de clinoenstatita con extinción ondulosa; fracturas planares e irregulares	Venas de impacto opacas, formación insipiente de <i>melt pockets</i> , a veces interconectados	15 - 20
S4 (Impacto moderado)	Mosaiquismo (débil), fracturas planares	Extinción ondulosa, parcialmente isotrópico y deformación planar	Mosaiquismo débil; macla en cara (1 0 0); fractura planar	Melt pockets, venas de impacto interconectadas, venas de impacto opacas	30 - 35
S5 (Impacto fuerte)	Mosaiquismo (fuerte), fracturas planares y deformación planar	Maskelynita	Mosaiquismo fuerte; fracturas planares	Formación pervasiva de melt pockets, venas y diques; venas de impacto opacas	45 - 55
S6 (Impacto muy fuerte)	Restringido a regiones en o cerca de zonas de fusión		Mayormente fundido	Formación pervasiva de melt pockets, venas y diques; venas de impacto opacas	75 - 90
	Recristalización en estado sólido	Fusión por impacto (vidrio)			
Fusión por impacto	Fusión total de la roca				

Tabla 5.4. Niveles de choque (de la escala creada por Stöffler et al., 1991) y sus criterios para ser asignado a los condritos. El estado de los cristales de ortopiroxeno es un criterio exclusivo de los condritos enstatita. \*Basada en Stöffler et al. (1991) y Rubin et al. (1997).

Características de choque		S1	S2	S3	S4	S5	S6
	Perfil de Ni normal en la taenita						
	Perfil de Ni distorsionado en la taenita						
	Kamacita policristalina						
	Troilita con burbujas						
	Troilita policristalina						
	Troilita cortada						
	Plesita			475		525	600
	Gotas de fundido de Fe-Ni metálico y sulfuro						
	Venas de fundido polimineral						

Tabla 5.5. Resumen de las ocurrencias de las características texturales de choque en minerales opacos (metal Fe-Ni y troilita) reportadas por Bennett & McSween (1996) y correlacionadas a los distintos niveles de impacto de la clasificación de Stöffler et al. (1991) (S1 a S6). Barras grises indica una ocurrencia de <10% del total de los granos opacos. Barras negras indican una ocurrencia >50% del total de los granos opacos. Los valores en las barras de plesita indican el aumento de temperatura mínimo luego de ocurrido el choque. \*Extraída de Amengual (2019).

#### 5.1.4 Meteorización (en hallazgos)

Hasta el año 2011 la cantidad de condritos “caídos” era de solo el 2% (respecto al total de meteoritos recuperados hasta esa fecha), mientras que los “hallados” representaban el 90% del total (Valenzuela, 2011). Considerando que estos porcentajes no han cambiado mucho hasta la fecha, y considerando que los condritos son muestras que pueden ampliar nuestra comprensión de los procesos y el entorno en el sistema solar temprano, el conocimiento de la meteorización terrestre y su grado de afectación en los condritos se convierte en un requisito para poder interpretar con precisión la historia preterrestre de los mismos (Bland et al., 2006).

La meteorización consiste en procesos de desintegración y descomposición de rocas cerca o en la superficie de la tierra. Esto se debe a que las condiciones de presión y temperatura a las que se forman las rocas son muy distintas a las que se encuentran en la superficie terrestre. Debido a este desequilibrio con el medio los meteoritos resultan ser muy reactivos a estas nuevas condiciones (Valenzuela, 2011).

En el estudio y clasificación de los meteoritos la meteorización química es el proceso más importante de discernir, por sobre la meteorización mecánica. En particular los procesos de intercambio químico que ocurren en presencia de agua son los

principales, donde los más importantes son; la disolución, la oxidación y la hidrólisis. Por lo tanto, se puede deducir de lo anterior que diferentes regiones climáticas presentaran diferentes tasas de meteorización dependiendo de la humedad ambiental. Este es uno de los motivos de porque en un lugar como el desierto de atacama, de muy baja humedad, es más fácil hallar meteoritos comparado con otros lugares de la tierra (Valenzuela, 2011), además es aquí de donde provienen las muestras que son objeto de estudio en este trabajo de tesis. Otro parámetro que está directamente asociado a la tasa de meteorización es la porosidad inicial del meteorito, que a su vez se relaciona con su estado de choque. Donde altas porosidades iniciales se asocian a estados de choque bajos y viceversa. Ambos parámetros (estado de choque y condiciones ambientales) son los principales que definen la tasa de meteorización (Valenzuela, 2011).

Wlotzka (1993) estableció una escala para identificar el grado de meteorización de una muestra de condrito. Esta escala consiste en siete grados progresivos de meteorización, que va desde W0 (sin o con muy poca meteorización) hasta W6 (fuertemente meteorizado). Y su principal parámetro es el nivel de reemplazo de la mineralogía primaria por óxidos y/o arcillas (Tabla 5.6).

La mineralogía primaria de los condritos ordinarios está dada principalmente por: silicatos (olivinos y piroxenos) y opacos (metal Fe-Ni y troilita), donde la segunda fase es más reactiva a la meteorización que la primera. De hecho, la fase opaca desde los niveles de meteorización más bajos (W1 hasta W3) desarrollan halos de corrosión y reemplazo por oxi-hidróxidos de Fe, siendo esta casi completa en el grado W4. Mientras, que los silicatos recién en el grado de meteorización W5 comienzan a reemplazarse por arcillas y óxidos de Fe en estructuras lineares al interior de los granos minerales (Tabla 5.6) (Valenzuela, 2011; Wlotzka, 1993). Además del dominio pervasivo por reemplazo mineral, la meteorización se puede manifestar en venillas generadas por choque, las cuales se irán rellenas de forma gradual por los productos de la meteorización en caso de haber estado vacías, o en aquellas que fueron rellenas previamente por kamacita y/o troilita producto del metamorfismo de choque también pueden sufrir un reemplazo por óxidos de Fe (Amengual, 2019)

La clasificación de Wlotzka (1993) se puede extender a los condritos carbonosos y enstatita, en términos de la alteración de silicatos anhidros, metales y sulfuros, habiendo una clara similitud entre sus meteorizaciones.

Grado de meteorización	Características
W0	Sin oxidación visible de metal o sulfuro. Algunas manchas de limonita se pueden ver por luz transmitida.
W1	Bordes de oxido menores alrededor de metal y troilita. Venas menores de óxidos.
W2	Oxidación moderada de metal (20-60% afectado).
W3	Oxidación avanzada de metal y troilita (60-95% afectado).
W4	Oxidación completa de metal y troilita (>95% afectado). Silicatos no alterados.
W5	Inicio de alteración de silicatos maficos, principalmente a lo largo de fracturas.
W6	Remplazo masivo de silicatos por arcillas y óxidos.

Tabla 5.6. Grados de meteorización terrestre y sus criterios para ser asignado a los condritos.  
\*Basada en Wlotzka (1993)

## 5.1.5 Componentes

### 5.1.5.1 Cóndrulos:

Están presentes en la mayoría de los condritos y son los objetos más abundantes en muchos de estos (entre un 15 y 80% del volumen total, excepto en los condritos CIs). La textura de los cóndrulos indica que ellos no se han fundido desde que se formaron por la acreción de sus diferentes constituyentes (Hutchison, 2006; Skott y Krot, 2014).

En una primera aproximación, los cóndrulos se clasifican de acuerdo con su textura y mineralogía. A partir de estos dos parámetros se les divide en dos tipos principales: porfídicos, que poseen grandes cristales de olivino y/o piroxeno en una matriz de grano fino o vítrea, y los no porfídicos, que incluyen los que tienen textura criptocristalina, de piroxeno radial y granular (Hutchison, 2006; Skott y Krot, 2014). A continuación, se mencionan los de tipo porfídico (Hutchison, 2006; Gooding, 1981):

- Olivino Porfídico (PO): cóndrulo tiene una razón olivino/piroxeno  $\geq 10$
- Piroxeno Porfídico (PP): cóndrulo tiene una razón olivino/piroxeno  $\leq 0.1$
- Olivino-piroxeno Porfídico (POP): razón olivino/piroxeno  $> 0.1$  y  $< 10$
- Olivino Barrado (BO): consiste en un set de cristales alargados de olivino, subparalelos entre sí, donde la mayoría de las veces se extinguen al mismo tiempo bajo luz polarizada. Además, pueden contener cantidades menores de piroxenos.

- Poikilitico: posee fenocristales de piroxeno pobres en Ca que pueden estar entrecrecidos, los cuales encierran granos de olivino redondeados. Estos últimos suelen ubicarse cercanos al centro del cóndrulo.

Los tres primeros además pueden contener cantidades accesorias de sulfuro y metal Fe-Ni suspendidos en la mesostasis.

Por otro lado, los de tipo no porfídico son los siguientes (Hutchison, 2006; Gooding, 1981):

- Piroxeno Radial (RP): consiste en un arreglo con forma de abanico de cristales fibrosos de piroxeno bajos en calcio. El punto desde donde irradian los cristales suele ubicarse cerca de la superficie de los cóndrulos. Puede contener varios de estos puntos, lo que lleva a intersecciones e interferencias de los sets de abanicos.
- Olivino Granular (GO): son agregados de granos o fragmento de minerales silicatados (generalmente anhedrales). Poseen muy poca mesostasis, y también pueden contener troilita y metal. El tamaño de los granos es mayor en el centro de los cóndrulos (25 – 400  $\mu\text{m}$ ) que en los márgenes (<1-5  $\mu\text{m}$ ). Si se aumentara la cantidad de mesostasis estos cóndrulos pasarían a ser de tipo PO o POP.
- Piroxeno-olivino Granular (GOP): poseen una cantidad significativa de granos de piroxeno en el mosaico de olivino granular.
- Criptocristalino (C): no poseen una estructura sistemática reconocible, consiste en material submicroscópico rico en piroxeno. Algunos exhiben bajo luz polarizada ondas de extinción similares a los cóndrulos RP, lo cual habla de un parentesco.

A partir de esta clasificación existen además otros tipos de cóndrulos, que apenas constituyen menos del 1 % del total de los cóndrulos en un condrito (Hutchison, 2006). No obstante, al no ser diagnósticos en la clasificación de meteoritos no se tendrán en cuenta en este trabajo.

#### 5.1.5.2 Metal Fe-Ni y sulfuro de Fe:

A diferencia del metal de Fe manufacturado, el proveniente de los meteoritos siempre contiene Ni. Y dependiendo de la cantidad que posean de este elemento, se definen dos tipos principales de minerales metálicos de Fe; la taenita y la kamacita, donde el primero posee cantidades de Ni de entre 25 – 55 wt% (Wood, 1967) y el segundo 5 – 7 wt% (Wood, 1967). Estos minerales son los metálicos más abundantes en los condritos (Nagahara, 1979). Para su diferenciación bajo un microscopio óptico cabe mencionar que la kamacita en la mayoría de los condritos muestra bandas de Neumann (Wood, 1967), las cuales consisten en un patrón rectangular de finas estrías (Ridpath, 2012) (Figura 5.5).

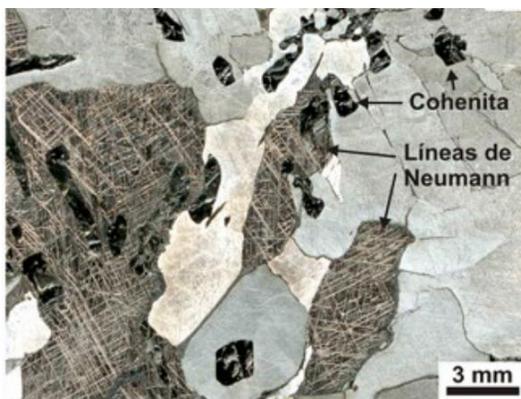


Figura 5.5. Imagen del siderito de Retuerta del Bullaque, obtenidas con scanner convencional. Se observan cristales de kamacita (marrón grisáceo) con abundantes bandas de Neumann. \*Extraída de Fernández (2013).

También asociado al metal Fe-Ni es frecuente observar troilita, un sulfuro de Fe, cuyo origen estaría asociado a este mineral metálico. Al menos así lo corroboró Imae (1994), quien demostró que en muchos casos la troilita se formó por reacción de granos metálicos con gas rico en azufre en la nebulosa solar primitiva. No obstante a pesar de esto, aún existen varias hipótesis sobre el origen del metal y los sulfuros en las condritas, ya que, estas pueden ser fases primarias que se condensaron a partir de la nebulosa, siendo los sulfuros (como se acaba de mencionar) producidos después de la reacción del gas nebuloso con el metal (Lauretta et al., 1998), o pueden haber cristalizado a partir de fundidos dentro de los cóndrulos (Rubin et al., 1999) o bien podrían ser productos de procesamiento secundarios en asteroides (Scott y Krot, 2014).

Este desconocimiento que aún persiste se debe a que pocos condritos preservan un buen registro de la historia de formación de sus granos de metal porque subsecuentes reacciones de baja temperatura comúnmente formaron óxidos y sulfuros, y el metamorfismo termal permitió que la kamacita se exsolciera de la taenita (Scott y Krot, 2014).

### 5.1.5.3 Inclusiones refractarias:

Existen dos tipos principales de inclusiones refractarias, están las inclusiones ricas en Ca y Al (CAIs) y los agregados de olivino ameboide (AOA) (Scott y Krot, 2014). De las dos las CAIs son las más abundantes y están presentes en todos los grupos de condritos (con mayor frecuencia en las condritas carbonáceas) excepto en los condritos Cl.

- CAIs:  
Se caracterizan por ser los objetos más antiguos en los condritos y del sistema solar (formados hace unos 4567 Ma y en un periodo de tiempo < 1 Ma), excluyendo los granos presolares (Scott y Krot, 2014; Grady et al., 2014). Tienen forma irregular y su abundancia entre los distintos grupos de condritos varía de <0.1 a ~3 % de su volumen. (Tabla 5.1) (Scott y Krot, 2014).

De acuerdo con los procesos que han experimentado Grady et al. (2014) en base a trabajos previos define a las CAIs como “agregados de condensados nebulares primarios que pueden haber experimentado varios episodios de

fusión parcial y alteración en la nebulosa antes de la acreción en cuerpos parentales; así también experimentaron una alteración secundaria durante la evolución posterior de los cuerpos parentales”.

Los principales minerales que las componen son: corindón, hibonita, grossita, melilita, perovskita, espinela, Al-Ti-diopsido, anortita, y forsterita, los cuales se prevé que condensaron a partir de un gas a altas temperatura (>1200-1300 °K) en proceso de enfriamiento, de composición solar y a presiones de  $10^{-5}$  a  $10^{-3}$  bar. Se cree que esto ocurrió en zonas muy cercanas al sol (que en ese entonces se encontraba recién formado), y luego habrían sido transportadas a las regiones en la que los cuerpos parentales de los condritos se estaban agregando (Scott y Krot, 2014; Grady et al., 2014).

Los bordes de las CAIs suelen estar en contacto o rodeadas de muy cerca por una secuencia de capas delgadas, donde cada capa está compuesta por uno o dos de los siguientes minerales; espinela, perovskita, hibonita, melilita y piroxeno. Actualmente se sabe que estas capas no se formaron en el cuerpo parental, sino más bien son de origen nebular (Wark y Lovering, 1977; Grady et al., 2014).

En las clases de condritas ordinarias, enstatita y el grupo R las CAIs son rara vez identificables. Por otro lado, como se mencionó anteriormente estas se encuentran con mayor frecuencia en los condritos carbonosos (excepto los CIs), y en particular son más grandes, abundantes y variadas en el grupo CV. Por lo que en este grupo las CAIs han sido más estudiadas y es a partir de aquí donde se definen los diferentes tipos (Hutchison, 2006).

Si se consideran todos los tipos de condritos, se sabe que existe una gran diversidad de CAIs, y no hay un esquema de clasificación para todas ellas (Scott y Krot, 2014). No obstante, existe una clasificación para algunas de ellas a partir de las existentes en los condritos CVs, la cual está basada en su textura y mineralogía. De este modo, en primera instancia se clasifican a partir del tamaño de sus granos. Donde se considera de grano grueso aquellas que el tamaño de sus granos es  $> 10\mu\text{m}$  y el resto de grano fino. Luego se les clasifica de acuerdo con el porcentaje de mineralogía primaria, la cual está dada por espinela, melilita, anortita y forsterita, cuyo diagrama de clasificación se muestra en la Figura 5.6. Minerales secundarios de baja temperatura, tales como la sodalita y el grosular, abundan, pero son ignorados (Hutchison, 2006).

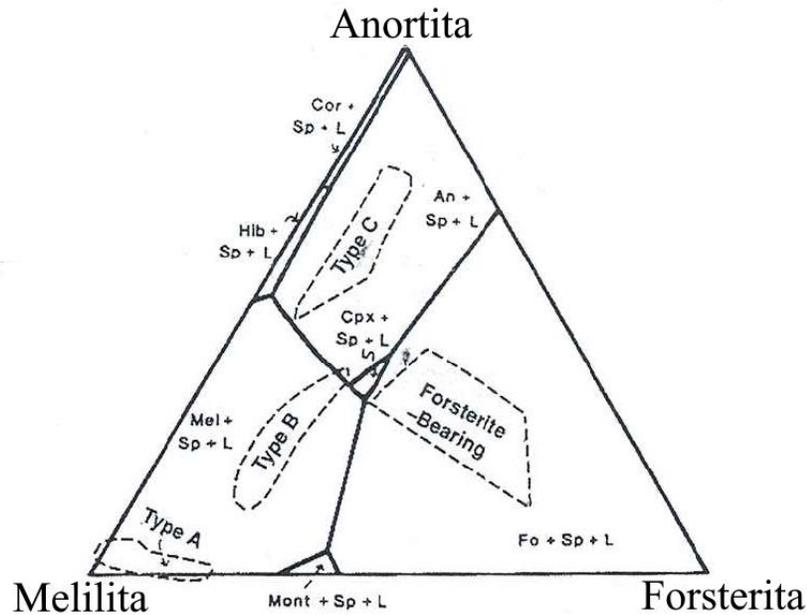


Figura 5.6. Clasificación mineralógica de CAIs ricos en silicatos. Este diagrama de fase de liquidus, anortita-melilita-forsterita, se proyecta desde el ápice de espinela (sobre el plano de la página). Con la excepción de algunas inclusiones tipo A, se infiere que el líquido de silicato ha estado presente durante la cristalización de CAIs y inclusiones relacionadas. Mont = monticellita; Sp = espinela; L = líquido; Fo = forsterita; Mel = melilita; Cpx = piroxeno cálcico (diópsido); Hib = hibonita; An = anortita; Cor = corindón. \*Extraído y modificado de Hutchison, 2006.

