



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
CIENCIAS ATMOSFÉRICAS, ESPACIALES Y PLANETARIAS

Clasificación de la condrita NWA-M por medio de métodos no destructivos

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
LIC. MIGUEL ANGEL MONTOYA PÉREZ

Directora de tesis:
Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz
Facultad de Ciencias

Ciudad Universitaria, Cd. Mx. Junio 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

HOJA DE DATOS

1. Datos del alumno

Montoya

Pérez

Miguel Ángel

26 13 11 83

Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Ciencias Atmosféricas Espaciales y Planetarias

Instituto de Geofísica

309284002

2. Presidente

Dr.

José Luis

Ruvalcaba

Sil

3. Vocal

Dra. Teresa

Pi

Puig

4. Secretaria

Dra.

Karina Elizabeth

Cervantes

de la Cruz

5. Suplente

Dra.

Antígona

Segura

Peralta

6. Suplente

Dr.

Alejandro

Mitrani

Viggiano

7. Datos del trabajo escrito

Clasificación de la condrita NWA-M por medio de métodos no destructivos

p.71

2019

AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN117619.

Al CONACyT por el apoyo de la beca recibida para realizar mis estudios de maestría.

A mi directora de tesis la Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz por su incondicional apoyo durante mi formación académica en el posgrado.

Al Dr. José Luis Ruvalcaba Sil y al Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy por formar parte de mi comité tutorial y revisar los avances de mi trabajo en las evaluaciones semestrales durante la maestría.

A los miembros de mi jurado de evaluación la Dra. Antígona Segura Peralta, la Dra. Teresa Pi Puig, el Dr. Alejandro Mitrani Viggiano por revisar este trabajo y enriquecerlo con sus acertadas observaciones.

Al Taller de Mineralogía y Petrología, Área de Laboratorios de Física General, Facultad de Ciencias, UNAM, por el apoyo con la preparación de la muestra al realizar los cortes y también por el préstamo de los microscopios para llevar a cabo la descripción de la muestra.

A la Quím. Claudia Camargo Raya del Laboratorio de Evolución Química, Instituto de Ciencias Nucleares, UNAM por su apoyo para la impregnación de la muestra.

A Juan Tomás Vázquez Ramírez del Taller de Laminación del Centro de Geociencias, UNAM Campus Juriquilla, por el pulido a espejo de las secciones de la muestra.

Al Laboratorio Análisis de Muestras Planetarias del Instituto de Ciencias Nucleares a cargo de los investigadores Alejandro Heredia Barbero y Antígona Segura Peralta, en donde se llevó a cabo parte de la descripción petrográfica.

A la Quím. Blanca Sonia Ángeles García y la Dra. Adela Margarita Reyes Salas, por el apoyo en la observación del material en el microscopio electrónico de barrido del Instituto de Geología de la UNAM en donde se obtuvieron análisis EDS y las imágenes de electrones retrodispersados para formar el mapa composicional de la muestra.

Al Quím. Rafael Iván Puente Lee de la Unidad de Servicios de Apoyo a la Investigación y a la Industria (USAII), Facultad de Química, UNAM, por el recubrimiento con grafito de las muestras.

Al Ing. Carlos Linares López del Instituto de Geofísica de la UNAM por su apoyo y enseñanza en la operación de la microsonda electrónica.

INDICE GENERAL

RESUMEN - - - - -	1
INTRODUCCIÓN - - - - -	3
OBJETIVOS - - - - -	4

CAPÍTULO 1

Marco teórico - - - - -	5
1.1 Origen del sistema solar - - - - -	5
1.1.1 Perfil de temperaturas en discos protoplanetarios - - - - -	7
1.1.2 Formación de agregados sólidos - - - - -	7
1.2 Clasificación petrogenética de meteoritas - - - - -	12
1.2.1 Cuerpos parentales de las meteoritas - - - - -	15
1.2.2 El grupo de las condritas - - - - -	16
1.2.3 Condritas ordinarias - - - - -	18
1.3 Condros - - - - -	18
1.3.1 Clasificación de condros - - - - -	19
1.4 Tipo petrológico (metamorfismo térmico) - - - - -	20
1.5 Metamorfismo de impacto - - - - -	21
1.6 Grado de fracturamiento - - - - -	23
1.7 Grado de intemperismo - - - - -	24

CAPÍTULO 2

Procedimiento experimental - - - - -	25
2.1 Descripción macroscópica - - - - -	26

2.2 Localización de condros - - - - -	26
2.3 Determinación del tipo petrológico y metamorfismo de impacto - - - - -	27
2.4 Mapa composicional - - - - -	28
2.5 Análisis químicos puntuales con WDS - - - - -	29
2.6 Medición de la abundancia modal de las diversas estructuras presentes en una condrita	29
2.7 Determinación del grado de intemperismo - - - - -	31
2.8 Análisis de fluorescencia de rayos X (FRX) - - - - -	31

CAPÍTULO 3

Resultados - - - - -	34
3.1 Clasificación de la meteorita - - - - -	31
3.1.1 Abundancia de los componentes de la condrita - - - - -	34
3.1.2 Composición mineralógica - - - - -	37
3.1.3 Determinación del tipo petrológico (metamorfismo térmico) - - - - -	39
3.1.4 Determinación del grado de metamorfismo de impacto - - - - -	40
3.1.5 Determinación del grado de intemperismo y fracturamiento - - - - -	41
3.2 Clasificación química de condros - - - - -	43
3.2.1 Control de referencia para condros - - - - -	44
3.2.2 Química de condro total - - - - -	46
3.2.3 Tipos químicos de condros - - - - -	51

CAPÍTULO 4

Discusión y conclusiones - - - - -	52
4.1 Discusión - - - - -	52
4.1.1 Clasificación de la meteorita - - - - -	52
4.1.1.1 Grupo químico de la condrita - - - - -	52
4.1.1.2 Tipo petrológico - - - - -	55
4.1.1.3 Metamorfismo de impacto - - - - -	57
4.1.1.4 Grado de intemperismo - - - - -	57
4.1.1.5 Grado de fracturamiento - - - - -	58
4.1.2 Clasificación de condros - - - - -	58
4.1.2.1 Química de condro total - - - - -	58
4.1.2.2 Tipo químico de condros - - - - -	59
4.2 Conclusiones - - - - -	59
Referencias - - - - -	61

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Criterios para la determinación del tipo petrológico en condritas - - - - -	21
Tabla 2. Características de los grados de impacto - - - - -	23
Tabla 3. Análisis EDS en aleaciones de Fe y Ni - - - - -	36
Tabla 4. Ejemplo de la composición química de algunos olivinos, piroxenos y feldespatos - - - - -	38
Tabla 5. Concentración en porcentaje en peso (Wt%) calculado para el condro total	46
Tabla 6. Asignación de Fe total en diferentes fases - - - - -	48
Tabla 7. Concentración de óxidos de para cada condro (condro total) - - - - -	50
Tabla 8. Características petrológicas promedio de los principales grupos de condritas - - - - -	54
Tabla 9. Desviación estándar porcentual de la fayalita para cada tipo petrológico -	56

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Evolución del sistema solar - - - - -	10
Figura 2. Cuerpo diferenciado y meteoritas - - - - -	11
Figura 3. Clasificación petrogenética de meteoritas - - - - -	14
Figura 4. Distribución composicional de asteroides - - - - -	16
Figura 5. Esquema general de la metodología - - - - -	25
Figura 6. Fotografía de una lámina delgada - - - - -	27
Figura 7. Imagen para medir la exactitud - - - - -	31
Figura 8. Funcionamiento del equipo portátil de FRX SANDRA - - - - -	33
Figura 9. Localización de los diferentes tipos de condros en la muestra - - - - -	35
Figura 10. Mapa de electrones retrodispersados de la muestra - - - - -	36
Figura 11. Zonas donde se realizaron análisis EDS - - - - -	36
Figura 12. Gráfica de composición de olivinos y piroxenos - - - - -	37
Figura 13. Microfotografía de piroxenos bajo en calcio (monoclínico) - - - - -	39
Figura 14. Imagen de electrones retrodispersados de un condro - - - - -	40
Figura 15. Microfotografía de olivino y piroxeno (metamorfismo de impacto) - - -	41
Figura 16. Zonas intemperizadas en mineral opaco - - - - -	42
Figura 17. Muestra de mano de la meteorita NWA-M - - - - -	43
Figura 18. Grafica de tipo de condros - - - - -	51

RESUMEN

Las meteoritas colectadas en regiones desérticas son identificadas con una nomenclatura “nombre-número” que combina información geográfica del sitio donde se colectó y un número creciente que indica el orden de identificación de la muestra. Por ejemplo, muestras encontradas en el desierto del noroeste de África se designan con las sigas NWA (*Northwest Africa*) seguidas de un número, por ejemplo, NWA-M.

Las condritas son meteoritas no diferenciadas que contienen materiales primitivos originados por los procesos de formación del sistema solar, entre las cuales resaltan dos estructuras características; las inclusiones de calcio y aluminio (ICAs) y los condros. Las muestras de condritas no equilibradas (materiales que no han sufrido procesos de metamorfismo significativos) son una fuente única de información para comprender los procesos de formación planetaria.

El objetivo de este trabajo es caracterizar una meteorita, para lo cual se tuvo que determinar la clasificación química de la muestra a partir de análisis petrográficos y químicos. Estas observaciones permitieron determinar el grado de intemperismo, los metamorfismos térmicos y por impacto. Además, desarrollamos un método de análisis de condro total no destructivo que permitiera determinar la clasificación química de los condros de la muestra a partir de estudios de fluorescencia de rayos X con un equipo portátil.

Se obtuvo que la muestra es una condrita ordinaria L con un tipo petrológico 3.9, que paso por un proceso de impacto de bajo grado (S2) y que no ha sufrido intemperismo terrestre importante (W2), por lo cual se trata de una meteorita poco equilibrada. En

cuanto al estudio de condro total, se pudo determinar la composición química total de los condros que resulto en una población de condros ricos en hierro tipo II.

INTRODUCCIÓN

El siguiente trabajo, el Capítulo 1 comienza por una descripción del origen del sistema solar y los procesos de evolución que originaron su configuración actual. También se muestra un esquema actual de la clasificación petrogenética de las meteoritas. Posteriormente, se describe el grupo de las condritas y los criterios que se evalúan para la clasificación

En el Capítulo 2 se describe la metodología que se siguió para alcanzar los objetivos particulares del trabajo. Con esa metodología fue posible estudiar la muestra de condrita empleando técnicas de análisis no destructivos y de esa manera preservar el material para seguir estudiándolo en el futuro.

El Capítulo 3, que muestra los resultados obtenidos, se divide en dos partes. En la primera se encuentran los resultados de clasificación de la meteorita, es decir la abundancia de los componentes de la condrita, composición mineralógica, clasificación del grado petrológico (metamorfismo térmico), grado de impacto y la determinación del grado de intemperismo y fracturamiento. La segunda parte muestra los datos de la clasificación química de condros que incluyen la construcción de un control de referencia para los condros, los datos de la química de condro total y la determinación de los tipos químicos de condros.

Finalmente, en el Capítulo 4 se discuten los resultados obtenidos y se enlistan las conclusiones a las que llegamos.

OBJETIVOS

Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es clasificar la muestra de la meteorita NWA-M.

Objetivos particulares

- Determinar el grado de fracturamiento e intemperismo de la muestra, así como, el tipo petrológico, el metamorfismo por impacto.
- Obtener la clasificación química de condro total, a partir de la implementación de una metodología no destructiva, de análisis *in situ*, utilizando el equipo de fluorescencia de rayos X SANDRA.

Justificación

Las meteoritas son materiales que contienen información de la formación del sistema solar, la preservación del material es importante, por lo que los análisis *in situ* y no destructivos, tienen la ventaja de preservar el material para análisis posteriores. En México se tienen que desarrollar métodos no destructivos alternativos, tales como la Fluorescencia de Rayos X *in situ*.

Hipótesis

La abundancia de las condritas carbonosas es baja y estas generalmente presentan un grado de metamorfismo bajo, mientras que las condritas ordinarias son las más abundantes de las condritas aunque es raro que presenten un grado de metamorfismo bajo. Por lo que la condrita a estudiar es más probable que sea una condrita ordinaria, por lo que se tiene que clasificar.

CAPÍTULO 1

MARCO TEÓRICO

1.1 Origen del sistema solar

El origen del sistema solar es una cuestión que ha sido posible abordar gracias a la observación de los objetos estelares jóvenes, conocidos como YSOs, por sus siglas en inglés *young stellar objects* y los estudios de meteoritas en laboratorio, unidos a los modelos numéricos de la formación del sistema solar y la evolución de discos protoplanetarios. En gran parte la motivación de estudios cosmoquímicos sobre meteoritas, cometas y otros cuerpos primitivos proviene del deseo de poder usar los resultados para mejorar nuestro conocimiento sobre las condiciones físicas y químicas de la nube protoplanetaria que originó al Sol, con el objetivo de aprender más sobre el proceso de formación planetaria (e.g. Dauphas y Chaussidon, 2011; Bergin y Tafalla, 2007; Chiang y Youdin, 2010).

Sabemos que los productos de las últimas fases de la evolución estelar, nubes moleculares de gas y polvo, pueden originar sistemas planetarios. El protosol fue formado por el colapso gravitacional del núcleo de una nube molecular densa, tal como lo podemos ver en estrellas que comienzan a gestarse en regiones activas de formación estelar. Como resultado de la conservación angular del sistema, el gas y polvo de la nube molecular formó un disco en rotación y el material acumulado en el centro del disco formó una protoestrella.

De acuerdo a Lada y Shu, 1990 la evolución de las protoestrellas puede ser dividida en 6 clases subsecuentes temporalmente (Figura 1). Los objetos clase -I y 0 son

núcleos estelares en etapa de pre-colapso y en etapa de colapso gravitacional de la nube molecular. Los objetos clases I, II y III son definidos en función de la distribución espectral de energía en el infrarrojo (IR) medio, la cual depende de la temperatura del polvo circunestelar. Los objetos clase I emiten en el IR medio, de manera que, el flujo de energía aumenta con la longitud de onda, esto se debe a un aporte de la emisión por parte del polvo del material circundante (~ 0.1 masas solares o más) mayor que el de la protoestrella. Los objetos clase II tienen un exceso en el IR medio que va decreciendo conforme va aumentando la longitud de onda, lo cual implica que contienen menos polvo que los objetos clase I, con una masa del disco de ~ 0.01 masas solares. Estos objetos son conocidos también como estrellas T Tauri y el material circunestelar termina de adquirir una forma de disco en lugar de una envoltura. Los objetos clase III no muestran exceso de emisión de IR, por lo cual su emisión se asemeja a la de un cuerpo negro; dicho espectro proviene de la estrella sin una contribución importante del material del disco, por esa razón se les conoce como estrellas T Tauri desnudas.

Si bien la evolución estelar se ha estudiado como un proceso progresivo en el tiempo, la duración de las diferentes clases para estrellas de secuencia principal es muy variable; algunos objetos clase III tienen apenas 0.1 millones de años, mientras que, se estima que algunos objetos clase II tienen millones de años. Por otra parte, se ha encontrado evidencia de discos de escombros alrededor de estrellas en etapas avanzadas de evolución como es el caso de Beta Pictoris, que tiene una edad de ~ 10 millones de años (Reipurth, 2000).