Esta es la base de la clasificación, y a partir de aquí se desprenden los distintos tipos de CAIs:

- Tipo B: solo han sido identificadas en condritos CV (Grady et al., 2014). Son las más abundantes, pueden tener >2 cm de tamaño y están compuesta de augita, melilita, espinela, y  $\pm$  plagioclasa (anortita). Comúnmente encierran objetos esféricos, de <1 mm de tamaño, llamados “fremdlingen”, compuestos por minerales de alta temperatura (pepitas de metal ricos en metales nobles refractarios, a veces en aleación con metal Fe-Ni) y baja temperatura (sulfuro, magnetita y fosfato), los cuales se piensa que se formaron fuera de su CAI hospedante. Tienen texturas que indican solidificación a partir de gotitas parcial o completamente fundidas. Muchas se encuentran parcialmente alteradas. Aquellas que poseen un borde rico en melilita se conocen como tipo **B1**, aquellas con minerales uniformemente distribuidos como **B2** y un poco frecuente subconjunto que contiene forsterita como **B3** (Hutchison, 2006; Scott y Krot, 2014).
- Tipo A: Suelen ser de grano fino. Poseen abundante melilita rica en Al y espinela. Sus minerales accesorios son hibonita, perovskita y diópsido. Fremdlinge pueden estar presente. Se encuentran en todos los grupos de condritos carbonosos, así como en las condritos ordinarios, enstatita

y el grupo R. Además, pueden tener un tamaño de hasta 2 cm. Texturalmente se subdividen en objetos esponjosos y compactos. El tipo A fluffy (esponjoso) (FTA) son inalteradas, compactas y en gran parte granular poligonal, lo que sugiere una recristalización en estado sólido. El tipo A compacto es menos común, y tiene una textura granular presumiblemente causada por sinterización y recristalización (Hutchison, 2006; Grady et al., 2014).

- Tipo C: son ricas en anortita y piroxeno, y pobres en melilita. Las anortitas ocurren como listones poikiliticamente encerrados en piroxeno o como una masa de tierra de grano fino. Su textura indica que solidificaron de gotas fundidas (Hutchison, 2006).
- Forsterite-bearing: Se observan como granos de forsterita (con cantidades menores de CaO) y espinela, los cuales se encuentran poikiliticamente encerrados en dióxido. Poseen tamaños entre los 0.1 a 0.5 mm, y están presentes en los condritos carbonosos y ordinarios de tipo petrológico 2 y 3. También puede estar presente la melilita rica en Mg (Hutchison, 2006; Scott y Krot, 2014). En cuanto a su origen se cree que condensaron a partir de la nebulosa, posiblemente formaron granos relictos de cóndrulos siendo probablemente un componente precursor de los mismos (Steele, 1986).
- Grano fino rico en espinela: En su mayoría son <1 cm. Son agregados de granos independientes de espinela <20  $\mu\text{m}$  que pueden estar intercrecidos con perovskita y hibonita, muy raramente con melilita. Donde cada grano de espinela está concéntricamente encerrado en capas de feldespatoideos que pueden ser seguidas por anortita y piroxeno rico en Ca (fassaíta). Minerales de baja temperatura, incluidos feldespatoideos y granates, pueden rellenar los intersticios. Otro mineral que pueden estar presente es el olivino. (Hutchison, 2006; Grady et al., 2014).

Es importante mencionar que para las CAIs que no son posible asignarlas a ninguno de estos tipos, estas suelen ser clasificadas acordes a su mineralogía modal (por ejemplo, ricas en corindón, ricas en grossita, y ricas en hibonita) (Scott y Krot, 2014).

- AOAs: Tienen un tamaño de hasta 1 cm, son de forma irregular y de grano fino (5 – 20  $\mu\text{m}$ ), compuesto predominantemente por forsterita anhedral que contiene numerosos poros y pequeñas inclusiones de dióxido rico en Al. Además, contienen metal Fe-Ni, y un componente refractario compuesto de dióxido rico en Al, espinela, anortita, feldespatoideos y sulfuros. También contiene nódulos subesféricos de espinela (generalmente de <100  $\mu\text{m}$  de diámetro),  $\pm$  perovskita  $\pm$  melilita. Además, el conjunto se encuentra rodeado por feldespatoideos y dióxido rico en Al (ambos resultantes de alteración). En las condritas menos alteradas, se observa con porosidades. Cabe mencionar que, a diferencia de

las CAIs y los cóndrulos, no parecen mostrar diferencias mineralógicas e isotópicas entre los grupos y, por lo tanto, proporcionan una excelente guía para la historia de alteraciones del condrito y sus constituyentes (Hutchison, 2006; Grady et al., 2014; Scott y Krot, 2014).

#### 5.1.5.4 Matriz:

Es el material que rodea los cóndrulos, CAIs y otros componentes ópticamente identificables, además de rellenar los intersticios entre ellos. Es de grano fino (granos minerales de 10 nm a 5  $\mu$ m) en condritos de tipo petrológico 3, donde frecuentemente se presenta ópticamente opaca. Se compone de silicatos (cristalinos y amorfos), óxidos, sulfuros y metal Fe-Ni, aunque en los condritos de grupo petrológico 2 y 1 contienen además filosilicatos y carbonatos (Scott y Krot, 2014; Grady et al., 2014).

Su abundancia es variable entre los diferentes tipos de condritos, puede cubrir desde casi el 100% de un condrito (CIs) hasta <10% de su volumen (condritos enstatita) (Grady et al., 2014). Generalmente se pueden distinguir los granos de matriz de los fragmentos de CAIs, cóndrulos y otros componentes por su tamaños, formas y texturas distintivas. También se sabe que la matriz es más susceptible a la alteración por fluidos acuosos que el resto de los componentes, debido al tamaño de grano fino, la presencia de fases amorfas y la alta porosidad y permeabilidad que posee. Es este el componente más rico en elementos volátiles por lo que se le considera como “el componente de baja temperatura”, no obstante, esto no se debe tomar de forma literal ya que, en realidad la matriz se compone de diversos materiales formados en diferentes condiciones fisicoquímicas. Otra característica contrastante sobre los otros componentes es que a pesar de tener composición total condritica, se caracterizan por ser enriquecidas en FeO (Scott y Krot, 2014).

Los bordes de la matriz suelen ser de grano más fino y carecer de material clástico comparado con la matriz intersticial. Además, cabe mencionar que existen bultos de material ricos en matriz presentes en muchos condritos, y algunos fuertemente alterados se les llama clastos oscuros. En los condritos CB y CH toda su matriz está presente como clastos oscuros (no tienen matriz de borde ni intersticial) (Scott y Krot, 2014).

Actualmente se sabe que en la mayoría de los condritos los minerales de la matriz son una mezcla compleja de materiales presolares, condensados nebulares y fragmentos de cóndrulos, que experimentaron alteración acuosa y metamorfismo. No obstante, aún existe controversia en este tema, así como también en la comprensión de su origen (Scott y Krot, 2014).

La mineralogía de la matriz varía más entre los diferentes tipos petrológicos, que entre los diferentes tipos de condritos. En el tipo petrológico 1 la matriz se caracteriza por presentar serpentina, minerales de arcilla y magnetita, con cantidades subordinadas de carbonatos, sulfatos y sulfuros. En cuanto al tipo

petrológico 2 su matriz posee abundante serpentina, también puede estar presente la clorita, tochilita (y una mezcla tochilita-serpentina), magnetita, sulfuros, fosfatos de Ca y carbonatos. La matriz del tipo petrológico 3 posee olivino rico en Fe como el mineral de baja temperatura más abundante, no obstante, ocurre un hiato mineralógico aproximadamente entre los subtipos 3.2 – 3.3. Esta separación mineralógica ocurre, ya que los subtipos 3.0 y 3.1 contienen una mineralogía similar al tipo 2 (serpentina, arcilla, calcita), mientras que los subtipos más altos poseen una mineralogía esencialmente anhidra (Hutchison, 2006).

#### 5.1.6 Condritos Ordinarios (CO)

Son la clase de condritos más abundante (87% del total de meteoritos registrados hasta el 2014 (Grady et al., 2014)). Y se subdividen en tres grupos en base a la química. Estos subgrupos son el H (Fe total elevado), L (Fe total bajo) y LL (Fe total bajo + metal de Fe bajo). Los tres grupos poseen mineralogías similares pero diferente química mineral. Siendo los minerales más importantes de esta clase el olivino, piroxeno y plagioclasa, acompañados de metal Fe-Ni y sulfuros, donde el porcentaje de abundancia de cada mineral es representativo de cada grupo (Tabla 5.2). Además, todos los ejemplares de esta clase pertenecen a los tipos petrológicos del 3 al 6. Siendo los condritos ordinarios desequilibrados (UOC) (de tipo petrológico 3) los menos abundantes en esta clase, incluso si solo se consideran los condritos caídos (*falls*). Por otro lado, hasta el 2014 los CO's más abundantes eran los H5 y L6 (Figura 5.7) (Grady et al., 2014).

Los UOC se caracterizan por poseer una química mineral heterogénea, ya que los granos minerales dentro de cóndrulos están frecuentemente zonados, teniendo en la mayoría de los casos bordes ricos en Fe y centros ricos en Mg. Por otro lado, los CO's equilibrados (EOC) (con tipo petrológico de 4 a 6), se les llama así debido al calentamiento progresivo del cuerpo parental el cual genera un equilibrio en la composición mineral mediante la difusión en estado sólido de Fe y Mg a través de las redes de silicato. El primer mineral en equilibrarse es el olivino, luego el piroxeno. Este equilibrio puede ocurrir a diferentes escalas: dentro de granos individuales en un cóndrulo, entre granos en cóndrulos y entre cóndrulos y matriz intercondrular (Grady et al., 2014).

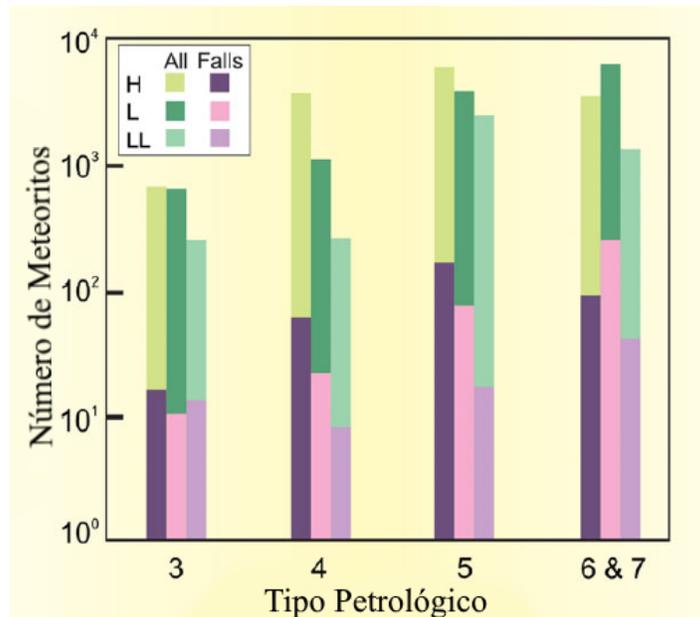


Figura 5.7. Distribución de condritos ordinarios clasificados por tipo petrológico. Notar la escala logarítmica. \*Extraído y modificado de Grady et al., 2014.

#### 5.1.6.1 Mineralogía y texturas de los UOC:

- **CAI:** Están presentes en UOC en los tres grupos químicos (Tablas 5.1 y 5.2), pero son más pequeños (~90  $\mu\text{m}$  promedio de tamaño) y mucho menos abundantes que en los condritos carbonáceos de tipo petrológico equivalente. No existe diferencias mineralógicas de CAI en los tres grupos de CO. Las de tipo A y B están prácticamente ausentes en los CO. Generalmente están compuestas de espinela con piroxeno accesorio, aunque también se han encontrado unas pocas que contienen hibonita o melilita. La presencia y abundancia de las CAI's disminuyen con el incremento del tipo petrológico (Grady et al., 2014).
- **Cóndrulos:** Son los componentes más abundantes en los UOC, y ocurren en similares porcentajes en los tres grupos. Consistente con lo definido anteriormente para el grupo petrológico 3 sus cóndrulos se encuentran bien definidos. Además, exhiben una gran variedad de cóndrulos cuyo porcentaje es similar en los tres grupos; ~50% del total de cóndrulos son POP, ~20% son PO, ~10% son PP, ~10% son RP, ~5% son BO y ~5% son C. Como se vio en el capítulo 4.1.1 la diferencia más notable en cuanto a los cóndrulos es en su tamaño promedio que es  $H < L < LL$  (Figura 5.4). Los minerales que presentan son; olivino, piroxeno pobre en Ca,  $\pm$  augita,  $\pm$  plagioclasa, pero la razón entre los minerales principales (olivino y piroxeno pobre en Ca) va aumentando progresivamente desde los condritos H a L y a LL, y en el mismo sentido estos minerales principales se van haciendo más ricos en Fe (Grady et al., 2014).

Además de los cóndrulos ferromagnesianos regulares, los tres grupos de CO contienen una población de cóndrulos portadores de plagioclasa. Estos cóndrulos ricos en Al contienen hasta ~10 wt% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y se han descrito tres tipos separados (ricos en plagioclasa, ricos en olivino y vitreos) (Grady et al., 2014).

- **Matriz:** Los tres grupos de UOC poseen abundancias similares de matriz (Tablas 5.2 y 5.1). Esta matriz ocurre entre cóndrulos, granos de metal y de sulfuro (“matriz intercondrular”), y también como bordes alrededor de cóndrulos, y ocasionalmente como bultos distintivos. La matriz intercondrular es una mezcla heterogénea de fragmentos de cóndrulos triturados, más una variedad de componentes minerales adicionales. El tamaño de grano varía desde varios fragmentos angulares de varios cientos de micrones de diámetro hasta material de grano fino (<1µm). La matriz que forma parte de los bordes alrededor de los cóndrulos es mucho más homogénea que la matriz intercondrular y es de grano muy fino (<1µm de tamaño). La mineralogía de la matriz se compone principalmente de olivino, piroxenos alto y bajo en Ca y feldespato, como fases adicionales están presentes metal Fe-Ni, sulfuros, fosfatos, cromita y otros óxidos. Muy pocas UOC, si es que hay alguna, tienen matriz prístina, ya que frecuentemente esta muestra signos de alteración, ya sea, por fluidos en UOC de tipo petrológico <3.6 o por metamorfismo y calentamiento de choque en aquellas de tipo petrológico >3.6. Los productos de alteración acuosa incluyen filosilicatos (esmectita), sulfuros (pentlandita, pirrotina), carburos (cohenita, haxonita), óxidos de Fe (magnetita, maghemita) y calcita (Grady et al., 2014).
- **Metal y sulfuros:** En los UOC el metal es principalmente kamacita y taenita, junto con cantidades menores del mineral tetrataenita rico en Ni (Grady et al., 2014). Además, forma parte entre 8 – 20 % del peso total de un CO. Sus granos aislados se disponen igualmente dispersos, son anhedrales y de forma irregular, la taenita pocas veces ocurre de forma policristalina, sus tamaños varían entre 10 – 200 µm (Wood, 1967). La mayoría de los cristales se encuentran en la matriz, pero también a veces ocurren como bordes continuos o discontinuos alrededor de la superficie de los cóndrulos, y ocasionalmente se encuentran dentro de los cóndrulos (particularmente en los cóndrulos RP) también con formas anhedrales irregulares (Grady et al., 2014; Nagahara, 1979). Por otro lado, la plessita se encuentra rodeada por la taenita, y en algunos casos coexisten con kamacita y/o troilita (Nagahara, 1979).

Los granos de taenita son comúnmente más grandes y abundantes en condritos LL, y disminuyen paulatinamente hacia los de tipo H siendo la kamacita y la plessita las que ganan mayor importancia, esto es consistente con la regla de Prior, la cual dice que si un condrito es pobre en metal (LL), estos metales son ricos en Ni y las fases ferromagnesianas silicatadas asociadas son ricas en Fe (Nagahara, 1979).

En cuanto a la química de estos minerales la kamacita tiene un leve enriquecimiento de Ni en el centro y en los bordes de Fe, mientras que la plessita generalmente tiene bordes enriquecidos en Ni y un centro enriquecido en Fe con muchos granos de kamacita en su parte interior. Finalmente, la taenita tiene bordes ricos en Ni y su centro es rico en Fe (Nagahara, 1979).

Los sulfuros comprenden entre 5 – 7 % del volumen de un CO, principalmente como granos de troilita estrechamente asociados con el metal tanto en los cóndrulos como en la matriz (Grady et al., 2014).

- Granos presolares: Son similares a la variedad que se encuentra en los condritos carbonosos: carburo de silicio, grafito, diamante nanométrico, silicatos presolares, óxidos etc. Su abundancia está controlada por el metamorfismo, donde ésta disminuye con el aumento del tipo petrológico. Están ausentes en CO de tipo petrológico superior a 3.8 (Grady et al., 2014).

#### 5.1.6.2 Mineralogía y texturas de los EOC:

A partir del tipo petrológico 3.6 las CO tienen minerales razonablemente homogéneos. Con el aumento del tipo petrológico los cóndrulos se distinguen cada vez menos. Las CAI's prácticamente no han sido registradas en EOC (excepto por una excepción) al igual que los granos presolares (Grady et al., 2014).

Los minerales poseen un rango estrecho en composición que se vuelve mucho más característico de cada grupo químico (Figura 5.8). Por ejemplo, el olivino muestra una composición promedio de 18.8 mol % Fa, 24.7 mol% Fa y 29.4 mol% Fa para los meteoritos H4–6, L4–6 y LL4–6, respectivamente. Otro dato importante es que hay un ligero aumento en el contenido de Fe de olivinos y piroxenos con el aumento del tipo petrológico en cada grupo de CO, que se le ha atribuido a la oxidación durante el metamorfismo (Grady et al., 2014).

El piroxeno en EOC (~ 10 vol.%) es principalmente bajo en Ca, con un cambio cristalográfico de clinoenstatita a ortoestatita entre los tipos petrológicos 4 y 6 (se puede usar para medir el tipo petrológico de un EOC). El rango de composición del olivino y piroxeno bajo en Ca, varía sistemáticamente de un grupo químico a otro, con un claro quiebre en la composición entre los grupos H y L, pero casi un cambio composicional continuo entre los grupos L y LL (Figura 5.9) (Grady et al., 2014).

El feldespato, como se mencionó en el capítulo 5.1.2 es el resultado de la desvitrificación y recristalización del vidrio y los granos de plagioclasa. Otro dato importante es que en los UOC's la plagioclasa tiende a ser anortositica ( $An_{70-90}$ ), en cambio en los EOC's es albitica, disminuyendo levemente en el contenido de Ca desde los condritos H ( $Ab_{82}$ ) a L( $Ab_{84}$ ) a LL( $Ab_{86}$ ) (Grady et al., 2014).

Al igual que en los UOC's, los principales componentes metálicos de EOC son la kamacita y taenita, con algunas cantidades de tetrataenita. También se han observado pequeñas cantidades de Cu. La composición del metal Fe-Ni es diferente en los tres grupos químicos, y puede ser usado como parámetro de clasificación; la cantidad de Ni en kamacita decrece de H a L y a LL, mientras que la de Co aumenta (Figura 5.10). Por otro lado, cabe mencionar que el metal tiende a aumentar el tamaño de grano con el aumento del tipo petrológico. Y por su parte se sabe que los sulfuros al igual que los UOC son principalmente troilita con cantidades menores de pentlandita (Grady et al., 2014).

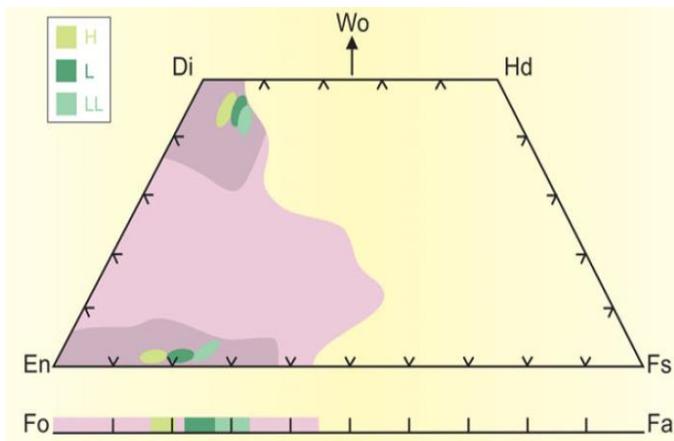


Figura 5.8. Rango de composición de piroxeno y olivino en cóndrulos de condritos ordinarios H, L y LL. Las elipses indican el rango de composición en EOC. El campo de color morado claro es el área a través de la cual caen las composiciones de UOC de todos los grupos químicos. Las partes de color morado oscuro son los campos donde se encuentran la mayor parte de los datos. \*Extraída de Grady et al., 2014.

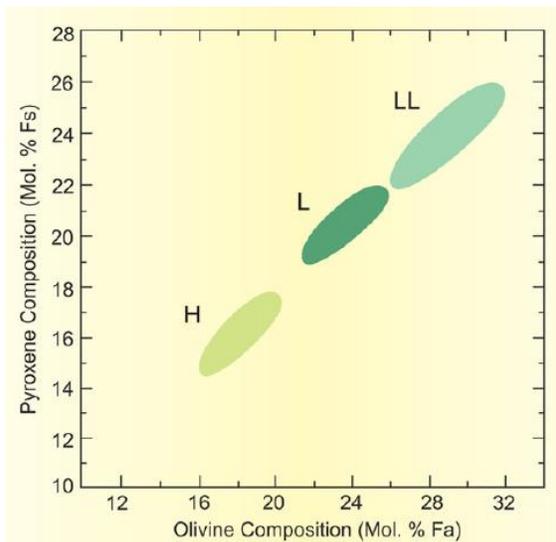


Figura 5.9. Covariación en las composiciones de olivino y piroxeno en EOC. \*Extraída de Grady et al., 2014.

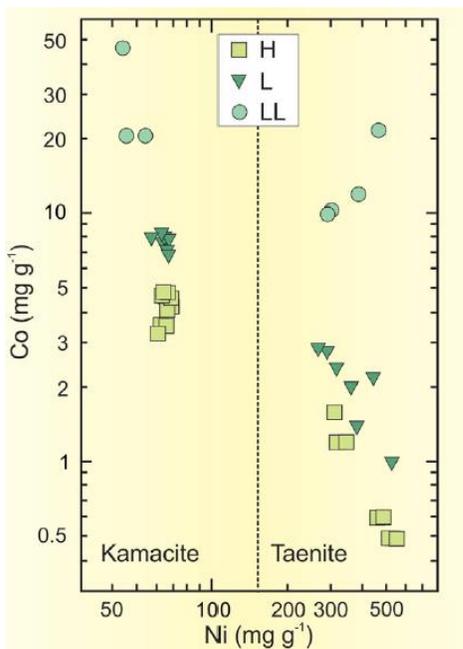


Figura 5.10. Rango composicional de Ni y Co en granos de metal de EOC. \*Extraída de Grady et al., 2014

### III. Resultados

---

## 6 Estudio microscópico

### 6.1 Descripción petrográfica

Un primer acercamiento a las muestras mediante el uso de un microscopio óptico a luz transmitida con su menor aumento (5x), permite notar la presencia de cóndrulos en las tres muestras (menos notorios en MV088), por lo tanto, se deduce que todas estas se tratan de condritos. Luego haciendo uso de un mayor aumento se puede reconocer los tipos de minerales que las componen, siendo el más abundante el olivino y en segundo lugar el piroxeno, además no se observan minerales hidratados en la matriz. Por lo tanto, a partir de esto se deduce que se tratan de condritos ordinarios.

Conociendo esto luego se realizaron las descripciones detalladas a las muestras, las cuales fueron realizadas tanto a luz transmitida como reflejada. La luz transmitida se utilizó principalmente para el análisis de los cóndrulos y de la matriz, ya sea para conocer la definición, los tipos, el estado de la mesostasis (cristalina o vítrea) y la composición mineralógica de los cóndrulos, como también conocer los niveles de recristalización, la composición mineralógica y otras características de la matriz. Por otro lado, la luz reflejada se usó principalmente para la descripción del metal Fe-Ni, sulfuros, entre otros opacos, junto con aspectos que evidencian procesos de metamorfismo y meteorización.

Las descripciones primero se centran en los componentes principales de cada condrito (cóndrulos y matriz), luego se hace una pincelada general de la mineralogía primaria y finalmente una descripción de la cantidad y ocurrencia de la mineralogía secundaria (óxidos). Cabe mencionar que debido al grosor de los cortes no se pueden reconocer texturas, hábitos, colores o pleocroísmo en silicatos.

#### Muestra JG124

Aspecto general de la muestra: Es de color anaranjado producto de los óxidos de Fe que alteran todos los componentes de la muestra. Posee una textura condritica y granoblástica, un alto grado de fracturamiento tanto a nivel de los cristales individuales como de la muestra en general. Es atravesada por venillas de distintos grosores, en general de corto alcance (ninguna atraviesa la muestra de extremo a extremo).

#### Componentes principales:

- Cóndrulos: Del volumen total de la muestra alrededor del 50% corresponde a este componente. Sus tamaños varían de 1.3mm a 150µm, y el promedio es de 500µm. En la mayoría de los casos sus bordes se encuentran moderadamente definidos. Tienen forma subesférica y la mayoría posee bajo fracturamiento interno. Los tipos más abundantes son los condritos PO, POP y criptocristalino (la mayoría

recristalizados en un grado bajo o moderado) (Figura 6.1D). Mientras que los menos abundantes son OB, RP y PP (Figuras 6.1A, 6.1B y 6.1C). Algunos cóndrulos de tipo criptocristalinos y PO poseen en su interior granitos pequeños (de un par de micrones o menos) y semicirculares de metal (gotitas de metal) y unos pocos de troilita (Figura 6.2). Además, estos mismos tipos de cóndrulos, pero de tamaños por sobre el promedio, presentan en sus bordes una notable cantidad de metal Fe-Ni, troilita y oxido de Fe (Figura 6.3).

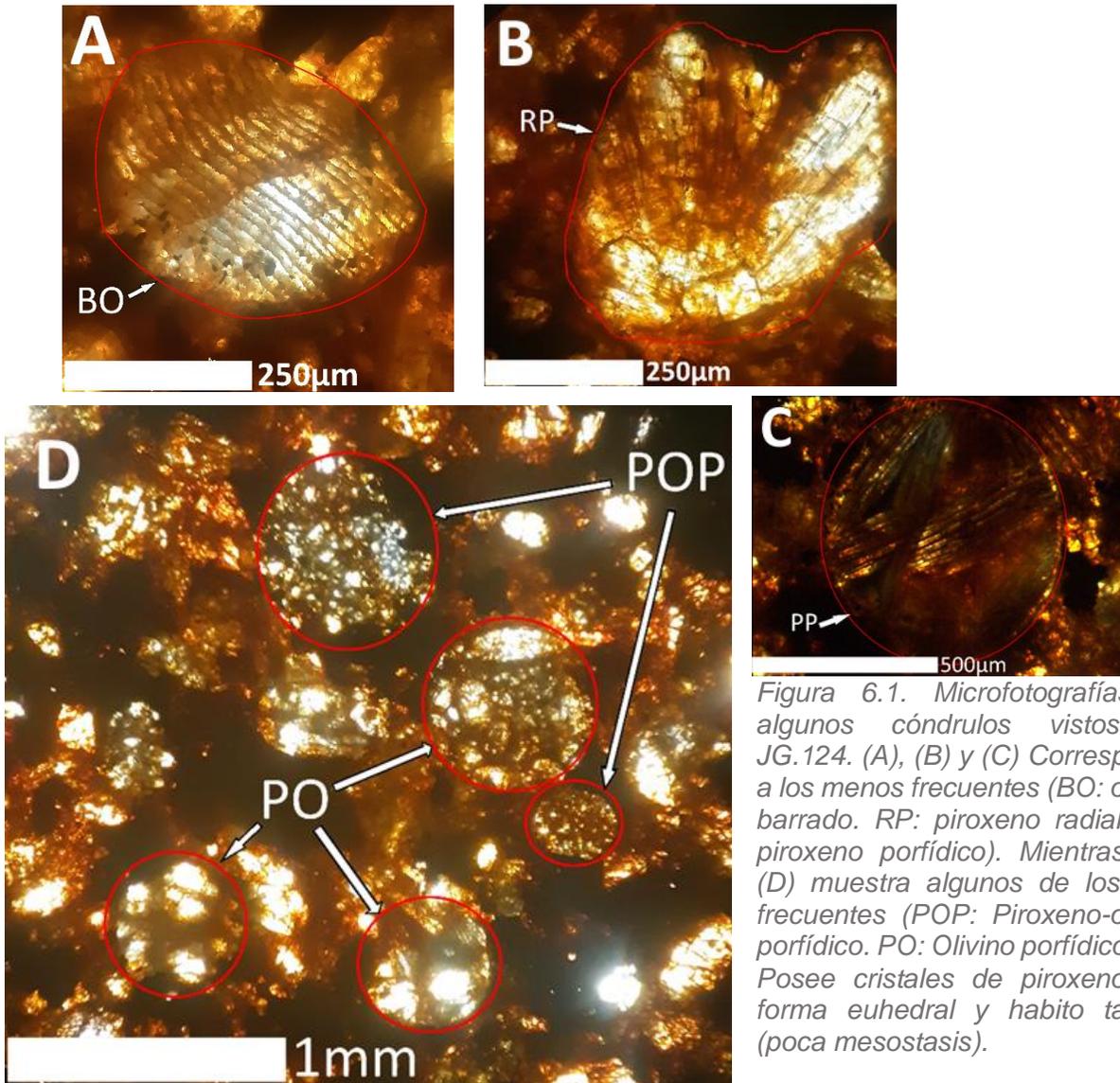


Figura 6.1. Microfotografías de algunos cóndrulos vistos en JG.124. (A), (B) y (C) Corresponde a los menos frecuentes (BO: olivino barrado. RP: piroxeno radial. PP: piroxeno porfídico). Mientras que (D) muestra algunos de los más frecuentes (POP: Piroxeno-olivino porfídico. PO: Olivino porfídico). (C) Posee cristales de piroxeno con forma euédral y hábito tabular (poca mesostasis).

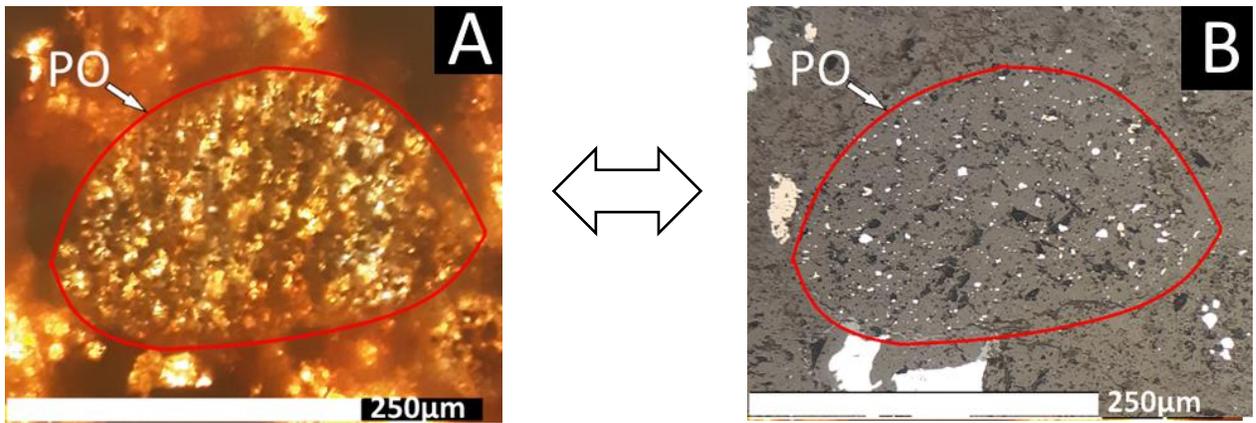


Figura 6.2. Microfotografías a luz transmitida (A) y luz reflejada (B) de un cóndrulo PO perteneciente a JG.124, que posee gotitas de metal y una pocas de troilita en su interior.

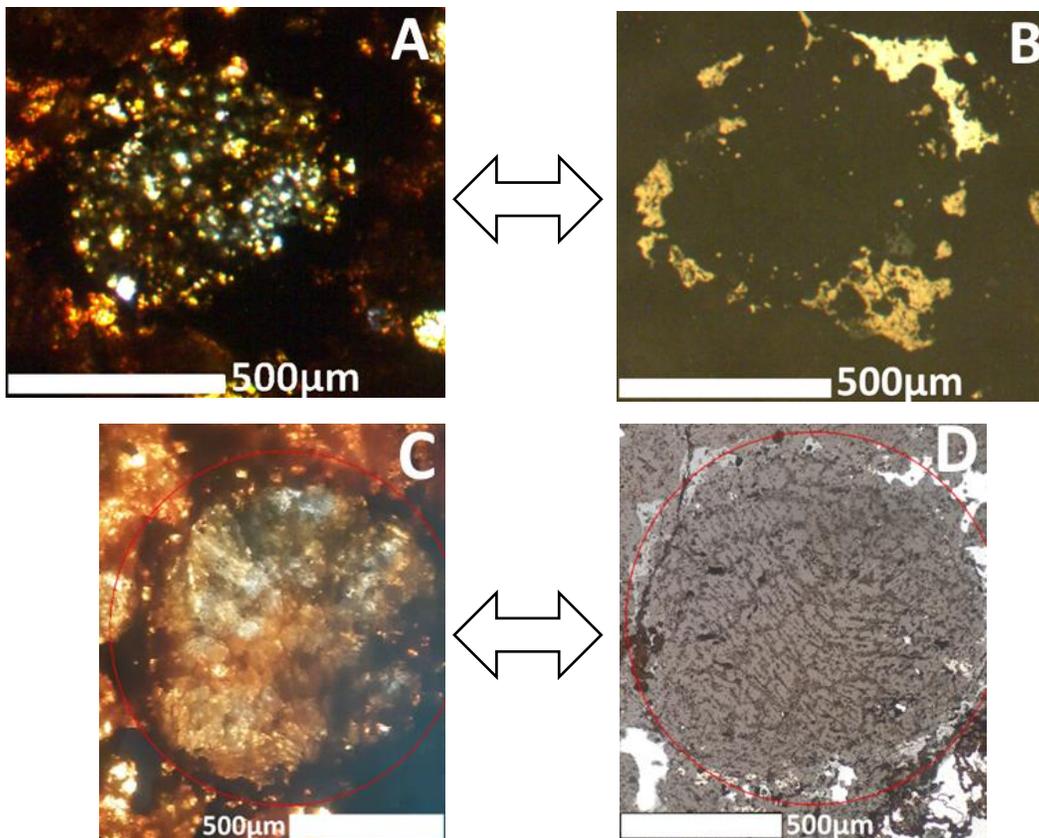


Figura 6.3. Microfotografías de dos cóndrulos vistos a luz transmitida (A y C) y luz reflejada (B y D). A y B muestran un cóndrulo PO con su borde rico en minerales de troilita y metal Fe-Ni. Mientras que C y D corresponden a un cóndrulo criptocristalino (con recrystalización moderada) y con su borde rico en metal Fe-Ni, troilita y oxido de Fe.