1.1.1 Perfil de temperatura en discos protoplanetarios

A partir del espectro IR de YSOs se calculó que la temperatura superficial del disco tiene un valor de 200 K a distancias de 1 unidad astronómica (1 UA= distancia entre el Sol y la Tierra) de la protoestrella (Boss, 1998; Woolum y Cassen, 1999). Sin embargo, la temperatura en el plano medio del disco resulta más importante que la temperatura superficial. Por esa razón, se han desarrollado modelos del interior de discos protoplanetarios, en los cuales, a partir de la distribución de energía que muestran los espectros, se pueden estimar las temperaturas internas del plano medio del disco. Para discos alrededor de estrellas tipo T Tauri se han estimado perfiles de temperatura que van de los ~1500 K dentro de las primeras 0.2 UA, de ~300 K a 1 UA y hasta ~30 K a 10 UA (D'Alessio *et al.*, 2001). Por lo tanto, dentro de las primeras 10 UA, la temperatura del plano medio del disco se comporta como una función que decrece con respecto de la distancia heliocéntrica que puede aplicarse a nubes moleculares con masas diferentes.

Los modelos actuales suponen ciertas condiciones del disco, tales como una tasa de acreción (ya sea lenta o rápida) y una determinada actividad por parte de la estrella, de tal manera que la evolución temporal de la temperatura en el disco protoplanetario no se ha comprendido aún por completo.

1.1.2 Formación de agregados sólidos

Se ha observado que la mayoría de las estrellas en etapa T Tauri con edades menores a los 10 millones de años tienen discos circunestelares ópticamente gruesos de gas y polvo y masas que van de los 0.001 a 1 masas solares (Strom, 1994). El espectro de esos discos

muestra bandas de absorción provocadas por la presencia de hielos de agua y silicatos. Por otra parte, el espectro UV muestra líneas de emisión que indican que la protoestrella va acumulando material del disco. De tal manera que, las estrellas con edades mayores a los 10 millones de años no muestran discos ópticamente gruesos (Strom, 1995), por lo cual, estas observaciones establecen un límite para el tiempo de vida de la nube protoplanetaria del que formó al Sol.

La nube protoplanetaria que originó al sistema solar tenía una masa inicial de ~ 0.01 masas solares. El cálculo de esta “masa mínima” se obtiene estimando el total de roca y hielo en los planetas y posteriormente agregando el hidrógeno y helio necesarios para que las proporciones sean como la composición solar (Weidenschilling, 1977). Sin embargo, la nube protoplanetaria debió ser más masiva debido a que durante el proceso de formación planetaria una buena parte del material es expulsado por la actividad de la estrella. La radiación proveniente del Sol pudo fotoevaporar lentamente el gas de la nube protoplanetaria más allá de 10 UA removiendo por completo el gas en aproximadamente 10 millones de años (Hollenbach *et al.*, 2000).

El tiempo finito de vida de los discos circunestelares y las observaciones del material que se encuentra en acreción hacia las estrellas jóvenes han llevado a proponer un modelo que considera a la nube protoplanetaria como un disco de acreción viscoso en el cual el material fue transportado radialmente al interior cayendo finalmente al Sol (Lynden-Bell y Pringle, 1974). Como resultado del proceso de acreción la masa de la nube protoplanetaria decreció con el tiempo, sin embargo, la viscosidad del disco es un fenómeno que no se explica con claridad hasta el día de hoy.

En el modelo de un disco en acreción (Figura 1), en el plano medio del disco a partir de las partículas de polvo preexistentes en la nube molecular, se formaron agregados sólidos que iban de las 0.1 μm a 10 μm . Se espera que los elementos más volátiles que el magnesio y el hierro fueran inicialmente evaporados en la parte interna del disco como resultado de la actividad de la protoestrella. Conforme la temperatura de la nube protoplanetaria fue bajando y el material refractario comenzó a condensarse, la fase gaseosa continuaba en acreción al Sol. Por lo tanto, en la parte interna del disco se perdieron los elementos volátiles mientras que los elementos refractarios comenzaron a crecer (Wasson y Chou, 1974). En ese escenario se propone a las inclusiones de calcio y aluminio (también llamados ICAs), como esos primeros sólidos en condensarse y los cuales debieron formarse en menos de cien mil años (Wood, 2004). Poco tiempo después de la formación de las ICAs se comenzaron a formar los condros. Se ha propuesto que el proceso de su formación fue en los primeros 3 millones de años después de la formación de las ICAs, aunque algunos trabajos proponen que a pesar de tratarse de eventos diferentes el origen de algunos condros fue contemporáneo a la formación de las ICAs (Connelly *et al.*, 2012).

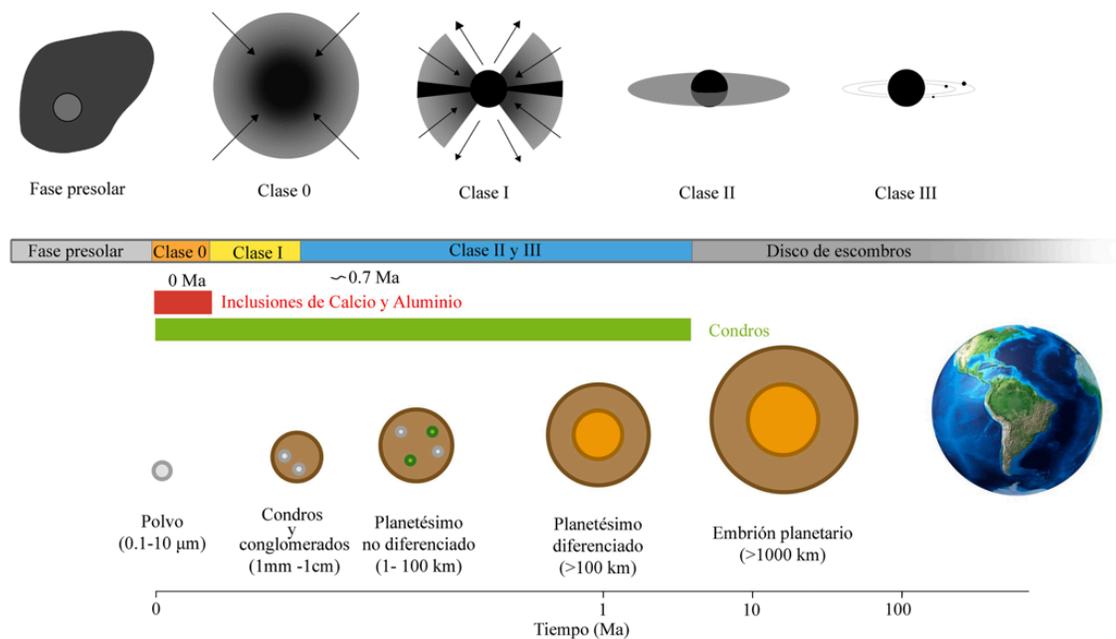


Figura 1. En la parte superior de la imagen observamos las diferentes fases de evolución del sistema solar y el nombre dependiendo de la etapa de la estrella de masa solar en donde se observó. En la parte media vemos las edades isotópicas obtenidas para las ICAs y condros. En la parte inferior encontramos el nombre de los agregados de acuerdo a su tamaño y edad. Modificado de Armitage, 2010 ; Connelly *et al.*, 2015; Dauphas y Chaussidon, 2011

A pesar de que los mecanismos de transporte de material hacia el interior del disco aún no son claros, se sabe que cuando los agregados sólidos alcanzaron tamaños dentro de un intervalo de 10 a 100 cm experimentaron un proceso de frenado debido a que el gas del disco giraba más lento que los sólidos. De esta forma, las partículas encontraban el gas de frente que las hacía desacelerar y en consecuencia caer hacia la estrella en periodos de tiempo cortos. Por lo que los sólidos en formación debieron crecer rápidamente de tamaño, pues de otra manera hubieran sido destruidos y la formación planetaria no se habría logrado. El proceso que explica ese crecimiento aún es debatible, sin embargo, uno de los mecanismos propuestos es la inestabilidad gravitacional de un disco turbulento, en la que los cuerpos crecieron rápidamente hasta alcanzar varios

kilómetros de diámetro, formando así lo que conocemos como planetésimos (Dauphas y Chaussidon, 2011).

Los procesos termodinámicos relacionados con el crecimiento de los planetésimos que son descritos por Herndon y Herndon (1977) muestran que en función del material del que se forman, los planetésimos pueden sufrir un proceso de diferenciación. Durante la diferenciación se separan los minerales metálicos de los silicatos. Los experimentos realizados por Trieloff et al. (2003) ayudaron a estimar que un cuerpo con un diámetro menor a 100 km puede permanecer indiferenciado. De estos cuerpos se derivan las meteoritas condriticas y después de su evolución, los cuerpos planetarios diferenciados de los que provienen las meteoritas metálicas, mixtas y pétreas (Figura 2).

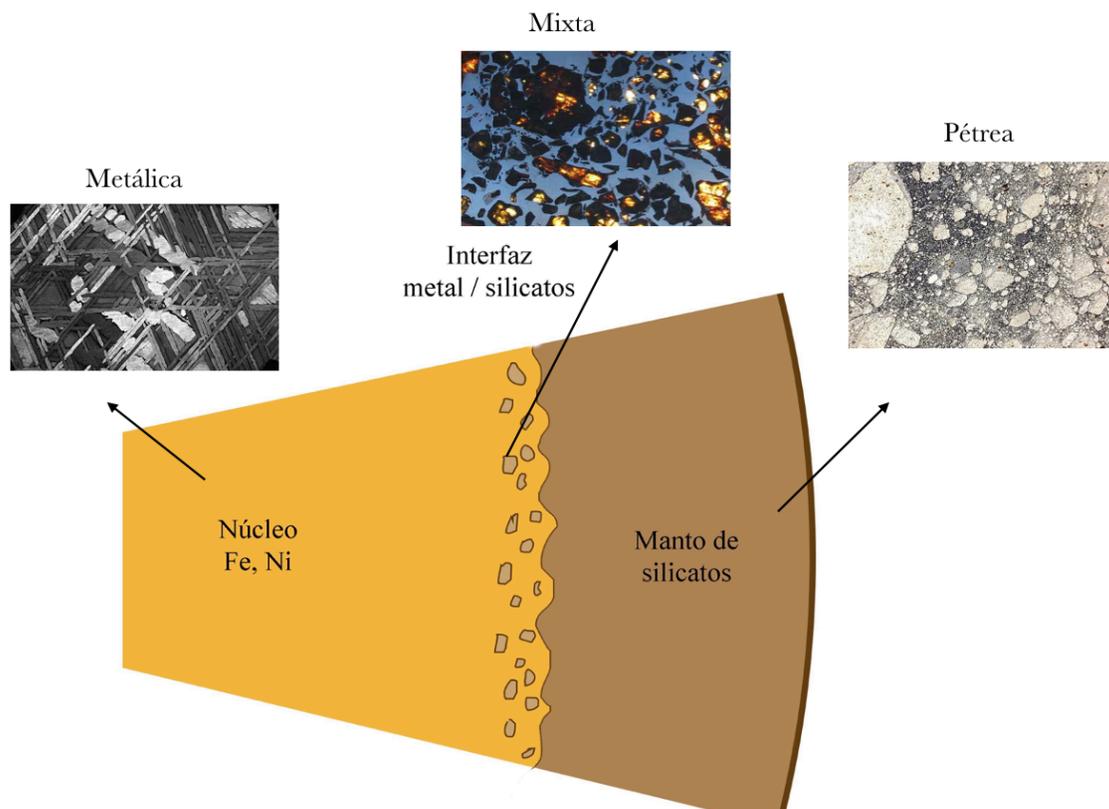


Figura 2. Posible origen de las meteoritas metálicas, mixtas y pétreas a partir de las diferentes zonas de un cuerpo planetario diferenciado.

1.2 Clasificación petrogenética de meteoritas

Los cuerpos sólidos de material extraterrestre que penetra nuestra atmósfera y es encontrado en la superficie de la Tierra son llamados meteoritas. Todos los días llegan a la superficie del planeta toneladas de material que provienen del espacio, sin embargo, menos del 1% de ese material llega en fragmentos lo suficiente grandes para que pueda ser detectado y recolectado de manera que pueda estudiarse. Existen otro tipo de materiales llamados partículas de polvo interplanetario o IDPs por sus siglas en inglés *Interplanetary Dust Particles*, partículas de algunos micrómetros de tamaño que son colectadas en la baja estratosfera y en los hielos polares. La mayoría de las meteoritas y de IDPs son fragmentos de asteroides, sin embargo, algunos IDPs pueden ser material de cometas y algunas meteoritas provienen de Marte o de la Luna (Weisberg et al., 2006; Grady et al., 2014).

Las meteoritas que se han recolectado porque fueron vistas entrando en la atmósfera de la Tierra son llamadas *caídas* y aquellas que no pueden ser asociadas con un evento de entrada a la atmósfera se conocen como *hallazgo*. También hay meteoritas que de acuerdo con las normas que establece el comité de nomenclatura de la Meteoritical Society, se les da nombre con base en la localidad más cercana de donde fueron recolectadas, un ejemplo de ello es la famosa meteorita Allende, que cayó en la localidad de Allende, México. Las meteoritas colectadas en la Antártica y en los desiertos de Australia y el norte de África reciben un nombre seguido de un número, eso debido a que numerosas muestras han sido encontradas en el mismo lugar. Cuando se tiene sospecha que diversos fragmentos que se cree pueden provenir del mismo evento de caída, pero

pueden tener diferentes nombres porque se encontraron en sitios diferentes, son llamados meteoritas emparentadas.

Con base en su composición química total y su textura, las meteoritas pueden dividirse en dos grandes categorías: *No diferenciadas* y meteoritas *diferenciadas*. Dentro de las meteoritas no diferenciadas se encuentran las condritas y la categoría de meteoritas diferenciadas se compone por las acondritas primitivas y las acondritas diferenciadas.

Una clasificación más específica separa a las meteoritas en *grupos* usando un esquema basado en sus firmas isotópicas de oxígeno, química, mineralogía y petrografía (Figura 3). El propósito de este esquema de clasificación es darnos una serie de niveles descriptivos por clases de meteoritas con orígenes similares o cuyas historias de formación puedan provenir del mismo asteroide o cuerpo planetario, de tal manera que en este esquema se revelan las conexiones genéticas entre los diversos tipos de meteoritas.

1.2.1 Cuerpos parentales de las meteoritas

En un modelo clásico de evolución del sistema solar se espera que los materiales refractarios están cerca de la estrella y los volátiles en las zonas lejanas (Gradie y Tedesco, 1982). Sin embargo, en 1985 Zellner y Tholen estudiaron a detalle el cinturón principal y encontraron que su composición es más homogénea y aleatoria por lo cual surgió la necesidad de proponer mecanismos que explicarían esa distribución. Por tal razón se formuló un nuevo modelo en el cual el principal factor responsable de la configuración actual es la migración planetaria (Tsiganis et al., 2005). Como consecuencia de la migración planetaria el cinturón de asteroides contiene material proveniente de todo el disco y por lo tanto la información de su evolución (Demeo y Carry, 2014).

A partir del estudio del espectro de los asteroides del cinturón principal y los troyanos de Júpiter es posible asociar a los asteroides de acuerdo a su composición, clasificándolos como tipo C= Carbonáceos tipo 253 Mathilde, B= Carbonáceos tipo 2 Pallas, D y P= Carbonáceos primitivos con nulo o muy bajo metamorfismo (Vilas y Smith, 1985), E = Tipo condrita enstatita, S= Tipo condrita ordinaria y M= Metálicos (McSween, 1999). De acuerdo a sus características espectrales la distribución muestra una concentración mayor de los asteroides clase S en la parte más interna del cinturón principal, los clase C en el centro y las clases P y D en la zona externa (Figura 4). En la Figura 4 se tomaron en cuenta los datos espectrales de asteroides con diámetros menores de 100 km los cuales se esperan que sean mayormente de tipo condrítico, ya que hay más probabilidades de que los cuerpos con diámetros mayores de 100 km estén diferenciados.

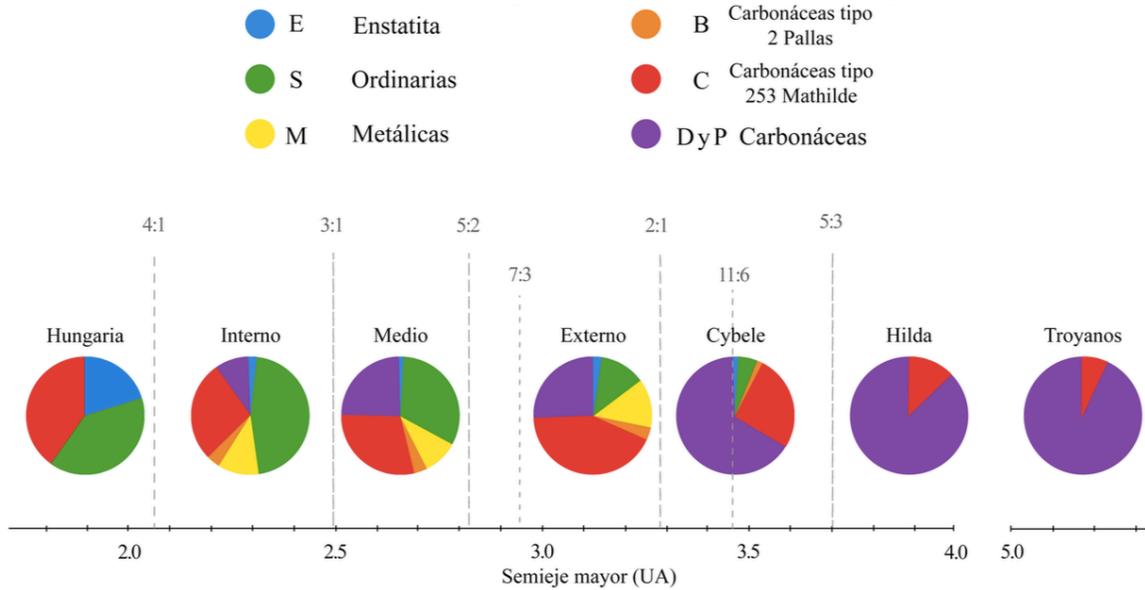


Figura 4. Distribución composicional de asteroides en el cinturón principal. Proporción y distribución de clases espectrales de asteroides con diámetro menores a 100 km en función de su distancia heliocéntrica (modificado de Demeo y Carry, 2014) y su relación con la clase de meteoritas (McSween, 1999).

1.2.2 El grupo de las condritas

Las condritas son meteoritas que contienen el mejor registro de los procesos que formaron al sistema solar. Son las rocas más antiguas que conocemos, sus componentes se formaron durante el nacimiento del sistema solar hace unos 4 567 millones de años, y su composición química es muy similar a la de la fotosfera solar (Scott, 2007). Las condritas presentan dos componentes característicos: los condros y las inclusiones de calcio y aluminio (ICAs).

El principal constituyente de las condritas son los condros, que son partículas ígneas que cristalizaron rápidamente en periodos de minutos a horas. Los condros están compuestos en su mayoría por olivino $(Mg,Fe)_2SiO_4$ y/o piroxeno $(Mg,Fe)SiO_3$ que pueden contener aleaciones de hierro y níquel. La mayoría de los condros son esféricos como consecuencia del fundido total del material que los formó, sin embargo, algunos

condros son de formas irregulares debido a que sufrieron un fundido parcial del material precursor o bien porque durante el proceso de solidificación fueron acretando diferentes partículas (Hewins, 1997).

El segundo componente característico son las inclusiones de calcio y aluminio, también conocidas como ICAs, estas estructuras fueron de los primeros sólidos que se formaron hace al menos 4567 Ma (Connelly *et al.*, 2012) a una temperatura de unos 2000 K (Davis y Richter, 2003). Los estudios sobre el periodo de formación de las ICAs apuntan a que debieron formarse en periodos de menos de 50 mil años.

Los condros y las ICAs se encuentran embebidos en una matriz de polvo y silicatos, con algunos granos metálicos de aleaciones de Fe y Ni.

Es importante resaltar que las condritas son rocas que nunca pasaron por un proceso de fundido, por lo cual las diversas estructuras son visibles y cuantificables. Por eso, las condritas son sumamente diversas en cuanto a sus características mineralógicas y texturales, lo cual se traduce en una variedad de condritas con características distintas entre sí. De acuerdo a la clasificación de Weisberg y colaboradores propuesta en 2006, las condritas se clasifican en grupos: condritas carbonosas (con los grupos CI, CO, CM, CV, CK, CR, CH y CB), condritas ordinarias (H, L y LL) y condritas enstatita (EH y EL). Además, existe el grupo de las condritas Rumurutti y Kakangari, dos grupos separados de las tres clases anteriores. Esta clasificación puede ser obtenida a partir del estudio de la proporción que representa el volumen de los condros, los granos metálicos, las ICAs y la matriz con respecto al volumen total. También se considera otros criterios como por ejemplo, el diámetro promedio de los condros y la composición de los olivinos presentes.

1.2.3 Condritas ordinarias

Las condritas ordinarias incluye los grupos H, L y LL que se caracterizan i) por un valor de ~ 0.85 de Mg normalizado contra las condritas CI, ii) por el fraccionamiento de los isótopos de oxígeno, iii) una alta abundancia de condros ricos en FeO (tipo II), iv) ausencia de inclusiones de calcio y aluminio y v) un amplio intervalo de metamorfismo que va desde el tipo petrológico 3 al 6 (Hutchison et al., 1987,; Alexander et al., 1989; Sears y Weeks, 1991,; Sears et al., 1980, 1991).

Desde que este tipo de condritas acumuló aproximadamente el 80% de todas las meteoritas se pensó que sus cuerpos parentales eran comunes en el cinturón principal de asteroides. Sin embargo, sabemos que la mayor parte de los asteroides son del tipo espectral C, asociados a meteoritas carbonáceas. De tal manera que los cuerpos parentales de las condritas ordinarias probablemente son raros en el cinturón principal, aunque algunos estudios sugieren que forman el alrededor del 20% de los objetos cercanos a la Tierra (Binzel *et al.*, 2002). Además, se piensa que existen cuerpos parentales distintos para algunas muestras de condritas ordinarias que no tienen características evidentemente propias de los grupos L, LL o H, como es el caso de la condrita Tieschitz (Hutchison *et al.*, 1998).

1.3 Condros

Los condros son estructuras esféricas de unos cuantos milímetros constituidos principalmente de silicatos de olivino y piroxeno, fundidos total o parcialmente en la nebulosa solar a temperaturas entre 1527 y 1027 °C que tuvieron un proceso de cristalización que se calcula en el orden de horas o minutos (Zanda, 2004). La relación entre la mineralogía de los condros y sus texturas sugieren escenarios para explicar los

procesos de su formación, sin embargo, entender cuál es el origen de los condros sigue siendo un objetivo importante.

1.3.1 Clasificación de condros

Los condros se clasifican texturalmente en dos tipos; condros porfídicos, que se forman por grandes cristales de olivino y/o piroxenos y una matriz de cristales finos o de vidrio, y no porfídicos, donde se incluyen aquellos formados por criptocristales, los radiales de piroxeno y los barrados de olivino. Los estudios en laboratorio buscan delimitar cuáles fueron las condiciones iniciales y las historias térmicas requeridas para la formación de cada tipo textural de condros, pero los resultados son demasiado variables como para hacer conjeturas cuantitativas (Lofgren, 1996; Hewins, 1997).

Otro criterio para clasificar los condros tiene base en su composición química. Los condros porfídicos se pueden clasificar en condros tipo I aquellos que tienen bajo contenido de FeO y en tipo II con un alto contenido de FeO. Es importante aclarar que esta clasificación se aplica a condros presentes en condritas con bajo metamorfismo. Los condros tipo I forman el 95% de los condros en condritas CO, CV, CR y CM y se piensa que son esos los materiales que se acrecentó para formar a la Tierra (Hewins y Hezberg, 1996). A su vez, ambos grupos son divididos en condros A que tienen una proporción mayor a 90% de olivino y B con mayor abundancia de piroxeno (Jones, 1990). Los olivinos en condros IA en su mayoría tienen una composición $Fa_{0.3-5}$ y para condros IB Fa_{2-10} ; el olivino en condros tipo II tienen una composición Fa_{10-20} en condritas ordinarias y de Fa_{50} en condritas carbonáceas (Scott y Taylor, 1983).

1.4 Tipo petrológico (metamorfismo térmico)

En 1967 Van Schmus y Wood propusieron un esquema de clasificación que se guía en el grado de alteración térmica y acuosa que pueden presentar las condritas. De acuerdo a este esquema las condritas se dividen en tipos petrológicos que van del 1 al 6. En orden ascendente el tipo petrológico 3 corresponde a las condritas que se conocen como no equilibradas y los tipos del tipo 4-6 a las condritas equilibradas, de tal manera que el tipo petrológico representa un grado de recristalización que lleva a un equilibrio químico y textural de los componentes en la muestra, el cual se piensa que es causado por procesos de metamorfismo térmico. Por otro lado, los procesos de alteración acuosa se asignan por los tipos 1 y 2, donde el tipo 1 representa un grado de alteración acuosa mayor al tipo 2. En este caso, el grado de alteración consiste mayormente en evaluar la abundancia de silicatos hidratados. Por lo tanto, de acuerdo a este esquema las condritas tipo 3 son consideradas las menos modificadas por procesos secundarios.

Los criterios que se evalúan en una muestra para determinar el tipo petrológico se muestran en la Tabla 1 y son: i) la homogeneidad del olivino, una desviación control de referencia mayor al 5% corresponde al tipo 2, menor o igual a 5% a los tipos 3 y 4, en cuanto a los tipos 5 y 6 se tratan de olivinos en su mayoría homogéneos, ii) el estado estructural de piroxeno bajo en calcio, iii) el estado del feldespato, iv) la mesostasis de los condros, v) la mineralogía de los metales, vi) la mineralogía de los sulfuros, vii) el estado de recristalización de la matriz, viii) el estado morfológico de los condros, ix) la abundancia de carbón y agua.

Tabla 1. Criterios para la determinación del tipo petrológico en condritas. Modificado de Van Schmus y Wood 1967.

Criterio	Tipo petrológico					
	1	2	3	4	5	6
Homogeneidad de la composición del olivino y piroxeno bajo en calcio		>5% desviación estándar		<5%	Homogéneo	
Estado estructural del piroxeno bajo en calcio		Predominante monoclinico		>20% monoclinico	<20% monoclinico	Ortorrómico
Feldespatos		Únicamente pequeños granos primarios		Granos secundarios <2 μm	Granos secundarios 2-50 μm	Granos secundarios >50 μm
Contenido máximo de Ni en metales		<20% wt; taenita poca o ausente		>20% wt; Kamacita y taenita en exsolución		
Contenido promedio de Ni en sulfuros		>0.5% wt		<0.5% wt		
Matriz	Opaca de grano fino	Opaca mayormente de grano fino	Traslúcida de grano grueso	Traslúcida y recristalizada		
Condros	Sin condros	Borde muy bien definido		Borde bien definido	Borde poco definido	Muy poco definidos

1.5 Metamorfismo de impacto

El metamorfismo de impacto en la meteoritas es el resultado de la colisión a hipervelocidad de los cuerpos parentales de los que provienen. A pesar de que algunas características como las vetillas de fusión y el brechamiento ya se habían empleado para la clasificación de meteoritas (Brezina, 1904), durante un tiempo se consideró que las propiedades que se generan por impacto eran el resultado de procesos que borraron características relevantes sobre su origen. Sin embargo, al estudiar meteoritas de reciente entrada a la Tierra, se observó que el metamorfismo de impacto no elimina del todo características primarias de las meteoritas, pero sí es el principal factor que modifica propiedades fundamentales como la abundancia y distribución de gases nobles y elementos traza, la edad radiométrica y otras propiedades físicas (Anders, 1964; Keil, 1964; Heymann, 1967).

Lo anterior condujo a que en 1988, Stöffler y colaboradores publican un trabajo en el cual sugirieron que las características resultantes del metamorfismo de impacto permiten reconocer procesos fundamentales que ocurren en etapas muy tempranas de la historia de los cuerpos parentales. Por ello, resulta de gran importancia el estudio del metamorfismo de impacto en las meteoritas para entender los procesos de colisión y brechamiento. De modo que podemos conocer la historia de los diferentes componentes en una meteorita, los cuales son resultados inherentes en el disco protoplanetario, o del material presolar que los formó, pero también de aquellas características generadas por procesos que le ocurrieron a su cuerpo parental.

El grado de metamorfismo por impacto queda registrado en las condritas por los efectos que genera en las diferentes estructuras, de tal manera que es posible determinarlo a partir de parámetros mineralógicos y texturales que han propuesto trabajos como el de Stöffler y colaboradores en 1991; en este trabajo se presenta un esquema de clasificación basado en los efectos por impacto en olivinos y plagioclasas (Tabla 2). Posteriormente en 1997, Rubin y colaboradores agregaron al esquema propuesto la evaluación de los ortopiroxenos debido a que los olivinos son escasos en condritas enstatita. Este esquema asigna valores que representan el grado de presión experimentado durante el impacto. Los valores van del S1 (sin impacto, presión <5 GPa) al S6 (con impacto fuerte o muy fuerte, presión >90 GPa).

Tabla 2. Características de los grados de impacto. Modificado de Stöffler *et al.*, 1991.

Grado de impacto	Descripción	Efecto resultante del equilibrio causado por la presión máxima que se alcanzó			Presión (GPa)
		Olivino	Plagioclasa	Piroxeno pobre en Ca	
S1	Sin impacto		Fracturas irregulares		<4-5
S2	Impacto muy ligero	<i>Extinción ondulante</i> , fracturas irregulares	<i>Extinción ondulante</i> , fracturas irregulares	<i>Extinción ondulante</i> , fracturas irregulares y planares, Clinoenstatita con lamelas, extinción ondulante, fracturas irregulares y planares	5-10
S3	Impacto ligero	<i>Fracturas planares</i> , extinción ondulante, fracturas irregulares	Extinción ondulante		15-20
S4	Impacto moderado	<i>Ligero mosaicismo</i> , fracturas planares	Extinción ondulante, parcialmente isotrópico, deformación planar		30-35
S5	Impacto fuerte	Fuerte mosaicismo, fracturas planares, deformación planar	Maskelinita		45-50
S6	Impacto muy fuerte	Recristalización, ringwoodita, fusión	Fusión	En su mayoría fundido	75-90
	Fusión	Roca completamente fundida			

1.6 Grado de fracturamiento

En 1978 Mason publicó en el Antarctic Meteorite Newsletter una serie de descripciones de meteoritas para determinar el grado de fracturamiento de las muestras. Con base en esas descripciones se puede dividir el grado de fracturamiento de las meteoritas en:

- A: se observan grietas superficiales; pocas de ellas son sobresalientes a simple vista y ninguna penetra a la muestra por completo.
- B: se observan grietas moderadas; muchas grietas se extienden por la superficie y la muestra puede estar fracturada a lo largo de estas grietas.
- C: se observan grietas severas que son tanto extensas como abundantes y la muestra se rompe en estas zonas.