- **Matriz:** Corresponde aproximadamente a un 35% de la muestra. De textura granoblástica media y grado de recrystalización entre moderado y alto (Figura 6.4). Se observan cristales de olivino de sub a euhedrales de tamaño entre 500μm y 150μm los que corresponden a fragmentos, y como parte de la recrystalización de la matriz cristales <150μm de formas anhedrales a subhedrales. También cristales

de piroxeno de sub a euhedrales, donde el promedio de tamaño de los granos reconocibles a simple vista es del orden de  $\sim 100\mu\text{m}$ . El total de fragmentos tanto de olivino como de piroxeno equivale a un  $\sim 25\%$  del volumen total de la matriz. También se observan granos de plagioclasa ( $\sim 1\%$  de la matriz) con tamaños  $< 100\mu\text{m}$ .

Es atravesada por numerosas venillas rellenas de opacos, donde las venillas más angostas tienen menor alcance que las más anchas. Además, cabe mencionar que se observan gotitas de fundido de metal y sulfuro (de un par de micrones a menos de un micrón de tamaño) casi en toda la matriz.

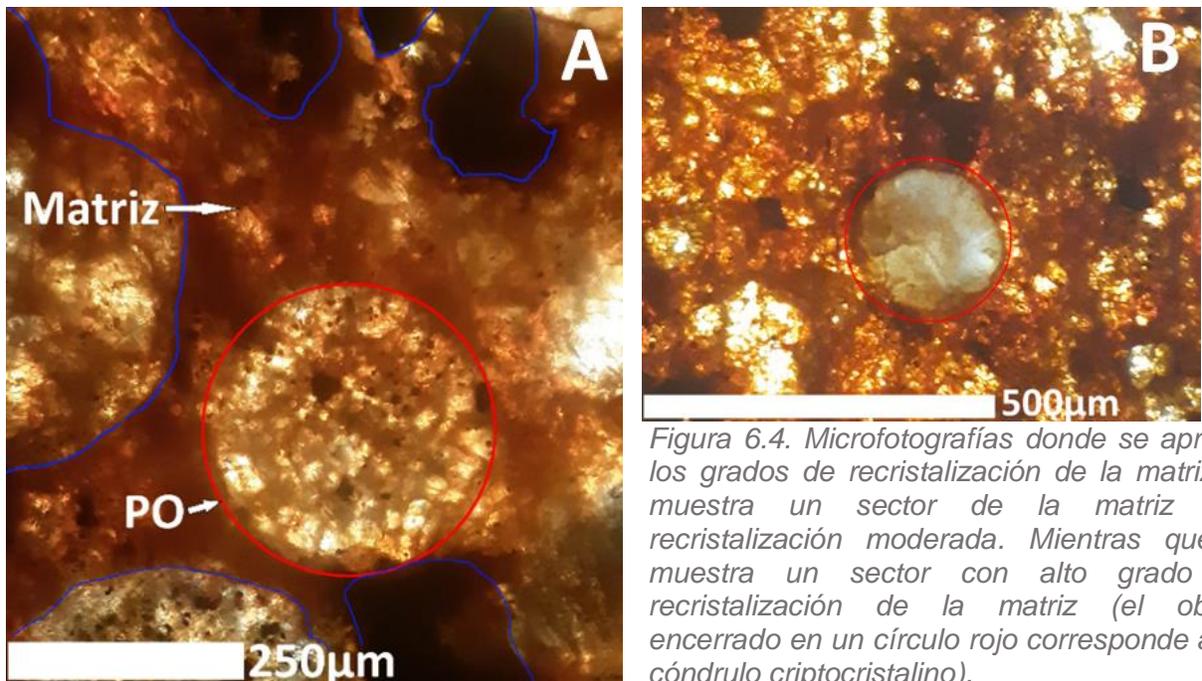


Figura 6.4. Microfotografías donde se aprecia los grados de recrystalización de la matriz. A muestra un sector de la matriz con recrystalización moderada. Mientras que B muestra un sector con alto grado de recrystalización de la matriz (el objeto encerrado en un círculo rojo corresponde a un cóndrulo criptocristalino).

**Mineralogía primaria:** El **olivino** está presente en un 40% en el total de la muestra, forma parte de los cóndrulos y la matriz tanto como fragmentos o producto de la recrystalización. Dentro de los cóndrulos los cristales de olivino alcanzan un tamaño  $\sim 600\mu\text{m}$  y poseen forma de anhedral a euhedral. Los **piroxenos** son principalmente ortopiroxenos, corresponden al  $\sim 30\%$  del volumen total de la muestra, y al igual que el olivino están presentes en la matriz como fragmentos, como producto de la recrystalización y dentro de los cóndrulos. La forma tanto de los fragmentos como de los cristales presentes en los cóndrulos son de sub a euhedrales y sus tamaños son  $\leq 400\mu\text{m}$ . La **kamacita** corresponde al  $\sim 15\%$  de la muestra, se encuentra como un componente independiente con granos  $< 2.5\text{mm}$  y  $> 50\mu\text{m}$  en su eje más largo (el promedio es de  $\sim 300\mu\text{m}$ ), dentro de la matriz está presente como granos que no superan el tamaño de  $50\mu\text{m}$  y dentro de algunos cóndrulos como pequeñas gotitas. Se distribuye de forma homogénea en toda la muestra a excepción del grano que mide  $\sim 2.5\text{mm}$  en su eje mayor, cuyo tamaño está muy por sobre el resto de los granos. En algunos granos de kamacita se observan cristales de silicatos en su interior (Figura 6.5). La **troilita** corresponde al  $\sim 7\%$  de la muestra, y sus granos tienen tamaños  $< 0.5\text{mm}$  en su eje mayor, y en promedio son de  $100\mu\text{m}$ . Algunos granos poseen pleocroísmo débil. Por otro lado, existe una moderada

relación de contacto entre troilita y kamacita, ya que, si bien se observan varias relaciones de contacto entre ambas, incluso algunos granos (o “gotas”, ya que poseen bordes suaves) de troilita se encuentran en el interior de granos de kamacita (no ocurre al revés) (Figura 6.6), la mayoría de los granos de troilita se hayan como granos independientes. La **cromita** está presente en ~1% de la muestra, sus cristales en promedio poseen ~50µm en su eje mayor y están bastante asociados a la kamacita. La **plagioclasa** está presente en menos de un 1% de la muestra total, su forma es subhedral y el tamaño de grano es en promedio de ~50µm.

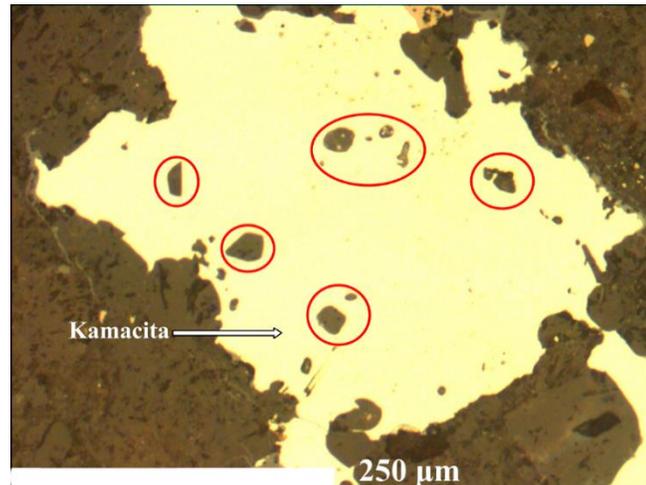


Figura 6.5. Microfotografía donde se observan cristales de silicato (encerrados por líneas rojas) al interior un grano de kamacita.

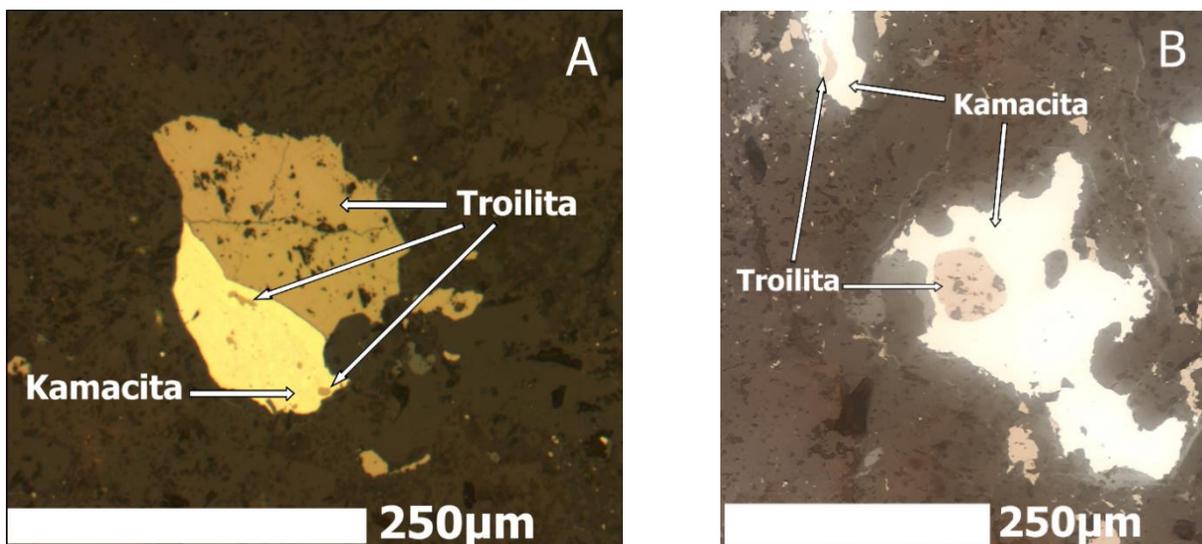


Figura 6.6. Microfotografías que muestran algunas relaciones de contacto entre troilita y kamacita. (A) Muestra una gran superficie de contacto entre estos dos minerales, y pequeños granitos de troilita al interior de la kamacita. (B) Muestra una de las inclusiones más grandes de la muestra de troilita en kamacita. Es importante notar que los granos de troilita que están en el interior de la kamacita posee bordes suaves como si se tratase de gotas de un fundido.

**Mineralogía secundaria:** Productos de la meteorización terrestre, estos minerales de alteración son óxidos de Fe y representan el ~8% de la muestra. Ocurren principalmente en dominio de venillas (de 50µm a <1µm de ancho), también en menor medida en los contornos de granos de metal Fe-Ni y troilita (halos), y a veces en el interior de estos. También se observan especie de “bolsones” de óxidos en zonas donde se interceptan varias venillas llegando a tener unos 200µm de ancho.

El reemplazo de los granos de metal Fe-Ni por óxidos de Fe es de un ~18%, mientras que en los granos de troilita el remplazo es de un ~13%. Los granos de troilita tienden a oxidarse siguiendo el dominio de las venillas que le atraviesan, mientras que los granos de metal Fe-Ni no suelen ser atravesados por venillas, por lo tanto, preferentemente se alteran de afuera hacia adentro formando halos de alteración (Figura 6.7). También la alteración afecta a los silicatos en menor medida, principalmente en sus bordes y fracturas.

Las venas de choque son delgadas interconectadas y rellenas de oxido (<10µm de ancho) algunas se conectan con otras más gruesas, y pareciera que emergen de ellas. También se observan venillas de choque de ~40µm de ancho rellenas de óxidos, cristales de silicatos y pequeñas cantidades de metal (<1µm de tamaño), que les da apariencia de textura porfídica (Figura 6.8A). Otro tipo de venillas de choque son unas muy angostas rellenas de metal y oxido y son las más escasas (~1% del total de venillas). También se les considera como venillas de choque a aquellas rellenas de oxido y en algunas partes de un material microcristalino que a veces se encuentra centrado en la venilla y el óxido lo rodea. En la Figura 6.8 se muestran relaciones de corte entre las venillas primero mencionadas y la última, donde queda claro que las rellenas de oxido con material microcristalino son posteriores.

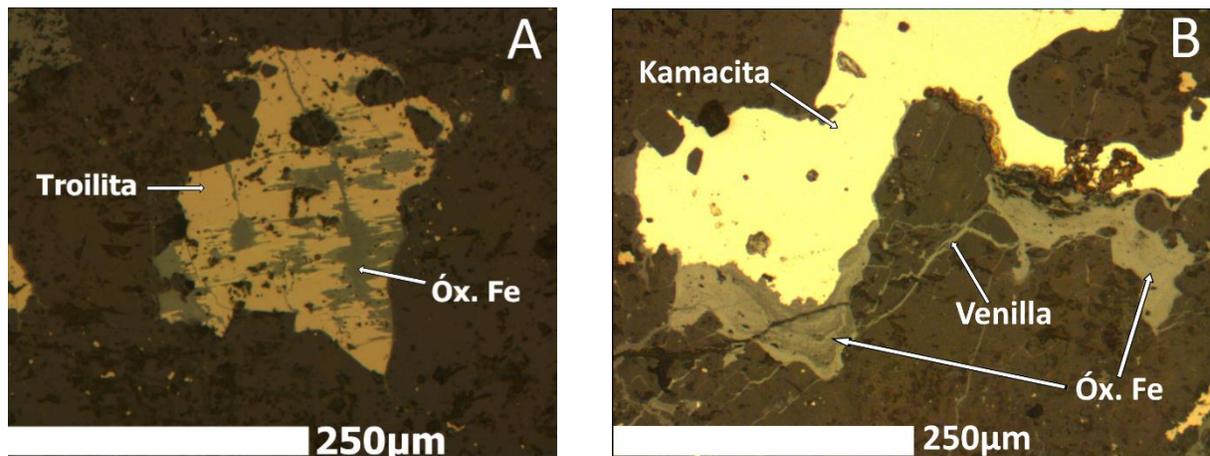


Figura 6.7. Microfotografías que muestran los dominios de alteración más frecuentes para granos de troilita y de kamacita. (A) Se observa un grano de troilita alterado a óxidos de Fe en su interior siguiendo el dominio de las venillas que le atraviesan. (B) Grano de kamacita con halos de alteración (la alteración avanza de afuera hacia adentro del grano).

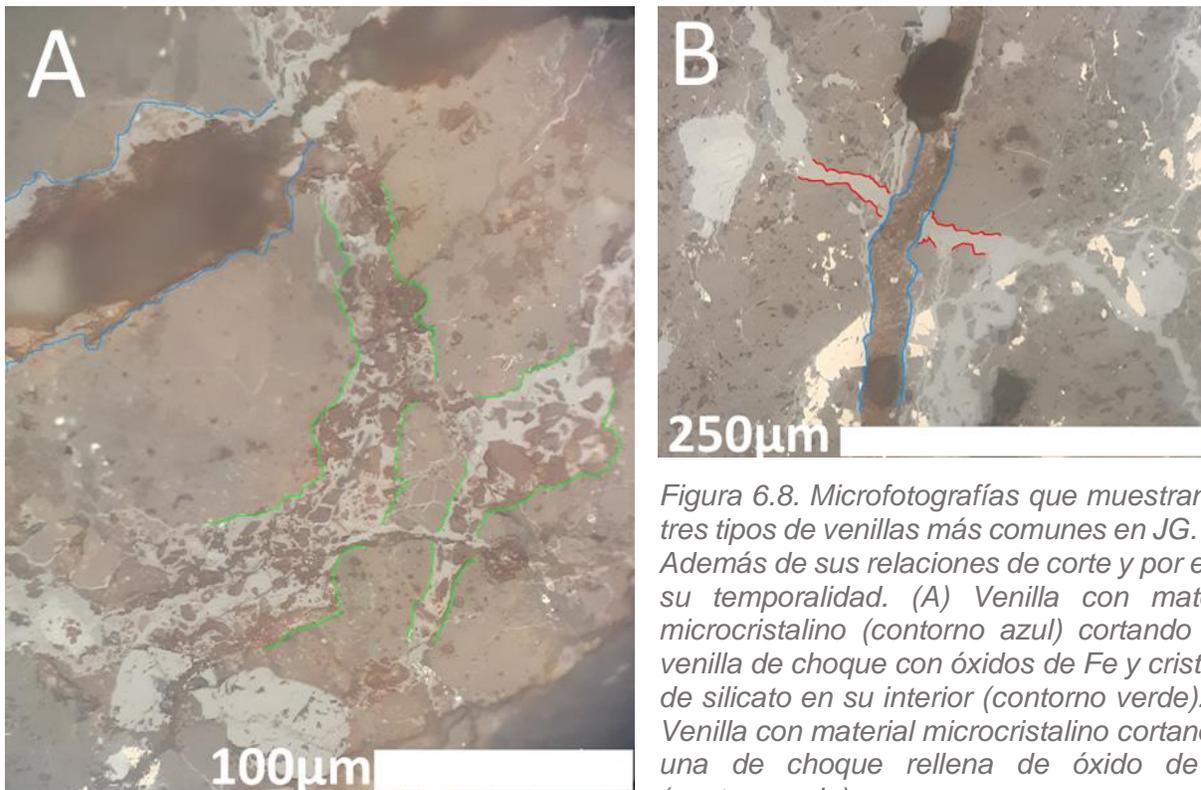


Figura 6.8. Microfotografías que muestran los tres tipos de venillas más comunes en JG.124. Además de sus relaciones de corte y por ende su temporalidad. (A) Venilla con material microcristalino (contorno azul) cortando una venilla de choque con óxidos de Fe y cristales de silicato en su interior (contorno verde). (B) Venilla con material microcristalino cortando a una de choque rellena de óxido de Fe (contorno rojo).