1.7 Grado de intemperismo

El grado de intemperismo para las muestras de mano se puede evaluar de acuerdo a Mason (1978) siguiendo los siguientes criterios:

- A: poca oxidación; algunos halos de oxidación en metales y algunas manchas de oxidación a lo largo de las fracturas.
- B: oxidación moderada; grandes halos de oxidación en metales y manchas de oxidación dentro de las fracturas.
- C: oxidación severa; la mayor parte de los metales han sido oxidados.
- E: se puede observar a simple vista minerales evaporíticos.

Posteriormente en 1993 Wlotzka propuso una escala de intemperismo a partir de medir el grado de oxidación de los minerales opacos evaluados en sección delgada en condritas ordinarias, estableciendo los siguientes grados de intemperismo:

- W0: Sin oxidación visible en granos metálicos y sulfuros.
- W1: Bordes de óxido en minerales opacos apenas visibles.
- W2: Alrededor del 20 al 60% de oxidación.
- W3: Mucha oxidación en metales, alrededor de 60 al 95%.
- W4: Minerales opacos completamente oxidados (>95%), pero sin alteración de silicatos.
- W5: Comienza la alteración de silicatos, principalmente en las fracturas.
- W6: Remplazamiento masivo de silicatos por arcillas y óxidos.

CAPÍTULO 2

PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

Es este capítulo se describen las metodologías empleadas para alcanzar los diferentes objetivos particulares de este trabajo. Es importante mencionar que se usaron diversas técnicas de análisis debido al alcance y las limitaciones de cada una de ellas. En la siguiente figura se muestra un esquema general de la metodología empleada (Figura 5).

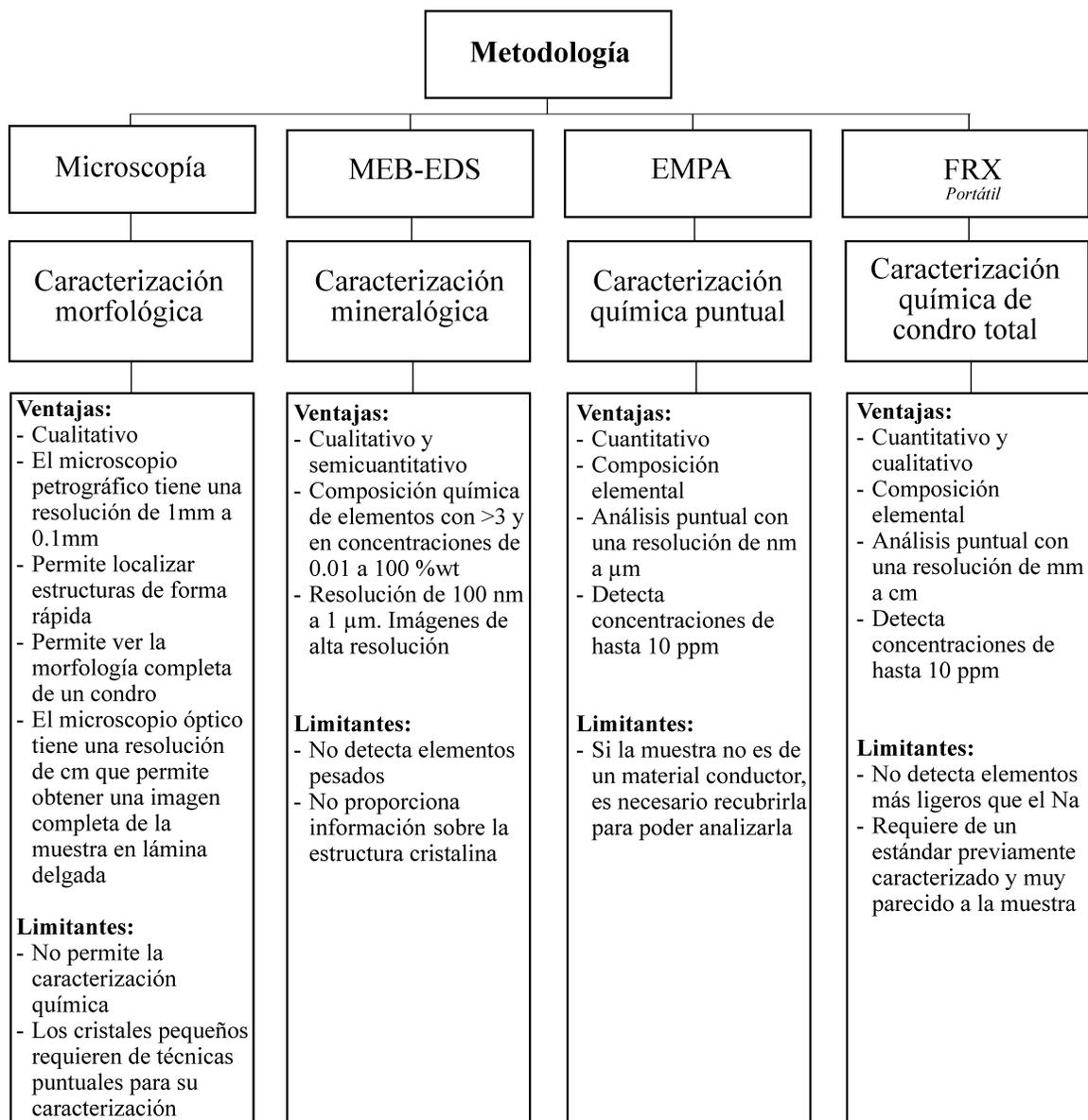


Figura 5. Esquema general de la metodología donde se muestran los alcances y las limitantes de cada técnica.

2.1 Descripción macroscópica

La muestra tiene una forma ovalada y dimensiones de 3.85 x 1.73 x 1.54 cm, con una superficie pulida de la cual se extrajeron dos láminas delgadas. Es de un color café-rojo tanto en la superficie exterior como en la zona pulida. Presenta dos fracturas superficiales y una de ellas puede verse que es poco profunda que abarca aproximadamente la cuarta parte de la muestra.

Tanto en la zona pulida como en las láminas delgadas se pueden apreciar condros distribuidos homogéneamente en la muestra, así como algunos granos metálicos, además es notorio la ausencia de inclusiones de calcio y aluminio (Fig.6).

2.2 Localización de condros

Para realizar este trabajo se utilizaron dos secciones delgadas pulidas de la muestra de la meteorita NWA-M; una de ellas con espesor de 30 μm para su estudio en microscopía óptica y la otra de 60 μm para realizar análisis de FRX (Figura 6). El trabajo de microscopía fue realizado en el Taller de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Ciencias (UNAM) y el Laboratorio Nacional de Ciencias para la Investigación y Conservación del Patrimonio Cultural (LANCIC-IF) ubicado en el Instituto de Física de la UNAM.

Con un escáner se obtuvieron imágenes panorámicas de ambas secciones. Las imágenes obtenidas se utilizaron como mapa de cada sección delgada para localizar las diferentes estructuras de interés para los análisis posteriores.



Figura 6. Fotografía panorámica de una de las láminas delgadas de la meteorita NWA-M.

Posteriormente en un microscopio petrográfico Motic BA310 Pol buscamos los condros que contenía la sección y se ubicó en la imagen obtenida con el escáner. Identificamos cada condro con un número y también señalamos la diferencia entre el tipo de condro del que se trataba. Cada uno de los condros encontrados se fotografió con una cámara Motic 10 Mp usando tres diferentes tipos de luz: luz polarizada plana (lpp), nícoles cruzados (nc) y luz reflejada (lr). Las fotografías fueron obtenidas usando objetivos de 4X y 10X. Cada una de las fotos se clasificó y nombró de acuerdo al número de condro encontrado, el tipo de luz y el objetivo que fue empleado.

2.3 Determinación del tipo petrológico y metamorfismo de impacto

La determinación del tipo petrológico de nuestra muestra se realizó siguiendo la metodología descrita por Van Schmus y Wood en 1967 para condritas ordinarias. Para ello utilizamos un microscopio petrográfico Motic BA310 Pol del Taller de Mineralogía

y Petrología de la Facultad de Ciencias (UNAM), con el cual seleccionamos al azar granos de los diversos minerales de tal manera que tuviéramos una muestra representativa de la mineralogía de la condrita.

En cuanto a la determinación del grado de metamorfismo por impacto se utilizó los criterios de Stöffler y colaboradores (1991).

2.4 Mapa composicional

Para realizar este trabajo se utilizó una sección delgada pulida de la meteorita NWA-M con espesor de 60 μm . Para esta sección del trabajo fue necesario cubrirla con una capa de grafito. El trabajo de microscopía fue realizado en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis del Instituto de Geología de la UNAM.

Se obtuvieron 17 imágenes con electrones retrodispersados de diferentes secciones de la muestra. Las imágenes se obtuvieron con un equipo MEB de Zeiss modelo EVO MA10 trabajando con una corriente de 15.0 keV a una distancia de trabajo de 10.0 mm. Todas las capturas de imagen se hicieron con un aumento de 24 X. Posteriormente se procesaron las imágenes para unir las y crear una imagen panorámica donde se puede apreciar las diversas estructuras presentes en toda la muestra.

Las imágenes de electrones retrodispersados permitieron mapear los condros, los granos metálicos y la matriz presente en la sección puesto que los tonos más claros corresponden a materiales densos como minerales metálicos y los tonos oscuros corresponden a silicatos o fases no cristalinas.

2.5 Análisis químicos puntuales con WDS

Partiendo de las imágenes de electrones retrodispersados se hicieron mapas de las diversas zonas donde se obtuvieron los análisis cuantitativos. Esto es importante para poder identificar cuál es la estructura de la que se obtuvieron los análisis, en especial, para saber si los análisis corresponden a cristales dentro de los condros y saber cuál es el condro del que se trata. Los minerales analizados fueron olivino, piroxeno, plagioclasa (se realizaron 30, 115 y 51 análisis respectivamente), aleaciones de Fe-Ni y el vidrio de la mesostasis de los condros.

Los análisis se hicieron en una microsonda Jeol JXA 8900R del LUP perteneciente al Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica con cinco espectrómetros independientes. Para el olivino y piroxeno con este equipo se determinó la concentración de Si, Al, Ti, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca y Na (e.g. Huss *et al.*, 1981). En el caso de los vidrios además de los elementos antes mencionados se incluyeron el K, P y S. Las condiciones instrumentales utilizadas fueron: voltaje de aceleración de 20 keV, corriente del haz de 15 nA, tiempo de conteo de 40 s en el pico y de 10 s en la posición de background para cada estándar. Para este análisis se ocuparon estándares naturales. Para la corrección de matriz se utilizó el programa ZAF de Jeol.

2.6 Medición de la abundancia modal de las diversas estructuras presentes en una condrita

Esta sección del trabajo consistió en medir el área total y parcial de diversas estructuras presentes en las secciones delgadas: matriz, los granos metálicos y los condros. En el caso de los condros, además de medir el área, se midió también su diámetro. Con

respecto a los metales, se consideran como granos metálicos aquellos compuestos por aleaciones de hierro y níquel. En cuanto a la medición del área de los condros seguimos los criterios utilizados por Bischoff *et al.* (1993) y Rubin y Kallemeyn (1993), donde se consideran los condros que tienen un borde bien definido, aquellos fragmentos que formaron parte de un condro y los clastos que puede inferirse que provienen de condros.

Para hacer la medición del área utilizamos el programa de licencia libre *ImageJ*. Este programa permite hacer selecciones de diferentes zonas de una imagen en función de los diferentes tonos que se presentan en ella. Posteriormente, se puede establecer una escala de referencia en la imagen que se esté trabajando y a partir de ello el programa puede medir el área que fue seleccionada. Con esa función fue posible analizar las imágenes de electrones retrodispersados y así realizar mediciones del área total de la muestra en lámina delgada y también el área de los granos metálicos, los condros y la matriz.

Para conocer la exactitud del programa al medir el área realizamos mediciones sobre una imagen estándar de acuerdo al método que utilizó Cervantes de la Cruz (2009). La imagen (Figura 7) consta de un cuadrado de 10 cm x 10 cm y dentro del área del cuadro se encuentran 5 cuadros en gris más pequeños de 1 cm x 1cm cada uno. Por lo tanto, el cuadro grande tiene un área de 100 cm² mientras que los cuadros color gris suman un área 5 cm² que representa el 5% del área del cuadrado grande y el área en blanco restante es el 95%. Después de hacer 5 mediciones se obtuvo que, del área total, los cuadros color gris representan el 4.99% ±0.04 y el área en blanco representa el 95.01% ±0.04. Por lo tanto, la exactitud del método es de 2×10^{-5} , lo cual implica que es un método confiable.

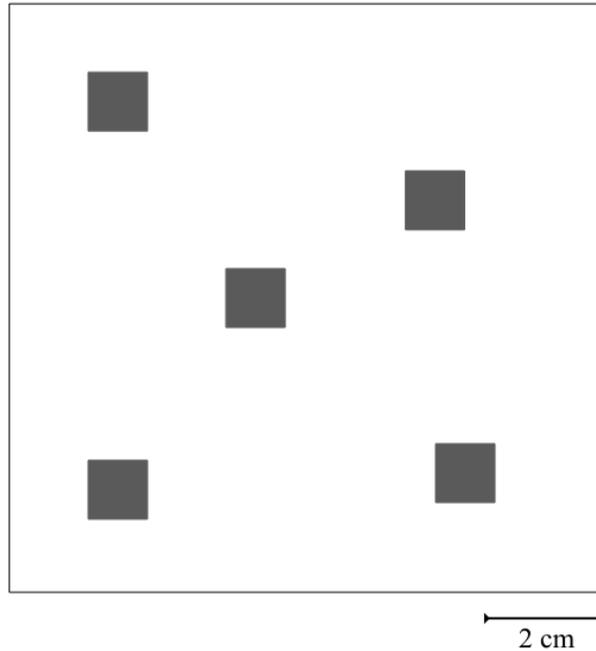


Figura 7. Imagen utilizada para conocer la exactitud del programa *ImageJ*.

2.7 Determinación del grado de intemperismo

A partir de procesar las imágenes de electrones retrodispersados con el programa Image J, calculamos el área de los granos de minerales opacos y aleaciones de Fe-Ni y el área que corresponde a los óxidos formados por intemperismo. De esa manera pudimos seguir la metodología que Wlotzka propuso en 1993 para medir el grado de oxidación de los minerales opacos evaluados en sección delgada y así determinar el grado de intemperismo.