### Muestra MV025

Aspecto general de la muestra: Muestra de color marrón oscuro anaranjado, donde el marrón oscuro se debe al material de grano fino (~50% de la muestra) que forma parte principalmente a la matriz y a los minerales opacos. Mientras que el tono anaranjado lo dan los óxidos de Fe que alteran la muestra. Su textura es condritica. Y el fracturamiento es entre moderado e intenso. Es atravesada por venillas de distintos grosores, algunas de las más gruesas atraviesan toda la muestra.

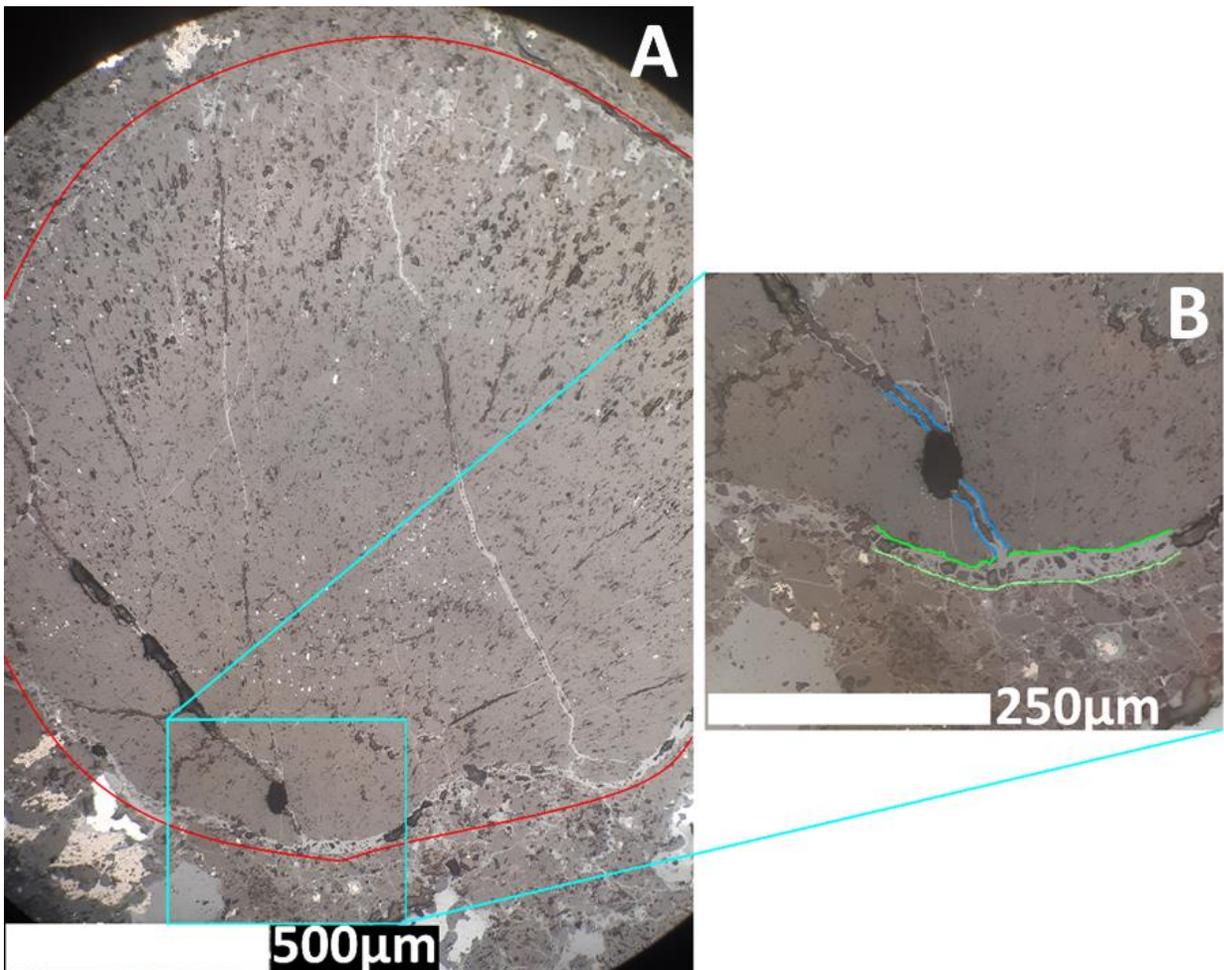
### Componentes principales:

- Cóndrulos: Corresponden al ~45% del volumen total de la muestra. En general poseen buen redondeamiento, y se encuentran de bien a muy bien definidos. Sus tamaños varían de 1.7mm a 0.2mm con un promedio de ~0.6mm.

Los tipos que se observan son PO (55% de los cóndrulos), POP (30%), criptocristalinos (10%) (Figura 6.11) y PP (5%). Los PO en general son fáciles de identificar gracias a la buena cristalinidad de los olivinos inmersos en la mesostasis vítrea que ocupa entre el 10 y 35% del cóndrulo. Los POP suelen presentar cristales de olivino un poco más grandes que los de piroxeno (figura 6.10B). Por otro lado, los criptocristalinos hay de varios tamaños y presentan distintos grados de recrystalización (si es que la tiene) desde baja a moderada. Los cóndrulos PP se caracterizan por tener <30% del volumen total del cóndrulo ocupado por mesostasis y por presentar cristales de piroxeno subhedrales (figura 6.10A).

El cóndrulo más grande que sobresale por mucho del resto, no solo por su tamaño sino también por lo bien preservado que se encuentra, mide ~1.7mm de diámetro, corresponde a un cóndrulo criptocristalino con bajo grado de recristalización compuesto de piroxeno microcristalino. Y se encuentra atravesado por venillas rellenas de óxidos y material microcristalino (similar a lo visto en la muestra JG.142 (Figura 6.8)). En su interior se observan gotitas de metal (de un par de micrones a <math><1\ \mu\text{m}</math> de tamaño). En su borde hay una gran cantidad de venillas de diferentes grosores rellenas de óxido de Fe que lo rodean, donde las más gruesas poseen además material microcristalino y otros granos de silicatos (Figura 6.9). En uno de los bordes del cóndrulo se observan cristales de piroxeno de mayor tamaño que evidencia un grado mayor de recristalización.

Figura 6.9. Microfotografías del cóndrulo más grande de la muestra MV.025 visto a luz reflejada.



En A se observa parte del contorno del cóndrulo (representado por la línea roja), y en su interior las gotitas de metal y las venillas que lo atraviesan. En la imagen B que es de mayor aumento se observa un segmento del borde del cóndrulo donde abundan los óxidos de Fe y se observa siguiendo la línea del borde una venilla rellena de óxido y granos de silicatos en su interior (líneas verdes define sus bordes), y delimitada por líneas azules se observa una venilla rellena de óxido y material microcristalino.

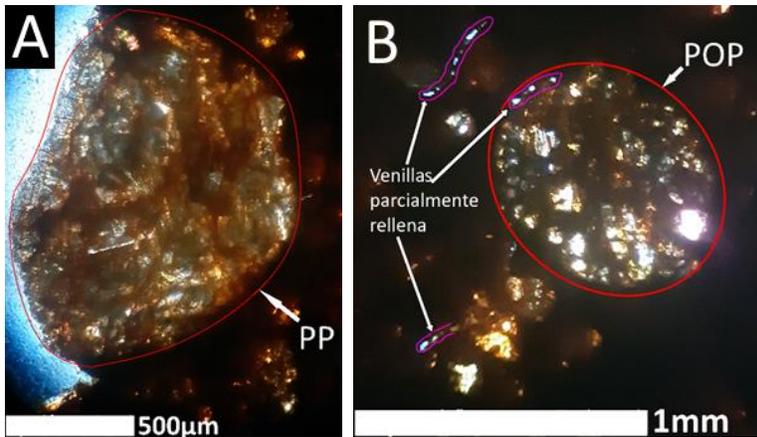


Figura 6.10. Microfotografías de cóndrulos perteneciente a la muestra MV.025. (A) Muestra un cóndrulo PP. (B) Cóndrulo POP y venillas parcialmente rellenas en la matriz alrededor del cóndrulo POP (encerradas por líneas de color violeta).

- **Matriz:** Corresponde aproximadamente a un 40% del volumen de la muestra. Su textura es granoblástica fina. Se encuentra pobremente recrystalizada. El 55% del total de la matriz está compuesta de material opaco, ya sea, de material muy fino, cristales o gotitas de metal y sulfuro <25µm, y óxidos de Fe. Un 20% de la matriz con un bajo grado de recrystalización. El 25% restante corresponde a fragmentos minerales principalmente de olivino y piroxeno (Figura 6.11). Ambos se presentan con forma subhedral y tamaños <0.3mm para los olivinos y <0.2mm para los piroxenos. Es atravesada por numerosas venillas rellenas principalmente de opacos y unas pocas porosas.

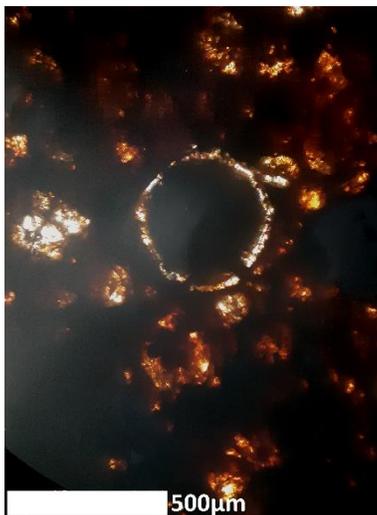


Figura 6.11. Microfotografía la cual en su centro se observa un cóndrulo criptocristalino con un borde de cristales de olivino de tamaños uniformes (en la imagen se ve como un “anillo” luminoso; el interior de este es el cóndrulo y el “anillo” es el borde de cristales de olivino). La parte exterior al cóndrulo y al “anillo” corresponde a la matriz del condrito. En ésta se observan partes oscuras que corresponden al material de grano fino y partes más luminosas que corresponden a los fragmentos de cristales o zonas con un bajo grado de recrystalización de la matriz.

**Mineralogía primaria:** El **olivino** está presente en un ~30% en el total de la muestra, se encuentra en la matriz de forma subhedral y dentro de los cóndrulos con forma sub a euhedral y tamaños <0.4mm. Los cristales de **piroxeno** están presentes en la muestra en un ~18% del volumen total. Se encuentran de forma subhedral tanto en la matriz como en los cóndrulos, y en estos últimos no superan los 0.2mm en su eje de mayor tamaño. La **kamacita** corresponde a un ~10% del volumen total de la muestra. Esta presente como un componente independiente con tamaños que van desde los 0.6mm a ~25µm en su eje mayor, con un promedio de 0.2mm. También está presente en el interior de algunos cóndrulos, con tamaños de un par de micrones hasta <1µm, y como pequeños granos

<25 $\mu\text{m}$  formando parte de la matriz. La **troilita** es muy escasa estando presente en ~1% de la muestra, se encuentra dentro de la matriz y como componente independiente, y sus granos son todos  $\leq 0.1\text{mm}$  en su eje mayor. Se observa una relación de contacto de la troilita con el metal Fe-Ni en un nivel entre moderado y alto. Además, la mayoría de los granos presentan aspecto poroso producto de la gran cantidad de silicatos en su interior (Figura 6.12). El volumen de la **cromita** en la muestra es de ~1%, sus cristales son de sub a euhedrales, se encuentra asociada con la troilita, en zonas oxidadas y algunas veces con kamacita. El tamaño promedio de grano es de ~25 $\mu\text{m}$ .

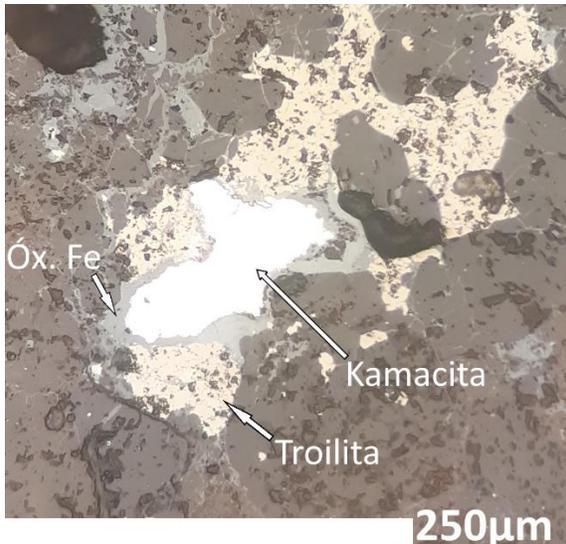


Figura 6.12. Microfotografía que muestra un ejemplo de interacción entre kamacita y troilita, ambos con contornos irregulares, la kamacita interacciona en >50% de sus bordes con la troilita (omitiendo el óxido que le rodea). Y se observa la troilita con su textura “porosa” producto de los silicatos que contiene.

Mineralogía secundaria: Corresponde a los óxidos de Fe y constituye el ~10% de la muestra. Está presente en venillas con anchos entre 25 $\mu\text{m}$  hasta <1 $\mu\text{m}$ , en los bordes e interior de los granos de metal Fe-Ni y troilita, y además formando una especie de bolsones en donde alguna vez estuvo el metal o troilita. En algunos granos de metal Fe-Ni y troilita, pero sobre todo de troilita, se observan finas venillas (<1 $\mu\text{m}$  de ancho) que los atraviesan de forma pervasiva (Figura 6.13). Otras más gruesas bordean algunos cóndrulos (en particular los de gran tamaño) y unas pocas los atraviesan. Además, como se vio en la Figura 6.9 hay venillas que poseen cristales de silicatos en su interior junto con óxido y unos pocos granitos (<2 $\mu\text{m}$ ) de metal Fe-Ni y otras que además del óxido contienen una especie de material microcristalino y que se mantienen interconectadas con algunas que solo contienen óxido. Estos dos tipos de venillas (las con granos de silicatos y las con material microcristalino) corresponden a las más anchas. Por otro lado, en mucha menor cantidad y volumen (<1% del volumen total de venillas), en un sector específico de la muestra se observan tres segmentos de distintas venillas que poseen partes sin relleno (Figura 6.10B), en donde la porosidad mayor tiene un tamaño de unos 250 $\mu\text{m}$  de largo y ~20 $\mu\text{m}$  de ancho. Finalmente, en mucho menor grado, la alteración afecta los bordes y fracturas de los silicatos.

Considerando los relictos de metal y troilita el reemplazo del metal Fe-Ni se estima que es de un ~40%, mientras que el de la troilita es de un ~60%. La mayor cantidad de reemplazo se ubica en las zonas de relictos y formando halos de alteración.

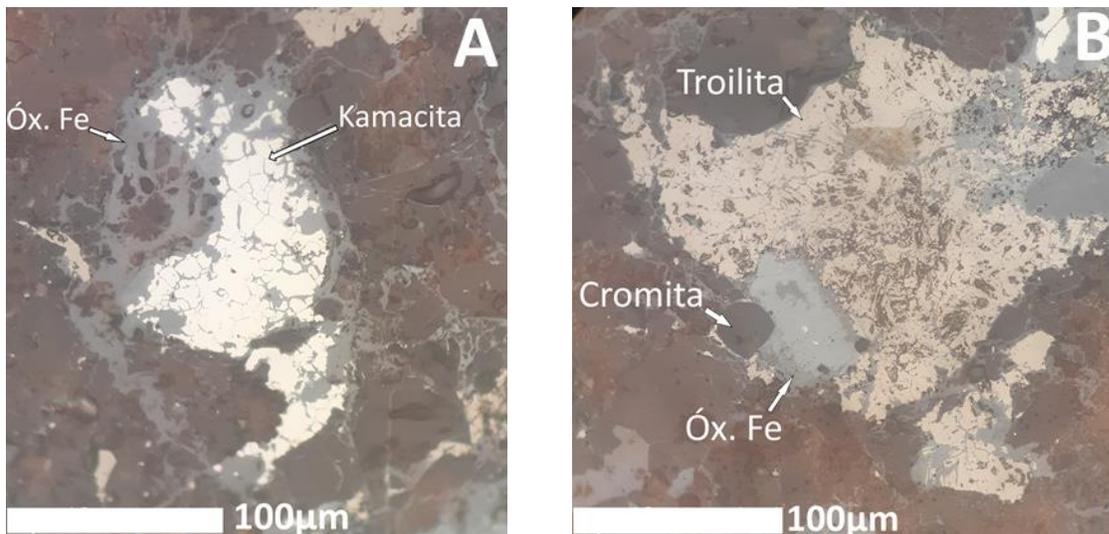


Figura 6.13. Microfotografías que muestran ejemplos de alteración en la kamacita (A) y de troilita (B). En A se observa la kamacita fuertemente afectada por venillas rellenas de óxido las cuales se van enanchando a medida que la alteración avanza. En B similar a A, se observan granos de troilita siendo alterados a través de un dominio de venillas, la zona superior derecha de esta imagen muestra una zona de alteración mucho más avanzada que el resto del cristal de troilita.

#### Muestra MV088

Aspecto general de la muestra: De color anaranjado producto de la alteración de óxidos de Fe. Textura principalmente granoblástica gruesa, también condritica pero ésta no es muy representativa. Altamente fracturada y con muchas venillas rellenas principalmente de óxido.