2.8 Análisis de fluorescencia de rayos X (FRX)

Esta sección del trabajo se realizó en el Laboratorio Nacional de Ciencias para la Investigación y la Conservación del Patrimonio Cultural (LANCIC-IF), con sede en el Instituto de Física de la UNAM. Trabajamos con el equipo portable de rayos X SANDRA

(Sistema de Análisis No Destructivo por Rayos X) desarrollado en el Instituto de Física de la UNAM (Ruvalcaba *et al.*, 2010), operando a 0.3 mA y 35 kV con un tiempo de adquisición de datos de 120 segundos y un haz de 500 μm . El equipo cuenta con un tubo de molibdeno de operación máxima de 50 watts y detector AMPTEK SDD 1-2-3.

Primero se colocó el haz sobre la muestra en lámina delgada apuntando en el condro que se iba a analizar (Figura 8), para conservar una distancia de trabajo óptima, se enfocan los diódos láser del equipo, procurando que el haz de rayos X cayera solamente sobre el condro que se estuviera analizando, se obtuvo el espectro de rayos X y se repitió este proceso tres veces sobre cada condro. Los archivos que contienen los espectros obtenidos fueron procesados en el software libre AXIL para obtener el área bajo la curva de los picos, los cuales corresponden a las señales de cada elemento. El archivo obtenido muestra las intensidades detectadas de cada elemento. Debido a que la intensidad de rayos X característicos de cada elemento es directamente proporcional a la concentración de ese elemento, es posible conocer la concentración elemental de la muestra analizada. De esa manera, al comparar la intensidad reportada para un control de referencia con concentraciones conocidas con los datos obtenidos, se obtuvo la concentración elemental para cada condro. Partiendo de la concentración elemental de los condros, calculamos el número de magnesio y realizamos una gráfica para comparar las concentraciones de FeO de los condros.

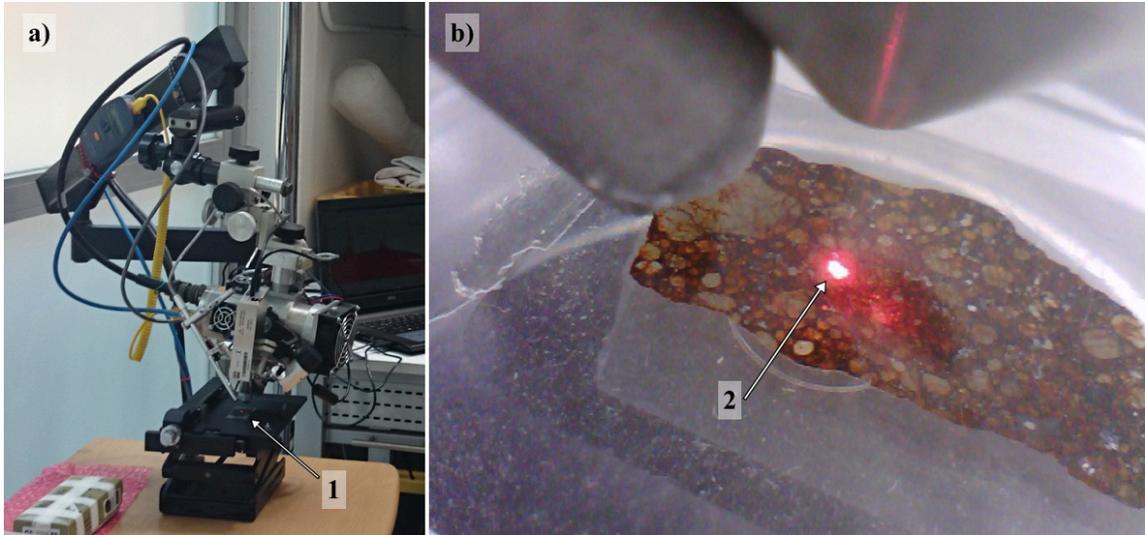


Figura 8. En la figura se muestra a) el equipo de FRX SANDRA en donde se colocó a.1) una lámina delgada de la condrita NWA-M. A la derecha b) se muestra un acercamiento de la muestra en lámina delgada y b.2) el laser del diodo que señala el punto dónde incide el haz para obtener el análisis.

CAPÍTULO 3

RESULTADOS

Este capítulo está dividido en dos secciones, la primera trata sobre los datos que se emplearon para determinar la clasificación de la condrita y la segunda sobre la clasificación química de los condros. En la primera sección “Clasificación de la meteorita” se muestra el resultado del análisis textural y mineralógico de la condrita que se realizó con microscopía óptica y de barrido para obtener imágenes globales de la muestra y poder mapear las diferentes estructuras presentes. Posteriormente se incluyen los datos de la composición química obtenidos con el trabajo experimental realizado con EDS y WDS sobre cristales de diferentes minerales.

Finalmente, en la segunda sección “Clasificación química de condros” se muestran los datos obtenidos con FRX sobre los diferentes condros y los resultados de la clasificación química a partir de su composición de condro total.

3.1 Clasificación de la meteorita

Para poder determinar la clasificación química de la meteorita empleamos dos criterios importantes: i) medir la abundancia modal de los diferentes componentes de la condrita y ii) conocer cuál es la composición de los olivinos y piroxenos presentes.

3.1.1 Abundancia de los componentes de la condrita

La exploración de la muestra con el microscopio petrográfico nos permitió realizar un mapa de donde fuimos localizando las diferentes estructuras como son los condros y los

granos metálicos. En esta condrita localizamos condros barrados de olivino, porfídicos de olivino y/o piroxeno, criptocristalinos y radiales de piroxeno, en la Figura 9 se muestran los diferentes condros y la clasificación textural que tienen.

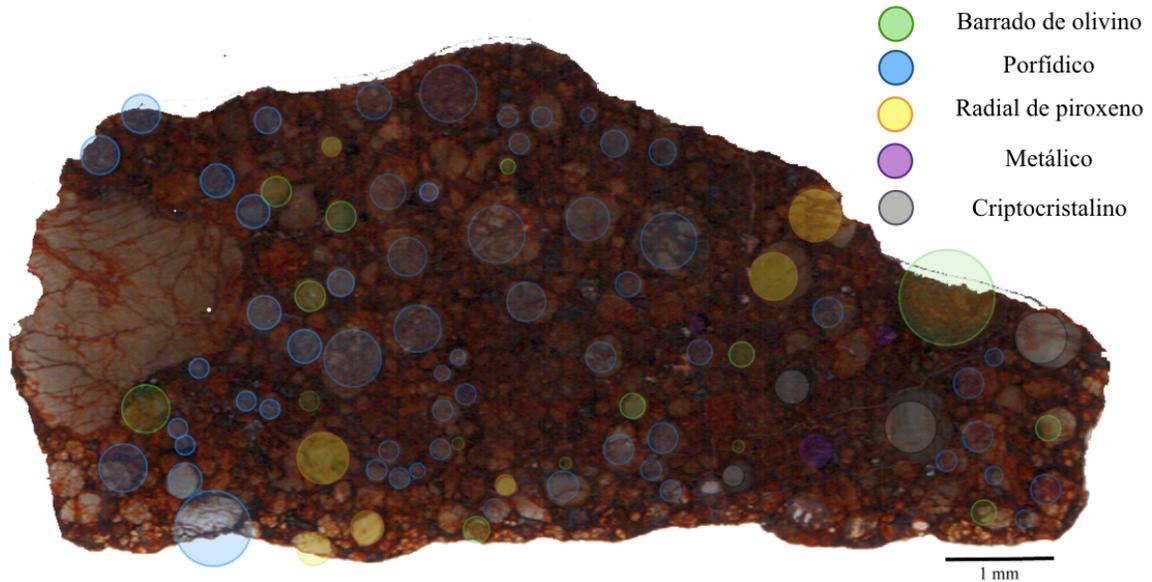


Figura 9. Localización de los diferentes tipos de condros en la muestra.

Por otro lado, la morfología de algunos cristales y la localización de granos metálicos son más evidentes usando los resultados del análisis EDS y las imágenes de alto contraste obtenidas con electrones retrodispersados, lo cual nos permitió tener un mapa de la muestra (Figura 10). Usando los resultados de análisis EDS (Tabla 3, Figura 11) comprobamos que las zonas blancas o muy claras en la imagen corresponden a granos de taenita y kamacita.

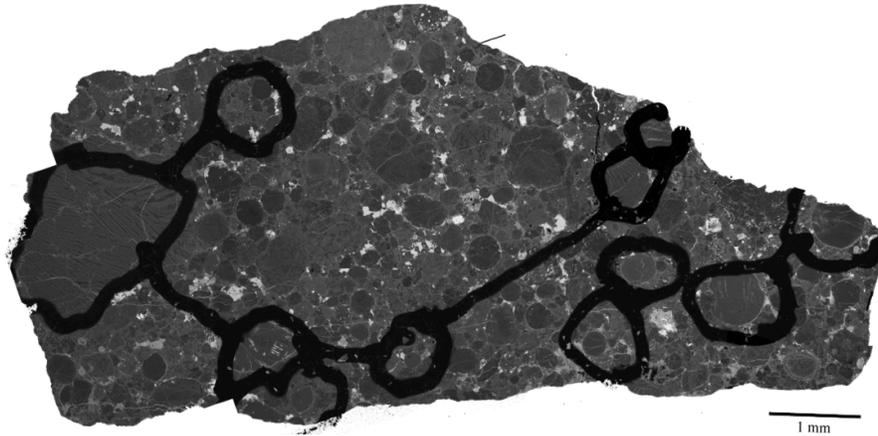


Figura 10. Mapa de electrones retrodispersados de la muestra. Las áreas blancas corresponden a minerales de hierro y níquel.

Como resultado de analizar el mapa de la condrita con el programa *ImageJ* pudimos obtener los resultados del porcentaje de cada componente respecto al total de la muestra, para ello consideramos que la fracción del área medida en la lámina delgada es equivalente a la fracción del volumen en la muestra total. Con lo anterior obtuvimos que el área total de la lámina delgada es de 1.10 cm^2 y a partir de ella calculamos el porcentaje de cada componente, que es el contenido de minerales opacos, condros, matriz, diámetro de condros y composición química promedio de olivinos. Se obtuvo que los componentes presentes ocupan la siguiente fracción del total del volumen: $78 \pm 7\%$ condros, $9.5 \pm 1.5\%$ matriz y $2.7 \pm 0.3\%$ metales.

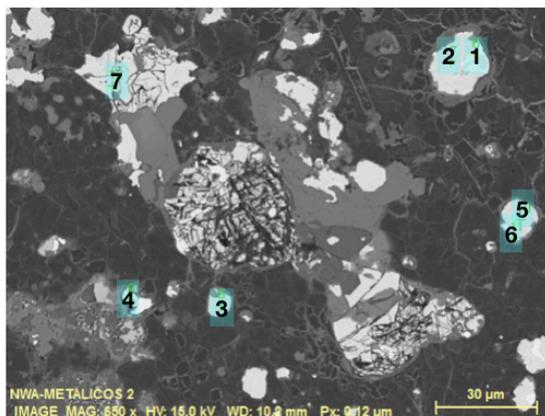


Tabla 3. Análisis EDS en aleaciones de Fe y Ni.

Análisis	Fe (%wt)	Ni (%wt)
1	50.57	49.43
2	97.80	2.20
3	59.73	40.27
4	96.68	3.32
5	52.42	47.58
6	97.27	2.73
7	96.96	3.04

Figura 11. Zonas donde se realizaron análisis EDS.

3.1.2 Composición mineralógica

A partir de los resultados que obtuvimos con análisis WDS realizamos los cálculos estequiométricos necesarios para los piroxenos, olivinos y feldespatos y se muestran algunos de ellos en la Tabla 4.

La composición del olivino se encuentra en el intervalo desde Fa_{10-34%} con un valor medio de Fa_{24%} y del piroxeno bajo en calcio va de Fs_{9-28%} con un valor medio de Fs_{22%}. En la Figura 12, se graficó la composición de Fa vs. Fs de la muestra, junto con los datos reportados para condritas ordinarias. En este caso es importante resaltar que obtuvimos un valor de $\pm 5\%$ de la dispersión de los datos para la composición de los olivinos, lo cual indica que la muestra tiene una composición mineralógica heterogénea. Estos resultados se ajustan mejor para el grupo de las condritas ordinarias tipo L.

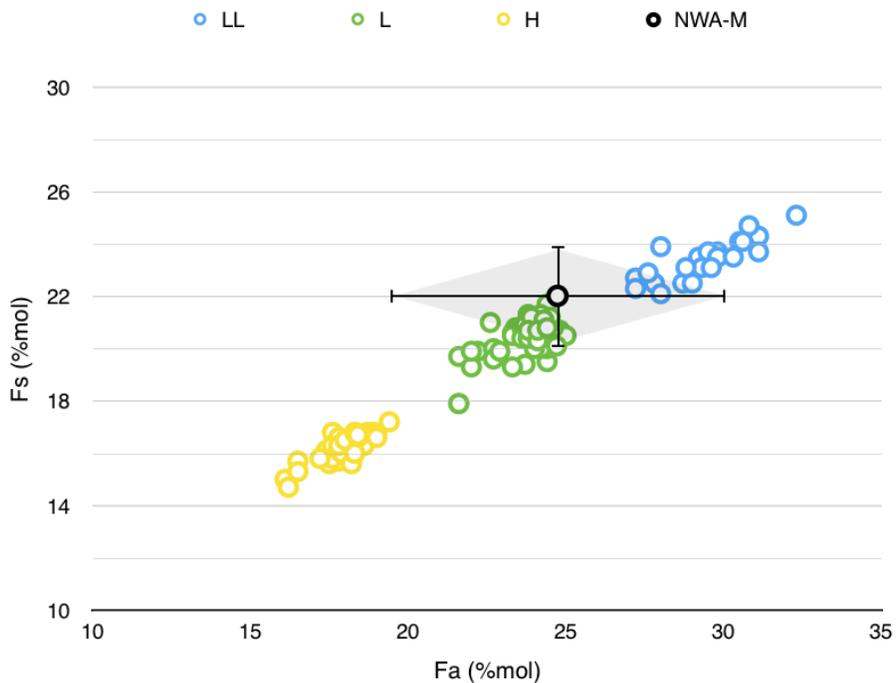


Figura 12. Gráfica de composición de olivinos y piroxenos. Se muestran datos para distintas muestras de condritas ordinarias H, L y LL (Keil y Fredriksson, 1964). En color negro se muestra la composición promedio de los olivinos y piroxenos de la condrita NWA-M. Tomando en cuenta el error de las mediciones, los valores obtenidos coinciden con los valores esperados para condritas L y LL .