- **Cóndrulos:** Pobremente definidos, no es posible delimitar ninguno con claridad. Ocupan el ~15% del volumen total, no obstante, debido a lo mal definidos que se encuentran no es un porcentaje muy confiable, pero aun así al menos hace referencia a un mínimo. Los objetos definidos como cóndrulos corresponden a heterogeneidades con forma subesferica dentro de la muestra. Estos son de tipo POP, PO y criptocristalinos con recristalización entre moderada y alta (Figura 6.14C, Figura 6.14D y Figura 6.14E). Estos cóndrulos poseen “diámetros” entre 1mm y 0.4mm, los cóndrulos más pequeños habrían sido completamente difuminados en la matriz altamente recristalizada producto del alto metamorfismo termal. Aun así, hay excepciones, ya que también se observan objetos subesfericos de menor tamaño (entre 0.3 y 0.2mm), pero tienen la particularidad que se encuentran parcialmente rodeados de metal, lo cual pudo haber ayudado a conservar su forma y a no haberse difuminado con la matriz (Figura 6.14A y 6.14B). Estos últimos objetos están compuestos por cristales de olivino en contacto estrecho entre sí, sin mesostasis, posiblemente producto de la recristalización. Todos los cóndrulos muestran un alto grado de fracturamiento. Pero uno de los cóndrulos que mejor se reconocen a simple vista es uno de tipo PO que se ubica en una zona central de la muestra, que posee un tamaño de ~1mm, y se caracteriza

por presentar dos sets de fracturas muy marcadas perpendiculares entre si (Figura 6.14E)

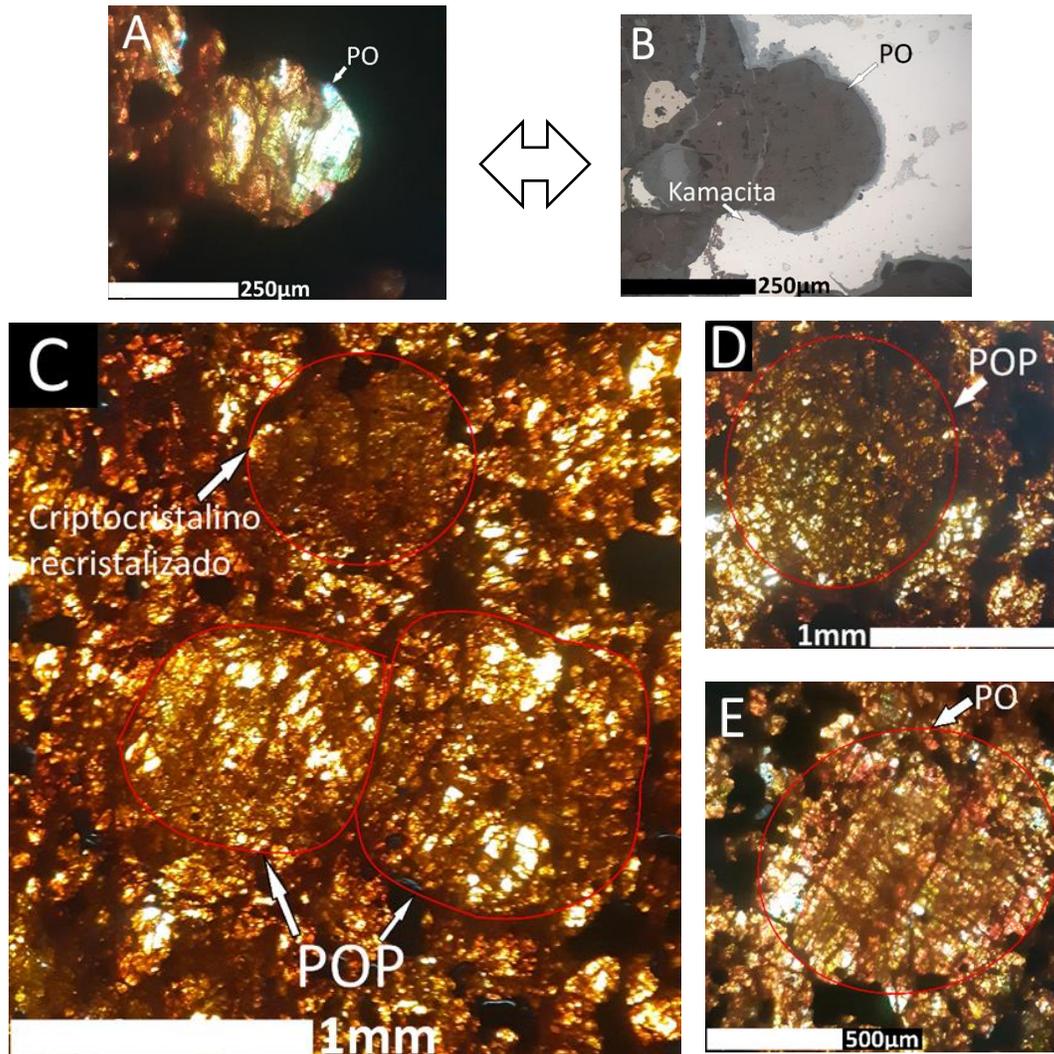


Figura 6.14. Microfotografías de cóndrulos y/o posibles cóndrulos. (A) Muestra un objeto semicircular compuesto principalmente por cristales de olivino y rodeado parcialmente por kamacita, podría tratarse de un cóndrulo PO recristalizado. (B) Misma a la anterior pero vista a luz reflejada. (C) Cóndrulos en matriz. El cóndrulo criptocristalino se reconoció por ser una heterogeneidad cristalina con forma semiesférica dentro de la matriz. Los cóndrulos POP por tener bordes parcialmente reconocibles. (D) Cóndrulo POP con un contorno relativamente bien definido. (E) Uno de los cóndrulos que mejor se reconoce dada su forma semicircular y a las fracturas características que muestra y que lo distinguen de la matriz.

- **Matriz:** Comprende el ~75% del volumen total de la muestra. Su textura es granoblástica gruesa con un muy alto grado de recristalización. Está compuesta principalmente de cristales de olivino y piroxeno, muy pocos granitos (<25µm) de metal Fe-Ni y troilita. Los cristales de olivino que están presentes como fragmentos en la matriz poseen tamaños entre 0.6mm y 150µm y poseen formas de sub a euhedrales. Por otro lado, el olivino como producto de la recristalización, posee

formas de anhedrales a euhedrales y el tamaño de grano es  $<150\mu\text{m}$ . Los fragmentos de cristales de piroxeno también son de sub a euhedrales con tamaños entre  $0.7\text{mm}$  y  $200\mu\text{m}$ . Los granos de piroxeno producto de la recristalización no superan los  $200\mu\text{m}$ . También contiene cristales de plagioclasa donde el más grande mide  $\sim 250\mu\text{m}$  (Figura 6.15). Además, la matriz al igual que en las muestras anteriores se encuentra atravesada por muchas venillas rellenas de óxido.

Mineralogía primaria: El **olivino** comprende el  $\sim 40\%$  de la muestra, está presente en los cóndrulos como cristales subhedrales muy fracturados con tamaños  $<0.6\text{mm}$ , además como anteriormente se mencionó también están presentes en la matriz. Los **piroxenos** son principalmente ortopiroxeno y comprenden el  $30\%$  del volumen, y además de encontrarse en la matriz también están presentes en los cóndrulos de forma subhedral y con tamaños  $<0.1\text{mm}$ . La **kamacita** comprende el  $\sim 7\%$  de la muestra, y además de estar presente dentro de la matriz se encuentra como un componente independiente con granos que van desde los  $0.6\text{mm}$  hasta los  $25\mu\text{m}$  en su eje mayor, el tamaño promedio es de  $\sim 100\mu\text{m}$ . La **troilita** constituye el  $\sim 7\%$  de la muestra, y al igual que la kamacita además de estar presente en la matriz forma un componente independiente cuyo tamaño de sus granos van desde  $0.6\text{mm}$  hasta  $<1\mu\text{m}$  con respecto a su eje mayor, y con un promedio de  $\sim 150\mu\text{m}$ . Existe entre poca y moderada relación de contacto entre granos de metal y sulfuro. En cuanto a la **plagioclasa** esta constituye  $\sim 1\%$  del volumen, solo se encuentra dentro de la matriz como producto probablemente de la recristalización, sus cristales tienen forma subhedral, los cristales más grandes poseen fracturas irregulares (Figura 6.15) y no superan los  $250\mu\text{m}$  en su eje mayor.

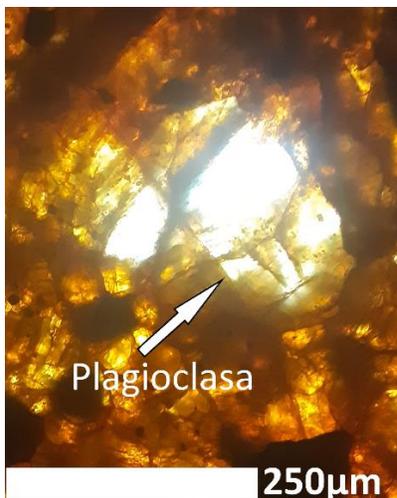


Figura 6.15. Microfotografía del cristal de plagioclasa más grande hallado en la muestra MV.088, posee forma subhedral, fracturas irregulares y su tamaño es de  $\sim 250\mu\text{m}$ , probablemente originado producto del elevado nivel de recristalización de la muestra.

Mineralogía secundaria: Corresponde a óxidos de Fe y comprenden el  $\sim 15\%$  del volumen total de la muestra. Se alojan en venillas, fracturas, en el contorno de granos de metal Fe-Ni y troilita, y formando especie de "bolsones" que son espacios donde hubo granos de metal Fe-Ni o troilita pero que fueron completamente alterados a óxidos de Fe (Figura 6.16A). En este último dominio es donde se encuentra la mayoría del óxido. Por otro lado, las venillas atraviesan cóndrulos, matriz y fragmentos de cristales en matriz. Las venillas más gruesas ( $\sim 40\mu\text{m}$  de ancho) además de óxido poseen un material microcristalino en

su interior. Mientras que las más finas (de un par de micrones a  $<1\mu\text{m}$  de ancho) pasan por entremedio de las fracturas y los bordes de los cristales (Figura 6.16).

Se calcula que el reemplazo de metal Fe-Ni más troilita es de un  $\sim 60\%$  considerando los “bolsones” de óxido de Fe. La manera en que los granos de kamacita suelen alterarse es de afuera hacia adentro formando halos (figura 6.16B), mientras que la troilita suele alterarse de forma más pervasiva (figura 6.16C).

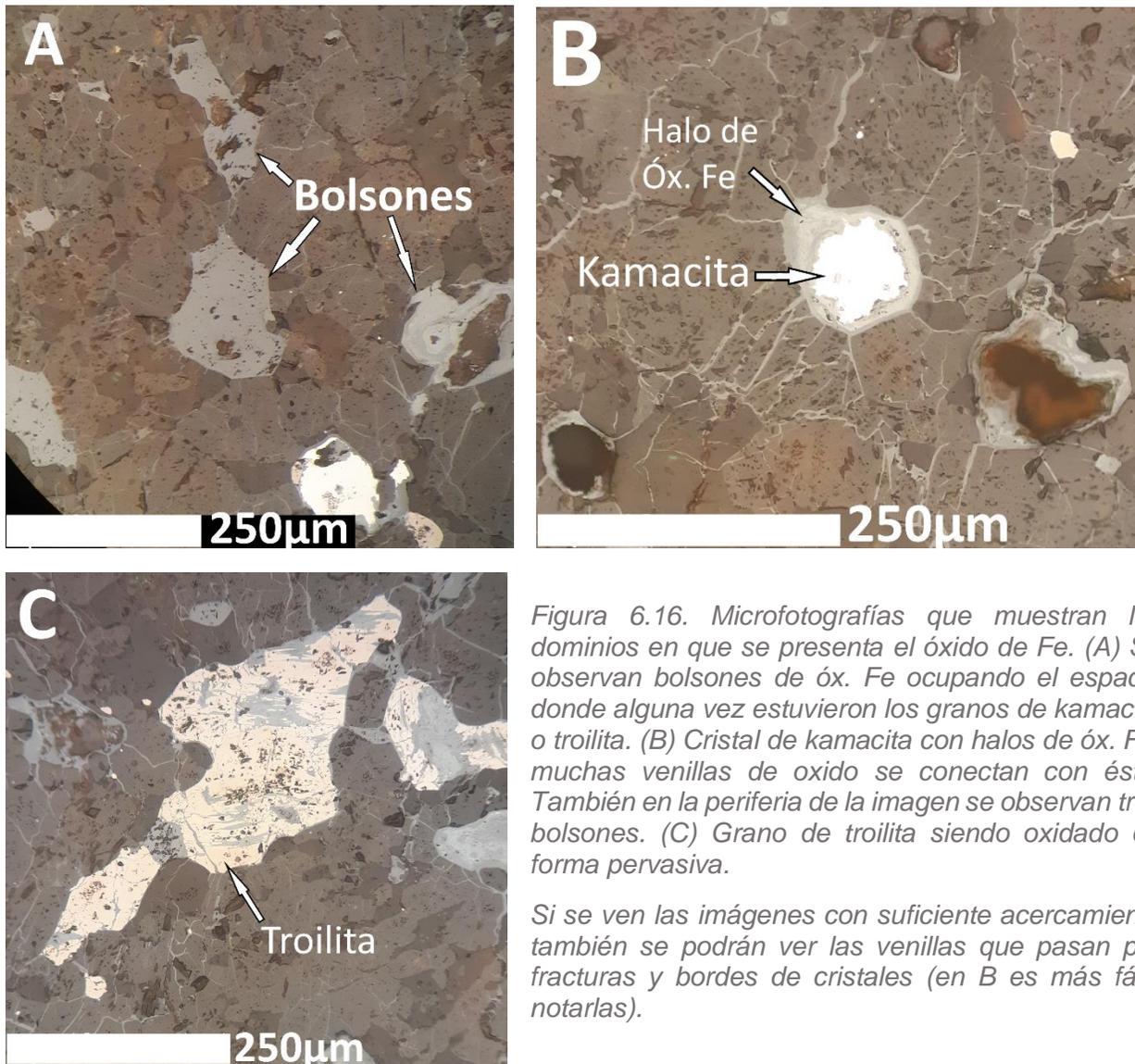


Figura 6.16. Microfotografías que muestran los dominios en que se presenta el óxido de Fe. (A) Se observan bolsones de óx. Fe ocupando el espacio donde alguna vez estuvieron los granos de kamacita o troilita. (B) Cristal de kamacita con halos de óx. Fe, muchas venillas de oxido se conectan con éste. También en la periferia de la imagen se observan tres bolsones. (C) Grano de troilita siendo oxidado de forma pervasiva.

Si se ven las imágenes con suficiente acercamiento también se podrán ver las venillas que pasan por fracturas y bordes de cristales (en B es más fácil notarlas).

## 6.2 Grado de meteorización terrestre

Para obtener este parámetro se realizó una observación a luz reflejada de las muestras en un microscopio petrográfico. Y mediante esto se estimó el porcentaje de reemplazo de los minerales de troilita y kamacita por óxidos de Fe, y por consiguiente el nivel de meteorización terrestre dada por la escala de Wlotzka (1993).

Para esto se consideró el 100% de los óxidos de Fe dentro de la muestra, no solo los óxidos en contacto directo con los granos de metal Fe-Ni y troilita y los óxidos que forman los llamados “bolsones”. El óxido en venillas también se consideró, ya que, se asume que este óxido proviene de la misma muestra y de los mismos minerales que son los primeros en meteorizarse, es decir, el metal y el sulfuro.

La muestra JG.124 es la que menor nivel de reemplazo presenta con un promedio estimado de un 18% para kamacita y un 13% para troilita, por lo tanto, al estar bajo el 20% de reemplazo se le considera W1, pero se le podría llamar W1 superior, ya que casi llega a W2. Por su parte la muestra MV.025 posee un reemplazo mayor, que es; 40% para kamacita y 60% para troilita dejando a la muestra en el grado W2, pero similar al caso anterior casi llegando a W3. Finalmente, la muestra MV.088 es la que mayor grado de reemplazo muestra y para ambos minerales se estimó un porcentaje de 60%, en donde principalmente influye en este porcentaje la gran cantidad de “bolsones” que presenta la muestra. Por lo tanto, se le considera W3.

## 6.3 Evidencias de choque

### Muestra JG124

El metamorfismo de choque se evidencia a través de la presencia de cristales de olivino con al menos dos sets de fracturas planares (Figura 6.17) y algunos cristales con extinción ondulosa. También se observan cristales de piroxenos con fracturas planares y dentro de las fracturas gotitas de metal. Presenta además melt pockets en baja cantidad, que se encuentran formando venillas que alcanzan en su parte más ancha un grosor de  $\sim 100\mu\text{m}$  (Figura 6.18A) y también se observan a lo largo de casi toda la matriz gotitas de metal. Por otro lado, si bien vista a través de microscopio óptico la textura tipo plesita en granos opacos existe (Figura 6.18B), ésta es poco usual. Se observa además algo que parece ser fracturas de deformación planar en algunos granos de olivino (Figura 6.19)

Las venas de choque son abundantes, en especial las más finas ( $<10\mu\text{m}$  de ancho) rellenas de óxido, pero también presenta venas de choque de  $\sim 40\mu\text{m}$  de ancho rellenas de óxidos, cristales de silicatos y pequeñas cantidades de metal (granos  $<1\mu\text{m}$ ). También siendo bastante escasas se observan venillas muy angostas rellenas de metal Fe-Ni y óxido. Y finalmente se observan las ya mencionadas venillas rellenas de óxido y material microcristalino, las cuales se interpretaron como venas de fundido polimineral definidas por Bennett & McSween (1996).

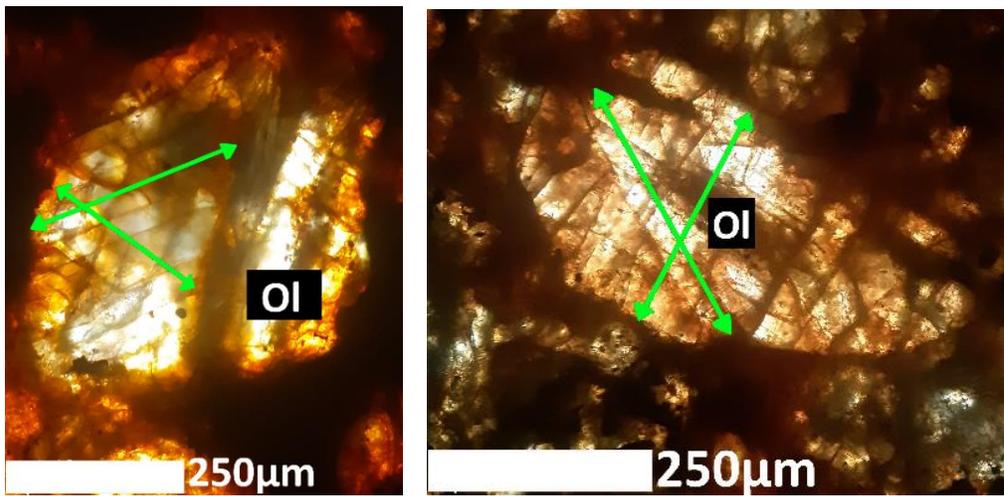


Figura 6.17. Microfotografías de cristales de olivino, los cuales cada uno presenta dos sets de fracturas planares, cuya dirección es indicada por las flechas verdes

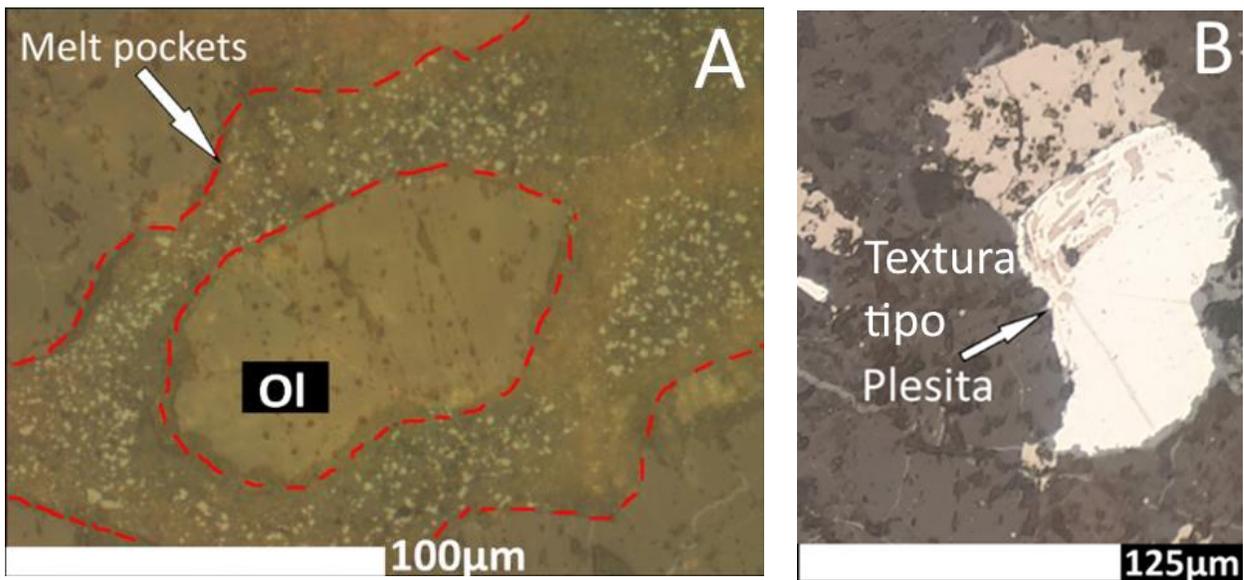


Figura 6.18. Microfotografías de características texturales señales de un metamorfismo de choque. (A) Melt pockets (delimitado por líneas punteadas rojas) rodeando un cristal de olivino (Ol). (B) Se observa textura tipo plesita en cristal de kamacita.

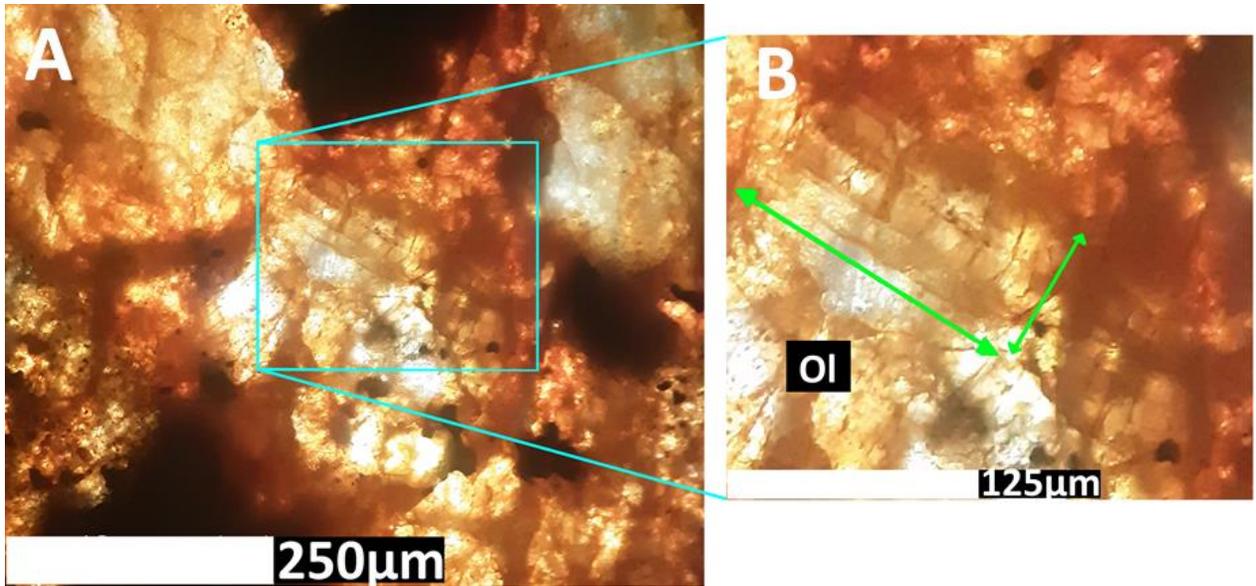


Figura 6.19. (A) Microfotografía donde se observa un cristal de olivino (OI) con lo que parecen ser fracturas de deformación planar en dos direcciones. (B) Misma imagen vista con mayor aumento, donde las flechas verdes representan las direcciones de la deformación planar las cuales son casi perpendiculares entre sí.

#### Muestra MV025

Los efectos de choque en esta muestra son escasos en cuanto a su diversidad, no obstante, los pocos que hay se hacen notar en la muestra. La característica de choque que más se observa son las venillas que se distribuyen en toda la muestra. Estas son de tres tipos, las rellenas de fragmentos de silicatos y óxido, las delgadas rellenas solo de óxido que recorren toda la muestra y las venas de fundido polimineral (Figura 6.9B) que al igual que el caso anterior corresponden a las rellenas de óxido y material microcristalino. La segunda evidencia de choque son los sets de fracturas planares en cristales de olivino junto con extinción ondulosa. No obstante, no se observaron cristales que tuviesen más de un set (Figura 6.20).

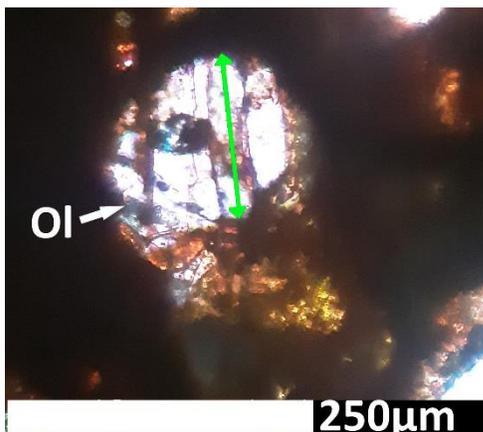


Figura 6.20. Microfotografía de un cristal de olivino que muestra un set de fractura planar (la dirección de éste se indica con la flecha verde).

## Muestra MV088

Esta muestra posee abundantes evidencias de metamorfismo de choque, la más evidente, son las finas venillas que atraviesan toda la muestra siguiendo planos de fracturas y bordes de cristales (de un par de micrones a  $<1\mu\text{m}$  de ancho). Además, presenta varias zonas donde se observan gotitas de metal y sulfuro, melt pockets y venas un tanto más anchas a las anteriores con óxido y fundido polimineral en su interior (Figura 6.22).

El grado de fracturamiento de la muestra es muy avanzado, tanto así que uno de los cóndrulos que mejor se logra identificar presenta dos sets de fracturas planares que forman entre ellas un ángulo cercano a los  $90^\circ$ . Dichas fracturas a veces son continuas atravesando varios cristales de olivino (Figura 6.14E). En la Figura 6.21 se muestra un cristal de olivino con los sets de fracturas anterior mencionados. También se observa evidencia de choque débil como cristales de olivino con extinción ondulosa y con fracturas irregulares, y no tan débil como lo es el mosaicismo en cristales de olivino.

Por otro lado, se logran ver cristales de plagioclasa con extinción ondulosa, algunos con fracturas irregulares (Figura 6.15), y un material vítreo al lado de un cristal de plagioclasa que podría tratarse de maskelynita o plagioclasa con algún grado de vitrificación (Figura 6.23).

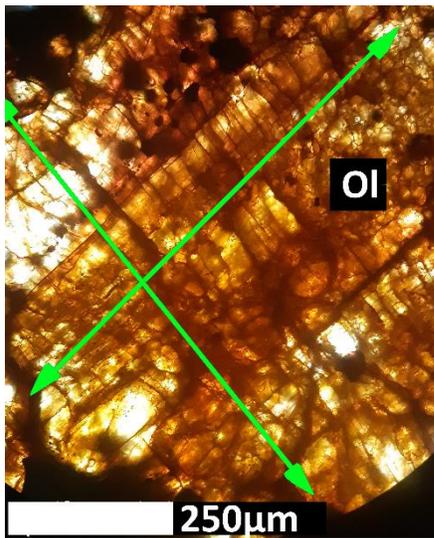


Figura 6.21. Microfotografía de un cristal de olivino perteneciente al cóndrulo con dos sets de fracturas planares casi perpendiculares entre sí. Las flechas verdes muestran la dirección de estos sets.

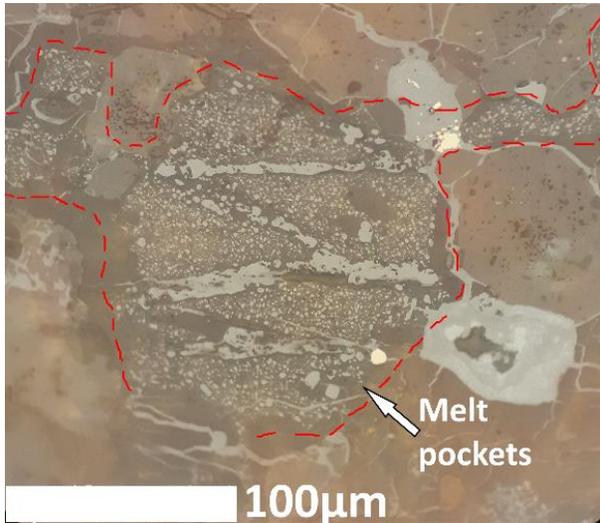


Figura 6.22. Microfotografía de un melt pocket perteneciente a la muestra MV.88. Las líneas rojas punteadas muestran los bordes de éste. Las gotitas de metal han sido todas reemplazadas por óxido de Fe.

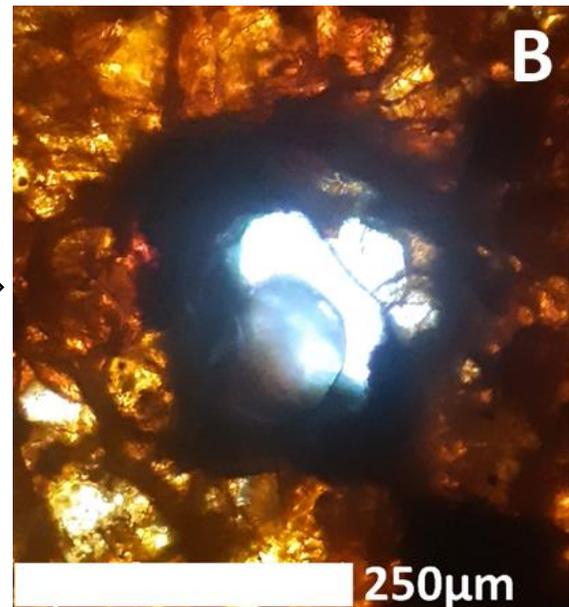
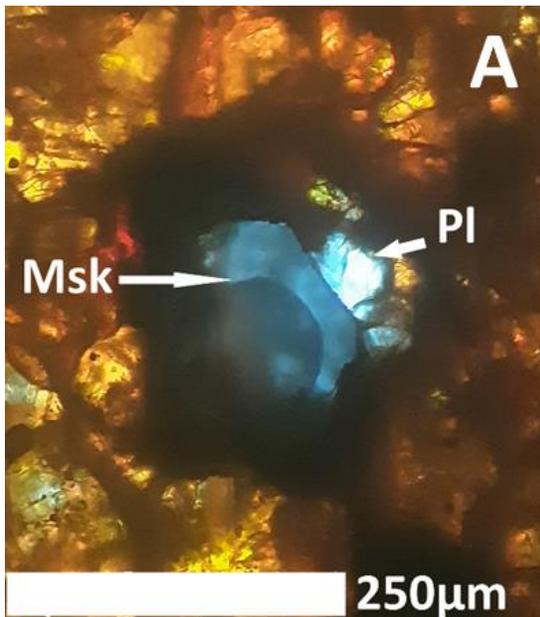


Figura 6.23. Microfotografías que muestra un cristal de plagioclasa (Pl) al lado de un material vítreo que parece ser maskelynita (Msk) o plagioclasa con algún grado de vitrificación. (A) Visto a nicols cruzados, el material vítreo mantiene un color azul oscuro incluso al girar la platina. (B) Mismo sector, pero visto a nicols paralelos. El material vítreo es translucido.

## IV. Discusiones

---

### 7 Tipo petrológico

Este parámetro está asociado con la acción del metamorfismo termal producto de la acreción del cuerpo parental. Y se obtuvo a partir de los datos petrológicos obtenidos en el capítulo anterior, a los criterios petrográficos de la clasificación de Van Schmus y Wood (1967) (Tabla 5.3) y los criterios petrográficos para las subcategorías del tipo 3 que aparecen en Huss et al. (2006).

#### Muestra JG124

En este condrito la mayoría de los cóndrulos entran en la categoría de reconocibles ya que, si bien pueden distinguirse sin mayores problemas, sus contornos se ven relativamente afectados por el alto grado de recristalización de la matriz. Por otro lado, alrededor del 20% de los cóndrulos se encuentran bien definidos. La matriz por su parte es traslúcida en al menos un 50% y su grado de recristalización fluctúa de moderado a alto, siendo más abundante esta última intensidad.

En cuanto a la plagioclasa se observan cristales con tamaños hasta  $\sim 100\mu\text{m}$ , y un promedio de  $\sim 50\mu\text{m}$ . Y respecto al piroxeno se realizó una estimación (no muy confiable ya que solo se consideraron los cristales euhedrales) que sugiere que la cantidad de ortopiroxeno es mayor a la de clinopiroxeno. Por su parte la mesostasis de los cóndrulos en su mayoría si no está desvitrificada se encuentra cristalina.

Considerando todo lo anterior se estimó un tipo petrológico de 5 para esta muestra.

#### Muestra MV025

En el condrito MV.025 los cóndrulos en su mayoría se observan bien definidos. En cuanto a su matriz si no se consideran los fragmentos de olivino y piroxeno, se estima que alrededor del 73% es de grano fino, y solo un  $\sim 27\%$  muestra recristalización en bajo grado. No se observaron cristales de plagioclasa, por tanto, de haber, estos deben ser de un tamaño bastante pequeño. Con respecto a la mesostasis si no está turbia producto de la desvitrificación poseen bajo o moderado grado de recristalización. De esta manera al no encontrarse la matriz 100% recristalizada se descarta que se trate de un tipo 4 o superior, es decir, la muestra corresponde a un tipo 3. Ahora bien, dado que el porcentaje de recristalización de la matriz es  $>20\%$  y no se observaron cóndrulos con mesostasis vítrea, se le atribuye a esta muestra un tipo petrológico de 3.6 a 3.9.

## Muestra MV088

En este condrito son muy pocos los cóndrulos que pueden reconocerse a simple vista, ya que la muestra presenta un grado de recristalización muy elevado. Así que estos entran en la categoría de pobremente definidos. La matriz es granoblástica gruesa, y posee cristales de plagioclasa que llegan a los  $\sim 250\mu\text{m}$  de tamaño. En cuanto a los piroxenos, la gran mayoría son ortopiroxeno. Y por otro lado la mesostasis en los cóndrulos es completamente cristalina, y varía de grano fino a grueso. Con todo lo anterior se concluye que este condrito es de tipo petrológico 6 y pertenece a la variedad que ha experimentado un metamorfismo termal extremo.

## 8 Grupo químico

Para establecer el grupo químico de las muestras de condritos ordinarios, se utilizaron los datos petrológicos mencionados en el capítulo anterior. Y los criterios se pueden ver en las Tablas 5.1 y 5.2, a partir de las cuales se puede notar que los tres grupos (H, L y LL) muestran diferencias considerables en el promedio del tamaño de sus cóndrulos, porcentaje de metal, porcentaje de metal más sulfuro, porcentaje de olivino y porcentaje de ortopiroxeno. No obstante, de todos estos el parámetro el más importante para designar un grupo químico a una muestra es el porcentaje de metal.