Tabla 4. Ejemplo de la composición química de algunos olivinos, piroxenos y feldespatos

Muestra	Olivino				Piroxeno				Feldespato					
	C4	C7	C8	C12	C6	C2	C5	C3	C21	C42	C22	C10		
SiO ₂	40.24	42.19	38.93	40.63	54.98	52.61	52.55	55.91	62.73	53.99	66.19	61.07		
TiO ₂	0.05	0.02	0	0.07	0.15	0.07	0.05	0.35	0.62	0.99	0.56	0.61		
Al ₂ O ₃	0.01	0.23	0.18	3.49	1.90	1.27	1.38	2.04	21.00	19.88	15.24	20.33		
Cr ₂ O ₃	0	0.05	0.25	0.20	0.35	0.65	0.68	0.35	0.46	0.17	0.01	0.44		
FeO	11.26	0.53	19.17	21.40	7.48	16.15	16.29	7.77	2.96	6.45	2.21	8.85		
MnO	0.23	0.02	0.46	0.35	0.08	0.55	0.58	0.17	0.05	0.16	0.31	0.07		
MgO	47.27	55.03	39.99	31.36	33.25	26.12	25.53	30.41	0.48	7.28	4.27	3.09		
CaO	0.06	0.41	0.11	0.20	0.57	1.35	1.66	1.32	0.86	1.52	3.84	0.77		
Na ₂ O	0	0.01	0.06	1.42	0.46	0.37	0.71	0.68	9.85	9.42	9.07	9.60		
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.10	0.03	0.08	0.02	0.03	0.45	0.24	0.06	0.53		
NiO	0.03	0	0.04	0.25	0.17	0.08	0.21	0.05	0.26	1.64	0.03	0.53		
Total	99.17	98.51	99.20	99.45	99.42	99.32	99.66	99.10	99.71	101.74	101.77	100.93		
	Iones con base en 4 oxígenos				Iones con base en 6 oxígenos				Iones con base en 8 oxígenos					
Si	1.001	1.006	1.006	1.052	1.928	1.934	1.931	1.967	2.815	2.490	2.916	2.859		
Ti	0.004	0.002	0.000	0.005	0.016	0.008	0.006	0.037	0.021	0.034	0.018	0.017		
Al	0.000	0.006	0.005	0.106	0.079	0.055	0.06	0.085	1.111	1.081	0.791	0.767		
Cr	0.000	0.001	0.005	0.004	0.01	0.019	0.02	0.01	0.016	0.006	0.000	0.002		
Fe ²⁺	0.234	0.011	0.414	0.463	0.219	0.497	0.501	0.229	0.111	0.249	0.081	0.141		
Mn	0.005	0.000	0.010	0.008	0.002	0.017	0.018	0.005	0.002	0.006	0.012	0.012		
Mg	1.753	1.955	1.541	1.210	1.739	1.432	1.399	1.596	0.032	0.500	0.281	0.433		
Ca	0.002	0.011	0.003	0.005	0.021	0.053	0.065	0.05	0.041	0.075	0.181	0.138		
Na	0.000	0.001	0.003	0.071	0.032	0.026	0.05	0.046	0.857	0.843	0.774	0.727		
K	0.001	0.000	0.000	0.003	0.002	0.004	0.001	0.001	0.026	0.014	0.003	0.004		
Ni	0.001	0.000	0.001	0.005	0.005	0.002	0.006	0.002	0.009	0.061	0.001	0.005		
Fo	88.2	78.81	99.46	72.32	En	87.84	72.25	71.19	85.13	Al	92.78	90.41	80.77	92.49
Fa	11.7	21.19	0.54	27.68	Fo	11.09	25.05	25.48	12.20	Or	4.45	8.06	18.89	4.13
					Wo	1.08	2.69	3.33	2.66	An	2.76	1.52	0.35	3.37

3.1.3 Determinación del tipo petrológico (metamorfismo térmico)

A partir del análisis petrográfico evaluamos el estado del piroxeno pobre en calcio que en su mayoría son cristales con extinción diferente de 90° que corresponde al estado monoclinico de la enstatita (Figura 13). Además, el grado de recristalización de la mesostasis de los condros muestran un casi nulo grado de recristalización siendo en su mayoría vítrea o en pocos casos contienen criptocristales (Figura 14).

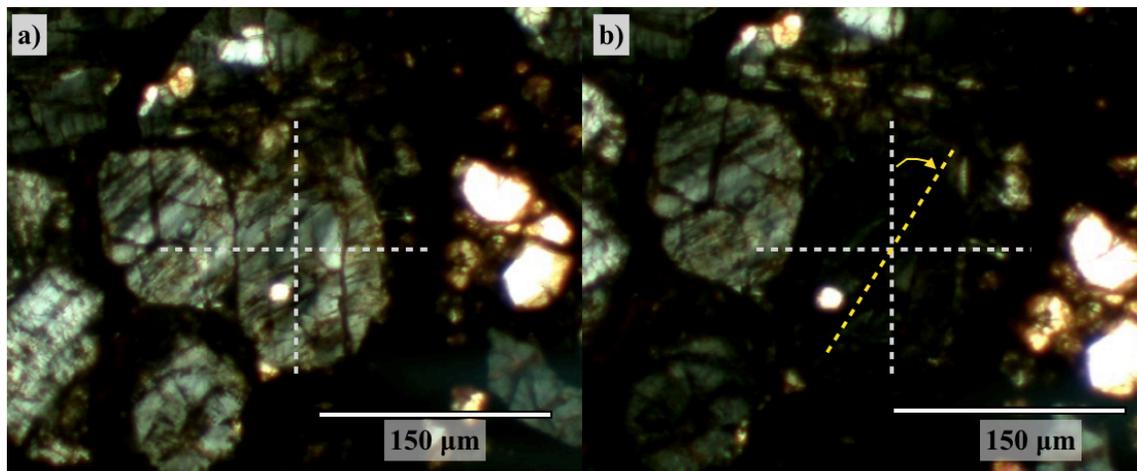


Figura 13. Microfotografía con nícoles cruzados de un cristal de piroxeno bajo en calcio donde se puede ver a) el cristal completamente iluminado y b) su máxima extinción en un ángulo fuera de 90° .

También se observó que la matriz está formada por microlitos pequeños que no pasan de las $5 \mu m$. También, se encontraron algunos granos primarios de pigeonita con un mayor relieve y birrefringencia.

Respecto a los granos metálicos, los análisis con WDS mostraron que el contenido de níquel va desde 2% en el caso de algunos óxidos de hierro hasta 49% para la tetrataenita. En el caso de los sulfuros, la troilita mostró un valor promedio de níquel de 0.06%.

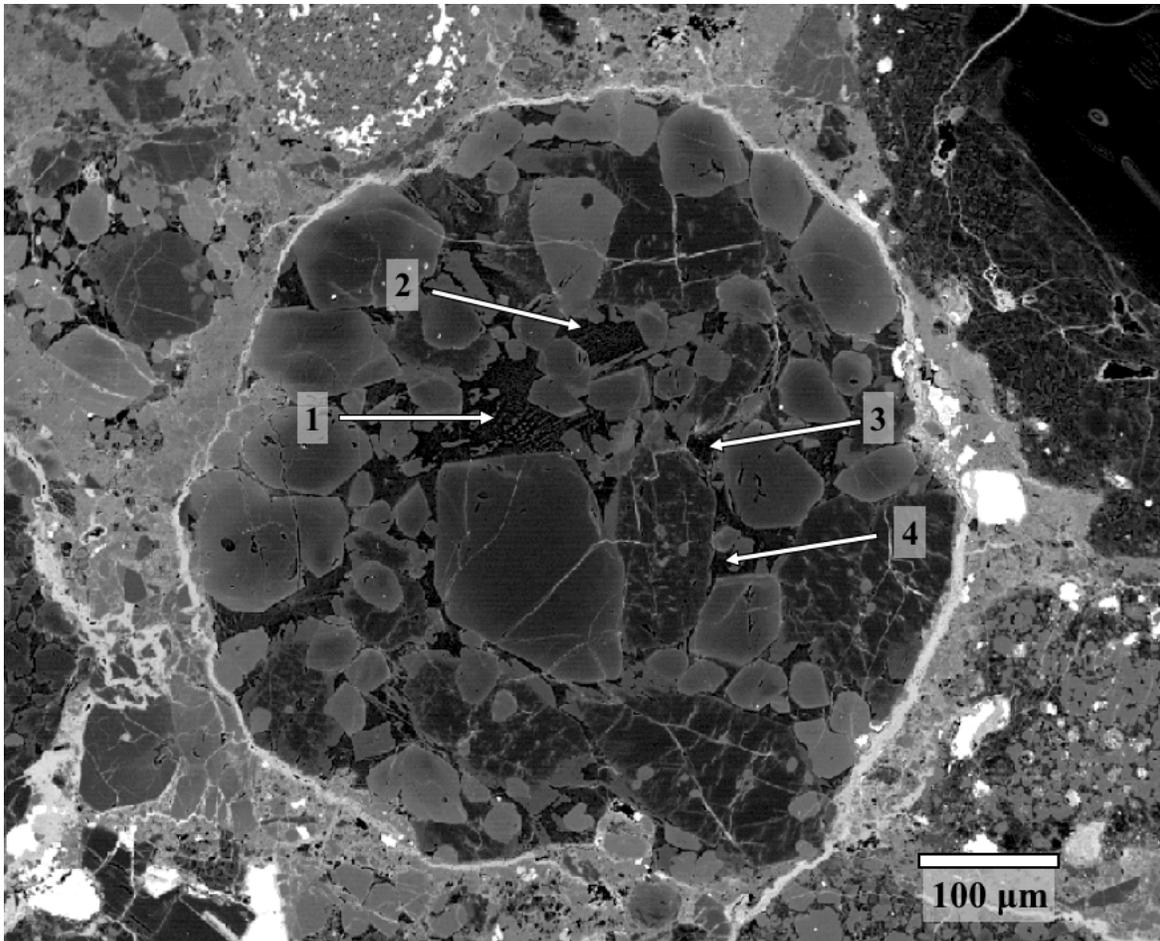


Figura 14. Fotografía de un condro obtenida con electrones retrodispersados. Se pueden apreciar 1,2) zonas de la mesostasis donde se han formado algunos criptocristales. También se aprecia que 3,4) la mayor parte de la mesostasis es vítrea y no ha sufrido procesos de recristalización.

3.1.4 Determinación del grado de metamorfismo de impacto

Los granos de olivino que se estudiaron son mayormente subhedrales que muestran fracturas irregulares pero rara vez se observan familias de fracturas planares. Al ser observados con nicoles cruzados en algunos casos aislados se puede ver una irregularidad en la extinción que no es exactamente a los 90°, además que el 50% de los cristales mostró una incipiente extinción ondulante, pero en ningún caso se observó mosaicismo (Figura 15).

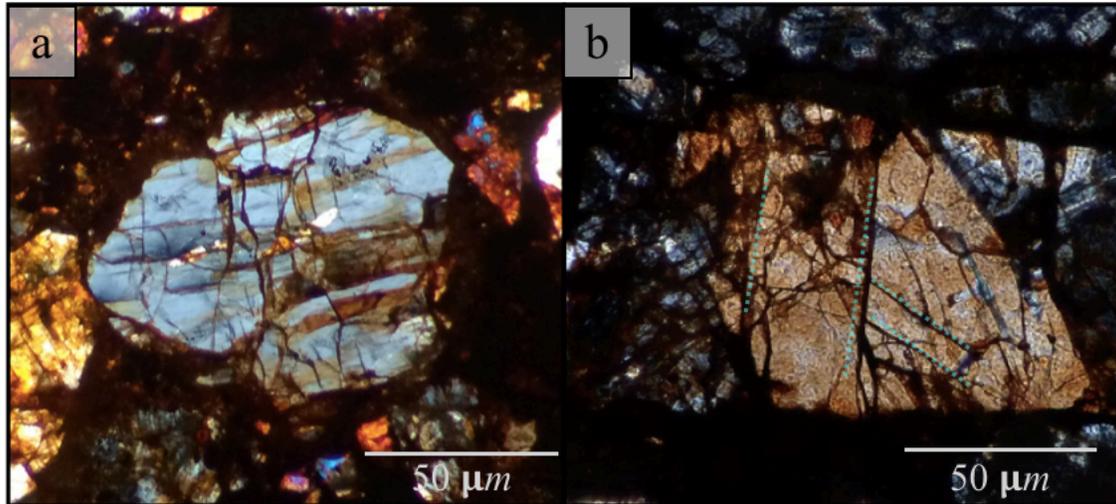


Figura 15. Microfotografía con nicoles cruzados de un cristal de a) piroxeno bajo en calcio y b) olivino presentes en la muestra. En ambos cristales se pueden observar fracturas irregulares y en el cristal de olivino se pueden ver dos familias fracturas planares (línea punteada azul).

Nos encontramos con el mismo caso al estudiar los granos de piroxenos, los cuales no muestran fracturas irregulares (Figura 15.a).

Observamos que en la muestra no se encuentran signos de metamorfismo de impacto fuertes como lo son las venas o bolsas de fusión. De igual manera, no se encuentran fracturas que atraviesan la muestra y que tengan signos de ser fracturas secundarias producidas por impacto.

Estos resultados sugieren que la muestra no ha pasado por procesos de impacto fuertes, por lo cual podría tratarse de un grado de impacto S1 o S2.

3.1.5 Determinación del grado de intemperismo y fracturamiento

La muestra de mano presenta un color café rojizo el cual es indicador de minerales como la limonita, presente en los bordes de algunos granos de aleaciones de Fe-Ni. No se ven minerales evaporíticos en la superficie y tampoco en las fracturas. Las imágenes

obtenidas con MEB nos permitieron ver que algunos granos de aleaciones de Fe-Ni muestran bordes oxidados (Figura 16). Al medir el área que cada fase representa obtuvimos que el borde de las aleaciones de hierro y níquel se han corroído a óxidos de hierro hasta en un 41% (Figura 16.a) (Figura 16.b). Esas características son representativas del grado intemperismo W2 de acuerdo a Wlotzka (1993) lo cual significa que la muestra se encuentra con baja alteración por intemperismo.

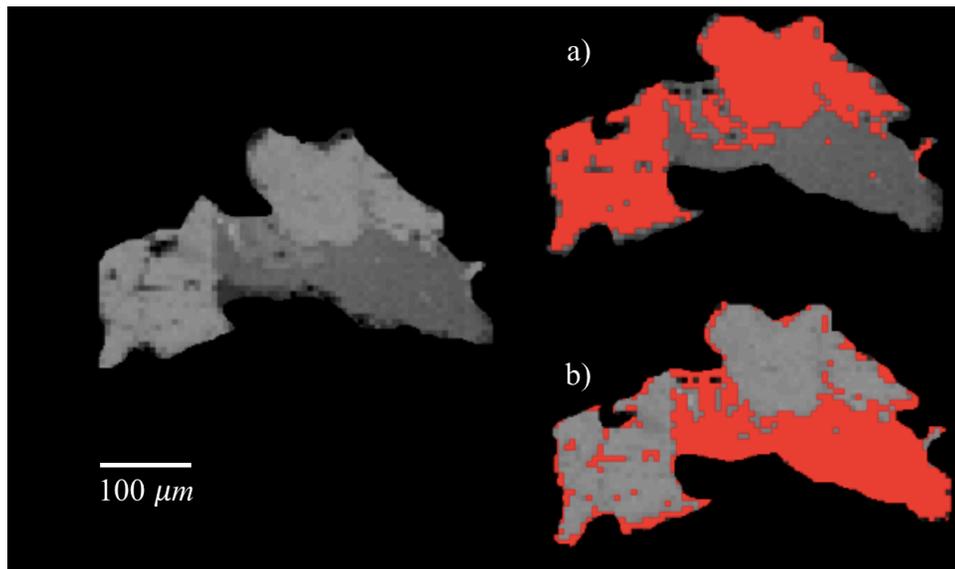


Figura 16. Imagen de electrones retrodispersados que muestra un grano de mineral opaco con zonas intemperizadas. En a) se puede ver el área medida del mineral sin intemperismo y en b) el área ocupada por óxido.

Por otro lado, se pueden ver en la muestra de mano varias fracturas superficiales que se encuentran interconectadas y también tres fracturas más severas. Al observar en el corte de la muestra se puede ver que una de las grietas más profundas penetra unos 50 mm (Figura 17).

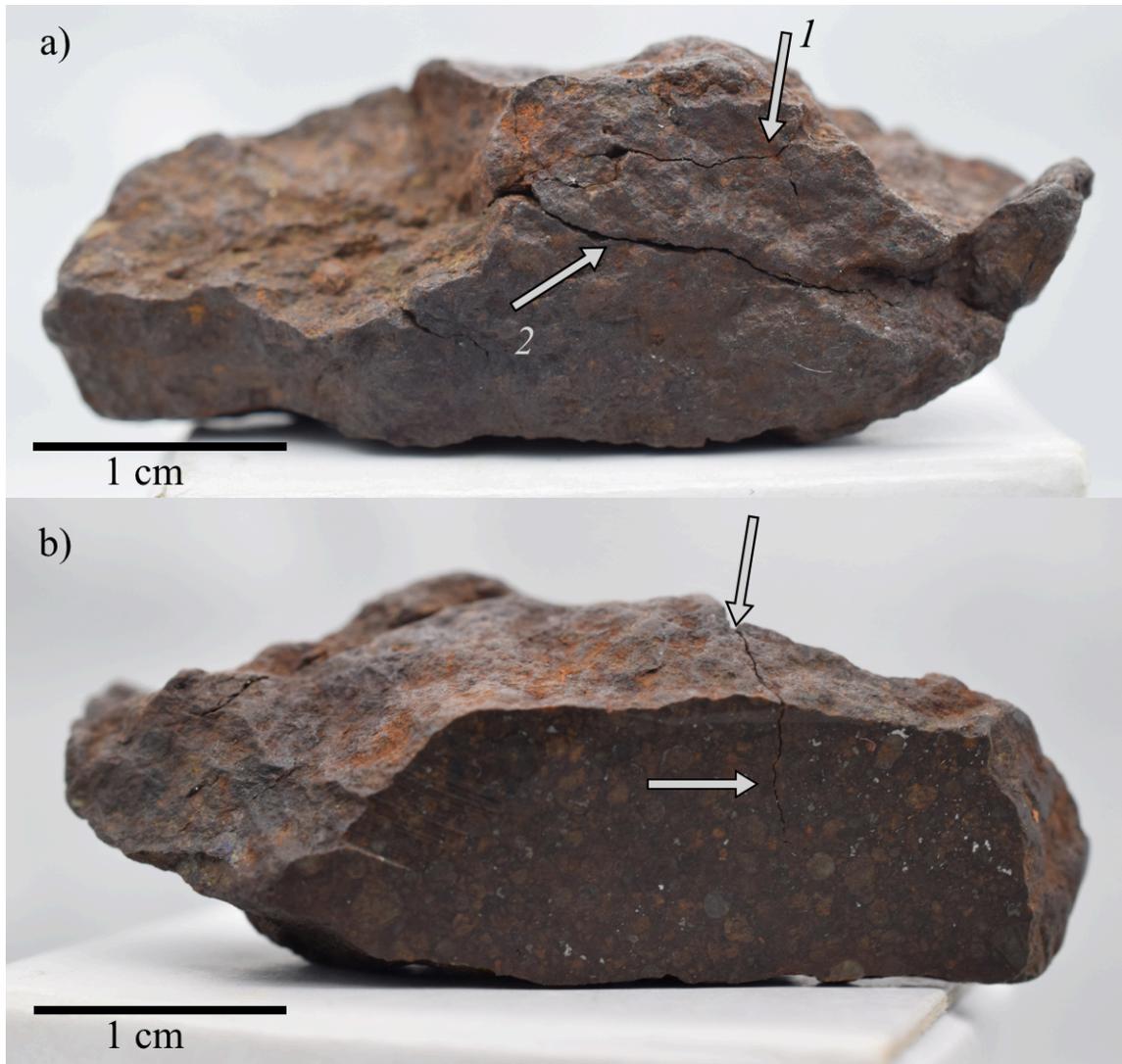


Figura 17. Fotografías de la muestra de mano de la meteorita NWA-M donde se pueden observar algunas fracturas superficiales (1) y otras que son más profundas (2). Al observar el corte de la muestra b) se puede ver que una grieta penetra hasta 50 mm .

3.2 Clasificación química de condros

Se localizaron en total 92 condros en la lámina delgada de la muestra, de los cuales 62 resultaron ser de olivino y un total de 46 fueron seleccionados para esta sección debido principalmente a su diámetro. En esta sección se muestran los resultados del trabajo que realizamos para lograr su clasificación a partir de su composición de condro total. Para

ello se muestran dos etapas del proceso: i) Los datos que corresponden a la construcción del control de referencia a partir de datos de WDS con el cual se compara la composición de cada condro y ii) datos de la composición de condro total de cada uno de los condros encontrados y el tipo químico al cual corresponden.

3.2.1 Control de referencia para condros

A partir del estudio de las imágenes de los diversos condros medimos el área total de cada condro, el área que corresponde a olivino y el que corresponde a la mesostasis. Con los datos obtenidos calculamos una composición promedio para nuestra muestra de condros de 56.25% de olivino y 43.75% de mesostasis. Posteriormente, seleccionamos un condro de la muestra que tuviera una proporción de olivino y mesostasis cercana a la media y que presentara una morfología promedio de todos los condros estudiados, es decir, que el tamaño, forma y contenido de mesostasis y olivino representan bien el promedio del resto de los condros. Sobre ese condro se hicieron análisis WDS en los granos de olivino y sobre la mesostasis (Tabla 5) con lo cual fue posible conocer la composición química de cada fase mineral.

Para saber la masa de olivino y mesostasis que tenemos en el condro, se multiplicó la densidad, 2.6 g/cm³ para el vidrio de la mesostasis y 3.8 g/cm³ para el olivino (Klein y Philpotts, 2013), por la fracción de volumen que representa cada fase.

Vidrio

Olivino

$$\left(2.6 \frac{g}{cm^3}\right) (43.75\%Vol) = 113.75 \frac{g}{cm^3} \%Vol \quad \left(3.8 \frac{g}{cm^3}\right) (56.25\%Vol) = 213.75 \frac{g}{cm^3} \%Vol$$

Después normalizamos el peso de cada fase a partir del peso total:

$$\text{Vidrio} + \text{Olivino} = 113.75 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \%Vol + 213.75 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \%Vol$$

$$\text{Vidrio} + \text{Olivino} = 327.5 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \%Vol$$

$$\text{Peso de vidrio normalizado} = \frac{113.75 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \%Vol}{327.5 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \%Vol}$$

$$\text{Peso de vidrio normalizado} = 0.347$$

$$\text{Peso de olivino normalizado} = \frac{213.75 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \%Vol}{327.5 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \%Vol}$$

$$\text{Peso de olivino normalizado} = 0.653$$

Partiendo de los datos de la composición química de cada fase y la proporción que representa del total del condro, calculamos el contenido en óxido de cada elemento (reportado en porcentaje en peso) para el total del condro ($\%W_T$) a partir del contenido de ese óxido en el vidrio ($\%W_V$) y en el olivino ($\%W_O$) considerando que estos representan una de las fracciones del peso total en el condro:

$$(\%W_V)(0.4106) + (\%W_O)(0.5893) = \%W_T$$

Con lo anterior obtuvimos la composición química total del condro en porcentaje en peso (Tabla 5).

Tabla 5. Concentración en porcentaje en peso (%Wt) de cada óxido para el condro total calculado a partir de las concentraciones para cada fase obtenidas por los análisis con WDS.

	Vidrio	Olivino	Condro total
Densidad (g/cm ³)		2.6	3.8
Vol%		43.75	56.25
Wt.		113.75	213.75
Wt. Normalizado		0.347	0.653
		Concentración (%Wt)	
	Vidrio	Olivino	Condro total
SiO ₂	60.615	39.234	46.660
TiO ₂	0.580	0.003	0.204
Al ₂ O ₃	20.364	0.010	7.080
FeO	4.631	19.276	14.190
MnO	0.075	0.377	0.273
MgO	2.290	40.928	27.508
CaO	1.205	0.026	0.435
Na ₂ O	9.291	0.000	3.227
Cr ₂ O ₃	0.421	0.057	0.183
NiO	0.347	0.009	0.126
K ₂ O	0.488	0.000	0.170
P			0.000
SO ₃			0.000
Total			100.055

3.2.2 Química de condro total

Los espectros de FXR que se obtienen al analizar los condros con el equipo SANDRA, deben ser procesados posteriormente con el programa AXIL. Como resultado de ese proceso se obtiene la intensidad de la señal de cada elemento, la cuál es proporcional a su concentración en la muestra analizada. Con esos datos se puede obtener la concentración elemental de la muestra una vez que son comparados con los resultados de los contenidos elementales del control de referencia. Si se conoce la concentración de un elemento en el

material de referencia (C'), entonces se puede relacionar con la intensidad de ese elemento en el espectro de FRX (I'), puesto que la intensidad de un elemento es directamente proporcional a la concentración del mismo en la muestra (Als-Nielsen y McMorrow, 2011; *e.g.* Montoya Pérez 2016).

De esta manera, partiendo de la intensidad en el espectro para cada elemento de una muestra (I) que se quiere analizar se puede calcular la concentración de ese elemento en la muestra (C). Suponiendo que el material analizado es muy parecido al material utilizado como estándar, por lo cual, las correcciones por matriz no son significativas (Rousseau *et al.*, 1996). En consecuencia, podemos relacionar las intensidades del estándar y la muestra con las concentraciones de cada elemento mediante la ecuación:

$$C'I'=CI$$

Al utilizar el control de referencia que construimos fue posible obtener la composición de condro total por cada elemento en porcentaje en peso de cada uno de los condros. Sin embargo, se necesitan obtener las concentraciones en óxidos para cada elemento y para conseguirlo primero tuvimos que separar el hierro total en las dos principales fases presentes en las meteoritas: i) el hierro formando troilita (FeS), haciendo una asociación 1/1 del contenido de azufre y hierro y ii) el hierro formando kamacita (FeNi), haciendo una asociación 1/1 del contenido de níquel y hierro. Para asignar el contenido de Fe asociado a cada fase mineral, consideramos la proporción que representa la masa atómica de cada elemento $p(E)$ en la masa molecular, como se muestra en la siguiente ecuación:

$$p(S) = \frac{Fe}{S} = \frac{55.85}{32.05} = 1.74 \qquad p(Ni) = \frac{Fe}{Ni} = \frac{55.85}{58.69} = 0.95$$

Lo anterior indica que por cada gramo de azufre tendremos 1.74 gramos de hierro asociado y por cada gramo de níquel se tienen 0.95 gramos de hierro. De esa manera calculamos el Fe necesario para formar cada fase mineral a partir del contenido de S para la troilita y Ni kamacita. Multiplicando el contenido de cada elemento por la proporción que representan en la fase mineral se obtiene, en cada condro analizado, la cantidad de Fe asociado a S y Ni.

Conociendo la cantidad de Fe asociado a S y Ni, consideramos que el Fe restante forma parte del óxido ferroso total (FeO) puesto que no contamos con un medio para diferenciar entre sus distintos estados de oxidación (férrico y ferroso) (Tabla 6).

Tabla 6. El contenido de hierro total fue separado en el Fe contenido en: i) kamacita (FeNi), asociándolo con el contenido de Ni. Fe en FeNi = (%wt Ni) (0.95), y ii) Troilita (FeS) asociando el Fe con el contenido de S. Fe en FeS = (%wt S) (1.74). Óxido ferroso (FeO) restando el contenido en kamacita y troilita al contenido de Fe total.

Muestra	Concentración (%wt)		
	FeO	FeNi	FeS
C27C	10.696	0.190	0.176
C42C	9.392	0.165	0.038
C48C	9.436	0.224	0.038
C54C	10.340	0.198	0.109
C55C	9.886	0.224	0.147
C56C	10.083	0.185	0.074
C60C	8.825	0.145	0.053
C62C	8.811	0.133	0.048
C64C	8.861	0.215	0.027
C72C	8.663	0.230	0.054
C73C	8.602	0.194	0.034
C75C	9.139	0.222	0.052
C76C	8.298	0.201	0.042
X11	9.561	0.185	0.029
X4	9.459	0.222	0.072

Para calcular el porcentaje en peso del Mg como MgO hicimos el cálculo de la masa que el átomo de Mg representa en la molécula de MgO, tal como se muestra en la siguiente ecuación:

$$p(Mg) = \frac{Mg}{MgO} = \frac{24.3}{40.3} = 0.603$$

Posteriormente, calculamos el porcentaje en peso del Mg como MgO mediante la ecuación:

$$\% MgO = \frac{\%Mg}{0.85}$$

De esa misma manera se puede obtener la concentración en porcentaje de los óxidos para cada elemento (Tabla 7).

Tabla 7. Concentraciones de cada elemento en porcentaje en peso (%Wt) para el estándar y la concentración calculada para cada condro. También se muestra el número de magnesio

Muestra	Concentración (%wt)												Total	#Mg
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	NiO	K2O	FeNi	FeS		
C27C	49.842	0.231	7.208	10.696	0.366	28.569	0.584	0.228	0.124	0.407	0.190	0.176	98.622	72.759
C42C	52.779	0.246	6.789	9.392	0.354	30.604	0.730	0.209	0.108	0.420	0.165	0.038	101.833	76.518
C48C	52.388	0.303	6.732	9.436	0.375	28.127	0.625	0.222	0.146	0.503	0.224	0.038	99.119	74.880
C54C	50.313	0.215	6.980	10.340	0.468	30.780	0.590	0.203	0.129	0.268	0.198	0.109	100.594	74.854
C55C	51.977	0.271	7.073	9.886	0.524	29.896	0.701	0.208	0.146	0.367	0.224	0.147	101.419	75.150
C56C	51.712	0.251	7.300	10.083	0.512	29.807	0.772	0.214	0.121	0.391	0.185	0.074	101.422	74.723
C60C	55.968	0.259	6.320	8.825	0.573	24.854	0.650	0.308	0.094	0.344	0.145	0.053	98.393	73.797
C62C	52.945	0.236	6.327	8.811	0.476	27.862	0.624	0.232	0.087	0.322	0.133	0.048	98.103	75.973
C64C	51.758	0.221	6.540	8.861	0.458	32.196	0.626	0.197	0.140	0.180	0.215	0.027	101.419	78.417
C72C	54.695	0.275	7.002	8.663	0.467	25.827	0.778	0.212	0.150	0.256	0.230	0.054	98.610	74.883
C73C	51.208	0.258	6.256	8.602	0.451	30.957	0.711	0.236	0.127	0.210	0.194	0.034	99.246	78.255
C75C	50.936	0.207	6.554	9.139	0.479	30.957	0.685	0.221	0.145	0.214	0.222	0.052	99.811	77.207
C76C	50.525	0.245	6.483	8.298	0.382	31.400	0.772	0.212	0.131	0.280	0.201	0.042	98.973	79.096
X11	50.638	0.202	5.624	9.561	0.577	29.984	0.638	0.189	0.121	0.392	0.185	0.029	98.141	75.822
X4	48.828	0.213	5.965	9.459	0.480	32.903	0.496	0.216	0.145	0.138	0.222	0.072	99.139	77.671

3.2.3 Tipos químicos de condros

Al conocer la concentración del MgO y FeO pudimos calcular el número de magnesio de cada condro (#Mg). La Tabla 7 muestra la concentración de los óxidos de algunos condros y el número de magnesio calculado a partir de su composición química total. El número de magnesio calculado para estos condros se encuentra en el rango de 72 a 79.