Factores que perjudican este método de clasificación además del margen de error en los porcentajes estimados por el observador, son los grados altos de meteorización ( $\geq W2$ ), ya que esta hace aumentar la inexactitud en la estimación de los porcentajes de metales y sulfuros. Y el otro factor, son los altos grados de metamorfismo termal (tipo petrológico), ya que hace que se sobrestime el promedio de tamaño de los cóndrulos, puesto que los cóndrulos de menor tamaño son los primeros en difuminarse con la matriz producto de la recristalización.

## Muestra JG124

En este condrito el porcentaje de metal Fe-Ni se estimó en 15%, y se sabe que el grupo H es el que mayor cantidad de metal posee de los tres grupos con un porcentaje promedio de 8%, es decir, sin siquiera considerar el resto de metal alterado a óxido ya se puede decir que el grupo que más se le aproxima dada la gran cantidad de metal es el grupo H. Ahora, respecto al tamaño promedio de los cóndrulos de la muestra que es de  $500\mu\text{m}$ . Resulta ser algo superior al promedio de los condritos H que es de  $300\mu\text{m}$ . No obstante, si se considera que este condrito posee un tipo petrológico 5, y por lo tanto es probable que los cóndrulos pequeños se hayan difuminado en la matriz producto del elevado grado de recristalización que posee. Es probable que previo al metamorfismo termal el tamaño promedio de los cóndrulos de la muestra fuesen algo menor de lo que se observa ahora.

En cuanto a los porcentajes de olivino y piroxeno que posee la muestra, los cuales son ~40% y ~30% respectivamente, son precisamente los promedios representativos de los condritos H (ver Tabla 5.2). Por todo lo anterior se concluye que la muestra JG.124 corresponde a un condrito ordinario del grupo H.

## Muestra MV025

En el condrito MV025 el promedio de tamaño de sus cóndrulos es de 600 $\mu$ m, lo cual se asemeja bastante al promedio de tamaño en los condritos tipo L que es entre 600 y 800 $\mu$ m. Por otro lado, el metal está presente en un ~10% de la muestra total, lo que al igual que el caso anterior sobrepasa el porcentaje del 8% promedio de los condritos H (el porcentaje que le sigue es de un 3% para el grupo L y un 1.5% para el LL). Si además se considera el porcentaje de remplazo del metal por óxido de Fe que es de ~40%, da como resultado de que previo a la caída en la tierra el condrito tenía alrededor de un ~14% de su volumen en metal Fe-Ni. Por lo tanto, está lejos de pertenecer al grupo L y más aún al grupo LL. Es decir, solo queda el grupo H con el porcentaje de metal que más se acerca al de la muestra.

Por otra parte, la inexactitud del porcentaje de ortopiroxeno y clinopiroxeno que se obtuvo a la muestra, los descarta como parámetro confiable en el reconocimiento del grupo químico. Por tanto, principalmente considerando la cantidad estimada de metal que tenía el condrito previo a la llegada a la tierra, se infiere de que se trata de un condrito tipo H.

## Muestra MV088

En esta muestra el promedio del tamaño de los cóndrulos es un dato irrelevante para esta clasificación, puesto que de familia de cóndrulos que esta muestra pudo haber tenido previo al metamorfismo termal casi no queda rastro. Por otra parte, el porcentaje de metal si es relevante, y este corresponde al ~7% de la muestra, un poco menos al 8% de los condritos H. Pero, si se considera el alto porcentaje de alteración que el metal posee (~60%), el porcentaje resultante también apunta a que se trata de un condrito tipo H. Además, los porcentajes de olivino (~40%) y ortopiroxeno (~30%) de la muestra lo confirman.

## 9 Metamorfismo de choque

En primera instancia una onda de choque genera en el cristal de olivino una deformación de la estructura cristalina a través de dislocaciones, las cuales pueden ser fracturas irregulares o fracturas planares que siguen algún plano cristalográfico. También producto de este choque se generan dislocaciones en la red cristalina que se manifiestan como extinción ondulosa del cristal (Ulloa, 2017).

Por otra parte, la fuerza de impacto también produce enormes cantidades de energía que es convertida en calor, y que genera la fusión de determinadas cantidades de silicatos, troilita y metal Fe-Ni, formando al enfriarse los llamados *melt pockets*. Los cuales se caracterizan por la presencia de gotas de metal en su interior (Ulloa, 2017).

En general, estas características producto de choque son las que más y mejor se observan en estas muestras, obviamente además de las venillas por choque que están presentes en las tres muestras y de forma notoria. Estas características forman parte de los criterios de clasificación del nivel de metamorfismo de choque de la escala creada por Stöffler et al. (1991), y es la que se usa en este trabajo.

Las venillas rellenas de óxido y de un material microcristalino que se menciona en las secciones de mineralogía secundaria en las tres muestras, se les considera como venas de fundido polimineral.

### Muestra JG124

En base a las características texturales que presenta este condrito es evidente que su nivel de choque es  $\geq S3$ . Puesto que algunos cristales de olivino presentan fracturas planares y extinción ondulosa, además de poseer un entramado complejo de venas de choque y *melt pockets*. Por otro lado, la presencia de gotitas de metal en la matriz y la de venas de fundido polimineral, de acuerdo con lo que muestra la Tabla 5.5 se descarta de que se trate de un nivel S3. Ahora bien, también se observó textura tipo plesita entre troilita y kamacita lo cual habla que la muestra posee un alto nivel de metamorfismo de impacto, pero no se observaron granos de olivino recristalizados ni vidrio de plagioclasa. Por lo tanto, solo queda el nivel 5, y justamente es en este nivel donde es posible hallar deformación planar.

### Muestra MV025

Similar a la muestra anterior esta también posee cristales de olivino con fracturas planares, irregulares y extinción ondulosa. Por lo tanto, se infiere que su nivel de choque es  $\geq S3$ . No obstante la abundancia de fracturas planares en esta muestra es muy inferior a la anterior, además no presenta *melt pockets*, ni ningún otro indicador de niveles de choque  $>S3$ , excepto por las venas de fundido polimineral. Entonces, a partir de todo esto no queda claro si este condrito posee un nivel de choque S3 o S4, incluso podría tratarse de una transición entre estos dos niveles.

## Muestra MV088

Esta muestra además de presentar las típicas texturas que indica un metamorfismo de choque bajo. Muestra un intenso fracturamiento, mosaiquismo en cristales de olivino, melt pockets, gotitas de metal y troilita en la matriz, y un material vítreo que parece ser maskelynita. Por lo tanto, se deduce que esta muestra no posee un nivel de choque inferior a S5.

## Tabla resumen

Muestra	Grupo químico	Tipo petrológico	Metamorfismo de choque	Grado de meteorización
JG124	H	5	S5	W1
MV025	H	3.6 – 3.9	S3-4	W2
MV088	H	6	S5-6	W3

Tabla 9.1. Resumen de los datos de clasificación de cada condrito ordinario que fueron objeto de este estudio.

## V. Conclusiones y recomendaciones

---

La clasificación de meteoritos es una labor necesaria e importante, ya que cada meteorito es una pieza única que puede entregar información crucial respecto al sistema solar primitivo, y a través de este proceso es posible estudiar, analizar y comprender de mejor manera dicho material. Es por esto que en este trabajo de tesis se realizó la clasificación y descripción de tres meteoritos a partir de un análisis petrográfico a sus respectivas muestras de corte transparente (JG124, MV025 y MV088). Se observó que estos tres meteoritos son de tipo condrito, por lo que, llevando este análisis más al detalle, se reconoció el tipo petrológico, el grado de metamorfismo de choque y el grado de meteorización que estos poseen. A continuación, brevemente se mencionan los resultados obtenidos, y se realizan algunas recomendaciones para darle más exactitud a algunos datos de clasificación.

Los tres meteoritos pertenecen a la clase condrito ordinario y al grupo químico H. Ahora bien, que sean de esta categoría no es para nada inusual, al contrario. Se sabe que el ~86% de todos los meteoritos registrados son condritos ordinarios, y dentro de esta clase el ~47% pertenece al grupo H. Por lo tanto, ponderando estos porcentajes se obtiene que bajo este contexto existe un ~40% de probabilidad de que al hallar un meteorito este sea un condrito ordinario de grupo H.

El grado de meteorización de las muestras está claro en las tres, en cada una es diferente y en ninguna de ellas es superior a W3, es decir, ninguna presenta una meteorización que afecte considerablemente a los silicatos, solo a los metales y sulfuros. Cabe mencionar que, al tener diferentes grados de meteorización cada muestra, y considerando que las tres fueron halladas bajo condiciones ambientales similares (en el desierto de Atacama), se puede decir que las tres corresponden a diferentes caídas.

El grado de metamorfismo termal que ha experimentado cada muestra es muy variado, la muestra JG124 posee un alto grado, MV025 posee un bajo grado, mientras que MV088 es de un grado extremo, tanto así que se plantea que esta última muestra pueda pertenecer al tipo petrológico 7 que algunos autores como Dodd et al. (1975) han definido. También se aconseja como trabajo futuro utilizar métodos de termoluminiscencia y/o cátodoluminiscencia para especificar el tipo petrológico de MV025 ya que si bien se estableció un rango de pertenencia (3.6 – 3.9) es necesario hallar su grado exacto para mejorar su clasificación. Por otra parte, es importante mencionar que los tipos petrológicos 5 y 6 de las muestras JG124 y MV088 respectivamente, son muy frecuentes en los condritos ordinarios del grupo H, en cambio el tipo petrológico 3 es mucho menos frecuente, por lo tanto, se puede decir que la muestra MV025 es un espécimen escaso con respecto a este parámetro.

A partir de Miyamoto et al. (1982) se sabe que la muestra JG124 experimentó un metamorfismo termal que llegó a temperaturas entre los 1150 K – 800 K. La muestra MV025 tuvo una temperatura metamórfica que no superó los ~500 K. Mientras que la muestra MV088 presenta un metamorfismo que alcanzó temperaturas de ~1150 K, tal vez un poco superiores.

Todas las muestras presentan pruebas de que experimentaron un metamorfismo de impacto en al menos un grado débil (S3). Para las muestras MV025 y MV088, no se pudo obtener un grado único, sino más bien dos posibles grados, por lo que se recomienda el uso de otra metodología para obtener sus grados exactos.

Finalmente, para mejorar esta clasificación se propone como trabajo futuro realizar análisis químicos a las muestras mediante análisis por microsonda electrónica, por ejemplo, obtener las concentraciones de Co y Ni en granos de metal Fe-Ni, u obtener los porcentajes de fayalita y ferrosilita en los cristales de olivino y piroxeno, ya que ambos métodos permiten establecer la pertenencia de un condrito ordinario a un determinado grupo químico, como lo muestran las Figuras 5.9 y 5.10.

## VI. Bibliografía

---

- Alexander, C. O. D., Grossman, J. N., Ebel, D. S., & Ciesla, F. J. (2008). The formation conditions of chondrules and chondrites. *Science*, 320(5883), 1617-1619.
- Amengual, N. (2019). Una reconstrucción aproximada de los procesos iniciales que dieron origen a los primeros cuerpos celestes. Universidad de Chile.
- Bennett, M. E., & McSween, H. Y. (1996). Shock features in iron-nickel metal and troilite of L-group ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 31(2), 255-264.
- Bland, P. A., Zolensky, M. E., Benedix, G. K., & Sephton, M. A. (2006). Weathering of chondritic meteorites. *Meteorites and the early solar system II*, 1, 853-867.
- Dodd, R. T., Grover, J. E., & Brown, G. E. (1975). Pyroxenes in the Shaw (L-7) chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(12), 1585-1594.
- Fernández, R. P. L. (2013). Meteoritos metálicos: el ejemplo de Retuerta del Bullaque (Ciudad Real, España). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21(3), 283-283.
- Gooding, J. L., & Keil, K. (1981). Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics*, 16(1), 17-43.
- Grady, M., Pratesi, G. y Moggi, V. (2014). *Atlas of Meteorites* (1era edición). Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.
- Grossman, L. (1972). Condensation in the primitive solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36(5), 597-619.
- Huss, G. R., Rubin, A. E., & Grossman, J. N. (2006). Thermal metamorphism in chondrites. *Meteorites and the early solar system II*, 943, 567-586.
- Hutchison, R. (2006). *Meteorites: A petrologic, chemical and isotopic synthesis* (Vol. 2). Cambridge University Press.
- Imae, N. (1994). Direct evidence of sulfidation of metallic grain in chondrites. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, 70(9), 133-137.
- Jones, R. H. (2012). Petrographic constraints on the diversity of chondrule reservoirs in the protoplanetary disk. *Meteoritics & Planetary Science*, 47(7), 1176-1190.
- Krot, A., Keil, K., Scott, E., Goodrich, C. y Weisberg, M. (2014). Classification of Meteorites and Their Genetic Relationship. In H. D. Holland, K. K. Turekian, & A. M. Davids (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (2da edición) (pp. 1–64). Elsevier Ltd.
- “Meteorito, S. (1).” Real Academia Española, [www.dle.rae.es/meteorito](http://www.dle.rae.es/meteorito). Consultado el 15 de mayo de 2021.

Miyamoto, M., Fujii, N., & Takeda, H. (1982). Ordinary chondrite parent body-An internal heating model. In Lunar and planetary science conference proceedings (Vol. 12, pp. 1145-1152).

Nagahara, H. (1979). Petrological study of Ni-Fe metal in some ordinary chondrites. *Memoirs of National Institute of Polar Research*, (Special issue 15), 111–122.

Ray, D., Ghosh, S., & Murty, S. V. S. (2017). On the possible origin of troilite-metal nodules in the Katol chondrite (L6-7). *Meteoritics & Planetary Science*, 52(1), 72-88.

Ridpath, I. (Ed.). (2012). *A dictionary of astronomy*. Oxford University Press.

Rubin, A. E., Scott, E. R., & Keil, K. (1997). Shock metamorphism of enstatite chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(4), 847-858.

Russell, S. S. (2007). The formation of the Solar System. *Journal of the Geological Society*, 164(3), 481-492.

Scott, E. R., Keil, K., & Stöffler, D. (1992). Shock metamorphism of carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(12), 4281-4293.

Scott, E. y Krot, A. (2014). Chondrites and Their Components. In H. D. Holland, K. K. 136 Turekian, & A. M. Davids (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (2da edición) (pp. 65–137). Elsevier Ltd.

Sears, D. W., Grossman, J. N., Melcher, C. L., Ross, L. M., & Mills, A. A. (1980). Measuring metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites. *Nature*, 287(5785), 791-795.

Steele, I. M. (1986). Compositions and textures of relic forsterite in carbonaceous and unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(7), 1379-1395.

Stöffler, D., Keil, K., & Edward R.D, S. (1991). Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(12), 3845–3867.

Tait, A. W., Tomkins, A. G., Godel, B. M., Wilson, S. A., & Hasalova, P. (2014). Investigation of the H7 ordinary chondrite, Watson 012: Implications for recognition and classification of Type 7 meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 134, 175-196.

Ulloa, B. (2017). Clasificación y caracterización del grado de metamorfismo de choque de tres condritos ordinarios del desierto de Atacama J3109, J657 y J302. Universidad de Concepción.

Valenzuela Picón, E. M. (2011). Procesos de meteorización en condritos ordinarios del Desierto de Atacama, norte de Chile: Nuevos antecedentes sobre meteorización de material extraterrestre en ambientes desérticos. Universidad de Chile.

Van Schmus, W. and Wood, J. (1967) A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31: 747–765.

Varela, M.E. (2015). *Meteoritos: Restos rocosos del Sistema Solar primitivo*. Vazquez Mazzini Editores: 232 pp. Buenos Aires.

Wark, D. A., & Lovering, J. F. (1977). Marker events in the early evolution of the solar system-Evidence from rims on Ca-Al-rich inclusions in carbonaceous chondrites. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings (Vol. 8, pp. 95-112)*.

Weisberg, M. K., McCoy, T. J., & Krot, A. N. (2006). Systematics and evaluation of meteorite classification.

Wlotzka, F. (1993). A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*.

Wood, J. A. (1967). Chondrites: Their metallic minerals, thermal histories, and parent planets. *Icarus*, 6(1-3), 1-49.

## Anexos

---

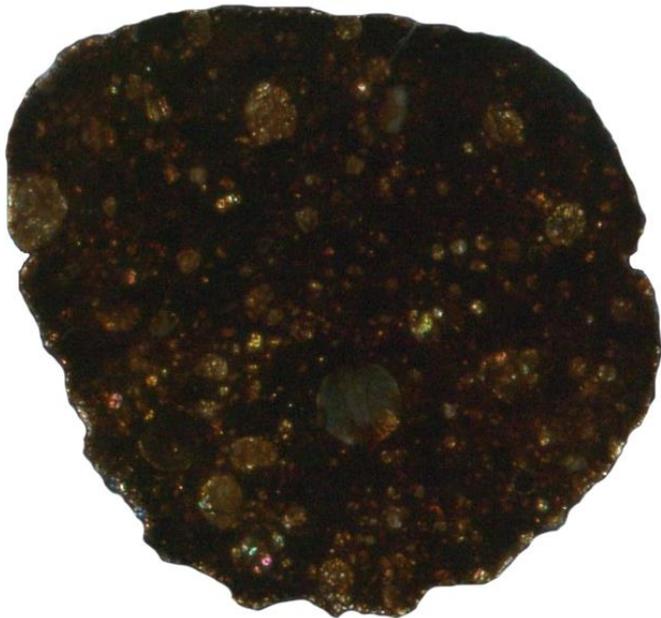
### Muestras

Imagen completa de JG124



 10 mm

Imagen completa de MV025



10 mm

Imagen completa de MV088



10 mm