La Figura 18 muestra los valores obtenidos para el conjunto de condros analizados y el valor límite de 90 que marca la separación entre los condros con bajo contenido en FeO tipo I y tipo II (McSween, 1977). A partir de estos datos podemos ver que los condros de la muestra NWA-M son clasificados como condros tipo II y tienen un contenido de FeO intermedio, puesto que su concentración no es tan baja.

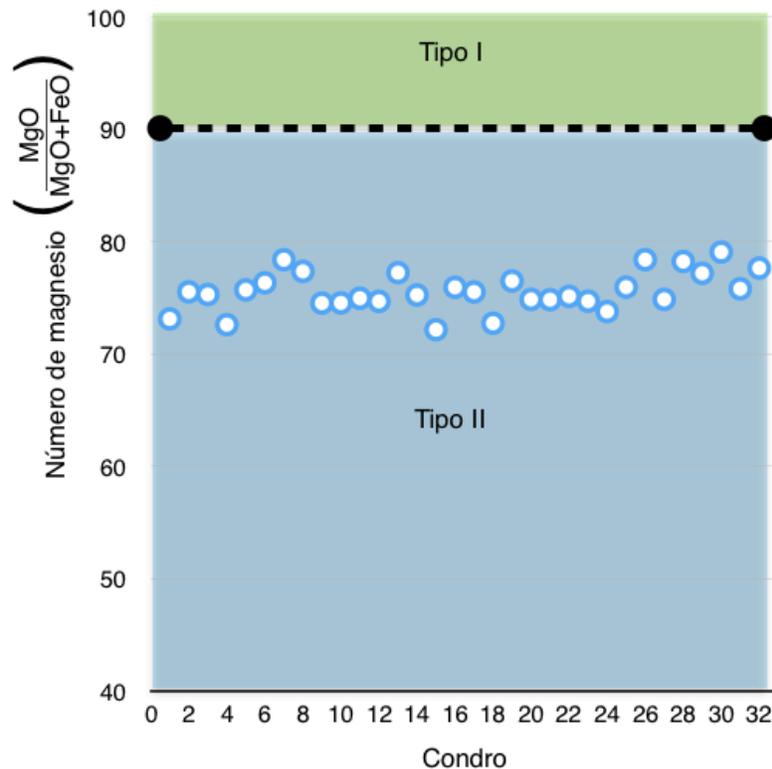


Figura 18. La gráfica muestra el intervalo de valor del número de magnesio para condros tipo I (verde) y para los condros tipo II (azul) (McSween, 1977). También se muestran los valores del número de magnesio de los condros medidos en nuestra muestra.

CAPÍTULO 4

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

4.1 Discusión

Esta sección se encuentra dividida en dos secciones: i) la primera corresponde a la discusión de los resultados relacionados con la clasificación de la muestra de condrita y ii) la segunda parte corresponde a la discusión de los resultados para determinar la clasificación química de los condros.

4.1.1 Clasificación de la meteorita

4.1.1.1 Grupo químico de la condrita

De acuerdo a la abundancia porcentual de las diversas estructuras y al comparar los resultados con los promedios reportados por Weisberg *et al.* en 2006 (Tabla 8) para los principales grupos de condritas, podemos ver que la ausencia de ICAs, la alta abundancia de condros y el contenido de metales (2.7%vol) se asemejan mucho al grupo de las condritas ordinarias, en especial a los grupos L y LL. Uno de los criterios determinante para la clasificación del grupo químico de una condrita es el grado de oxidación del hierro, reflejado por el contenido de hierro en aleaciones de Fe-Ni contra el contenido de hierro en silicatos, sin embargo, debido al valor del error de las mediciones, nuestros resultados no nos permiten discernir entre ambos grupos (L y LL) usando solamente ese criterio y por lo cual fue necesario la composición del olivino y piroxeno también es importante.

Los resultados del análisis con WDS sobre los olivinos que tienen una proporción de fayalita muy heterogénea (con valores dentro del intervalo de 19% a 30%), nos

permitieron comparar el grado de homogeneidad de la composición de los minerales de la muestra NWA-M con los datos reportados para las condritas ordinarias por Keil y Fredriksson (1964). En el gráfico se puede observar la afinidad de nuestros resultados con el grupo de las condritas ordinarias L. Estos resultados apoyan la idea de que la clase de la muestra es ordinaria y a la vez nos ayudan definiendo la muestra como una condrita ordinaria del grupo L.

Tabla 8. Características petrológicas promedio de los principales grupos de condritas. Modificada de Weisberg *et al.*, 2006.

	CI	CM	CO	CV	CK	CR	CH	CB	H	L	LL	EH	EL	R	K	NWA-M ^A
Abundancia de condros (vol %)	<<1	20	48	45	45	50-60	70	20-40	60-80	60-80	60-80	60-80	60-80	>40	27	78 ± 7
Abundancia de matriz (vol %)	>99	70	37	40	40	30-50	5	<<1	10-15	10-15	10-15	2-15	2-15	36	73	9.5 ± 1.5
Abundancia de ICA's (vol %)	<<1	5	13	10	10	0.5	0.1	<<1	<<1	<<1	<<1	<<1	<<1	0	<<1	0
Abundancia de metales (vol %)	0	0.1	1-5	0-5	0-5	5-8	20	60-80	8	4	2	10	10	0.1	7	2.7 ± 0.3
Diámetro de condros (mm)	NA	0.3	0.15	1.0	1.0	0.7	0.02	0.2 - 1 (cm)	0.3	0.7	0.9	0.2	0.6	0.4	0.6	0.4 ± 0.002
Composición del olivino (mol% Fa)	**	**	**	**	<1 - 47	1-3	<1 - 36	2-3	16-20	23-26	27-32	0.4	0.4	0.4-15.7	2.2	24.3 ± 5

** Muy variable

NA = No aplica

A = Condrita NWA-M

4.1.1.2 Tipo petrológico

La heterogeneidad en la composición de los cristales de olivino indica que la muestra no pasó por procesos de metamorfismo térmico que promovieron el intercambio iónico entre los diversos componentes de la condrita, por lo tanto, esto sugiere un tipo petrológico 3.

Después de un proceso de calentamiento, el piroxeno cambia de estado monoclinico a ortorrómbico, además la matriz de composición feldespática de los condros deja de ser un vidrio isotrópico y pasa a tener microlitos que recristalizan en granos más grandes de feldespatos (Van Schmus y Wood, 1967). Por lo tanto, el estado mayormente monoclinico del piroxeno pobre en calcio, la ausencia de cristales grandes de feldespato en la matriz de la muestra y el estado isotrópico de la mesostasis de los condros también son características representativas del tipo petrológico 3.

Sin embargo, algunos trabajos como el realizado por Dood en 1969 mostraron que varias condritas clasificadas dentro del tipo petrológico 3 en el esquema clásico propuesto por Van Schmus y Wood (1967), en realidad se encuentran menos equilibradas que otras. Partiendo de esos resultados en 1981 Huss y colaboradores organizaron muestras de condritas ordinarias clasificadas en el tipo petrológico 3 como una secuencia metamórfica con base en el grado de recristalización y la homogeneidad de la composición del olivino.

Una extensión de la clasificación propuesta por Van Schmus y Wood (1967) incluye la división del tipo petrológico 3 en subtipos que van del 3.0 al 3.9, donde el tipo 3.0 se designa a condritas que han experimentado un muy bajo metamorfismo y el 3.9 a aquellas que se encuentran muy cerca de alcanzar el equilibrio térmico asociado al tipo petrológico 4. Este esquema fue originalmente propuesto para condritas ordinarias por Sears y colaboradores en 1980 y ha sido extendido a otros grupos incluyendo, por

ejemplo, las condritas CO (Chizmadia *et al.*, 2002), CV (Bonal *et al.*, 2004) y las R (Bischoff, 2000).

Sears y colaboradores en 1982 demostraron que la homogeneidad de la composición del olivino observados en meteoritas tipo 3 es un parámetro que permite determinar el tipo petrológico en el intervalo de 3.0 al 3.9. Por lo tanto, es posible determinar el tipo petrológico a partir del valor de la desviación estándar de la composición del olivino. De manera que el valor de 5% de desviación estándar medido para la composición promedio de los 30 cristales de olivino de NWA-M comparado con los resultados de Sears y colaboradores (1982) (Tabla 9) apuntan que la meteorita es de un tipo petrológico 3.9.

Tabla 9. Desviación estándar porcentual de la fayalita para cada tipo petrológico (Sears *et al.*, 1982).

Tipo petrológico	Desviación estándar porcentual
3.9	5 - 10
3.8	10 - 20
3.7	20 - 30
3.6	30 - 40
3.5	40 - 50
3.4	50
3.3	50
3.2	50
3.0	50

4.1.1.3 Metamorfismo de impacto

Las fracturas planares son signo de un impacto fuerte en la muestra, sin embargo, de los cristales de olivino y piroxeno muy pocos mostraron familias de esas fracturas (20%). Por otro lado, las fracturas irregulares que se observaron en los minerales evaluados son el resultado de un impacto no muy fuerte que corresponde al grado 2 en la escala de Stöffler y colaboradores (1991). De la misma manera, la extinción ondulante que se observó en 70% los cristales es característica del grado de metamorfismo 2.

Por otra parte, la ausencia de venas y bolsas de fusión también indica que la muestra tiene un grado de metamorfismo 2, porque ambas características se presentan a partir del grado de metamorfismo térmico 3.

4.1.1.4 Grado de intemperismo

Siguiendo el método de Kojima e Imae (2000) se pudo ver que los minerales metálicos presentan un porcentaje de oxidación en promedio de 41%. Mason (1978) propone una escala que no permite asociar estos porcentajes a un grado de intemperismo, sin embargo, la propuesta de Wlotzka (1993) enfocada en condritas ordinarias asigna un grado de intemperismo más objetivo al basarse en el porcentaje del área intemperizada.

Al comparar los resultados del 41% de área intemperizada en los minerales opacos presentes en nuestra muestra con la escala propuesta por Wlotzka (1993) podemos asociarlos con un grado de intemperismo W2, en el cual los minerales opacos presentan una oxidación del 20 al 60%.

4.1.1.5 Grado de fracturamiento

Se observó que la muestra presenta un conjunto de grietas que en su mayoría son superficiales. Sin embargo, también se ven tres grietas que son más profundas y que al estudiar una de ellas en el corte de la muestra se puede ver que penetra casi hasta la mitad (~50 mm). De acuerdo con Mason (1978) el grado de fracturamiento que se asocia a una muestra que presenta principalmente grietas superficiales es el grado A. Por otro lado, cuando la muestra tiene muchas fracturas que son más profundas se asigna el grado B. Puesto que nuestra meteorita presenta tantas grietas superficiales y pocas grietas profundas, consideramos que el grado de fracturamiento asociado a nuestra muestra es A/B.

4.1.2 Clasificación de condros

4.1.2.1 Química de condro total

En trabajos anteriores se han demostrado las ventajas de trabajar con el equipo SANDRA para el estudio de meteoritas (e.g. López García, 2018 y Montoya Pérez, 2016), entre las que se destacan: 1) Ser un método no destructivo, con lo cual se preserva el material para estudios posteriores, 2) se requiere una preparación mínima de la muestra, 3) se puede modular el diámetro del haz fácilmente lo cual permite obtener análisis globales con mayor veracidad que con la EMPA.

Como se demostró en el trabajo de Montoya Pérez (2016) con este equipo es posible obtener la caracterización química elemental global de los condros a partir de la técnica de FRX. Posteriormente López García (2018) demostró que el método de matriz similar para asociar el contenido elemental al contenido en óxidos es más confiable que el método de curvas de calibración.

Por lo anterior podemos decir que el análisis químico obtenido a partir del estudio con FRX nos permitió obtener datos del contenido elemental de cada condro y a partir de ello obtener datos confiables de la concentración de los diversos óxidos de la composición química de condro total.

4.1.2.2 Tipo químico de condros

Fue posible realizar el cálculo del número de magnesio a partir de la composición química de condro total, obteniendo valores que se encuentran en el intervalo de 72 a 79%, lo cual indica que se tratan de condros con alto contenido en hierro definidos como condros tipo II.

4.2 Conclusiones

A partir de los resultados obtenidos fue posible cumplir con el objetivo general de clasificar la muestra, definiendo i) el grupo químico al que pertenece, ii) determinando el tipo petrológico, así como iii) el grado de metamorfismo de impacto que sufrió. A demás logramos determinar la clasificación química de los condros a partir de la metodología desarrollada para obtener la composición química de condro total a partir del análisis de FRX. Finalmente podemos formular las siguientes conclusiones:

- 1) La muestra NWA-M se trata de una condrita ordinaria L.
- 2) El grado petrológico de la muestra es de 3.9.

- 3) Las características que muestran los granos de olivino, piroxeno y plagioclasas muestran que se trata de un grado de metamorfismo de impacto S2 el cual se trata de un metamorfismo de impacto muy ligero correspondiente a presiones de 5 a 10 GPa.
- 4) El grado de intemperismo es W2.
- 5) Las fracturas presentes corresponden a un grado A/B.
- 6) Los condros presentes en esta muestra tienen un alto contenido en hierro por lo cual se tratan de condros tipo II.

REFERENCIAS

Alexander C. M. O., Hutchison R., y Barber D. J., 1989. Origin of chondrule rims and interchondrule matrices in unequilibrated ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science*, v. 95, p. 187–207.

Als-Nielsen, Jens y McMorrow, D. 2011. *Elements of modern X-ray physics*, Segunda edición. Ed. John Wiley & Sons, Ltd Publication. United Kingdom. pp. 2-3.

Anders E., 1964. Origin, age and composition of meteorites. *Space Science Review*, v. 3, p. 583-714.

Bergin E. A. y Tafalla M. 2007. Cold dark clouds: the initial conditions for star formation. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, v. 45, p. 339-396.

Binzel R. P., Lupishko D. F., Martino M. D., Whiteley R. J. y Hahn G. J., 2002. Physical properties of near-Earth objects. In *Asteroids III* (eds. W. F. Bottke, Jr., A. Cellino, P. Paolicchi, and R. P. Binzel). University of Arizona Press, Tucson, pp. 255–271

Bischoff A., Geiger T., Palme H., Schultz L., Scherer P., Loeken T., Bland P., Clayton R. N., Mayeda T. K., Herpers U., Meltzow B., Michel R. y Dittrich-Hannen B., 1993. Acfer 217-A new of Rumuruti chondrite group. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 29, p. 264-274.

Bischoff A., 2000. Mineralogical characterization of primitive, type-3 lithologies in Rumuruti chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 35, p. 699–706.

Bonal L., Quirico E., y Bourot-Denise M., 2004. Petrologic type of CV3 chondrites as revealed by Raman spectroscopy of organic matter (abstract). In *Lunar and Planetary Science XXXV*, Abstract #1562. Lunar and Planetary Institute, Houston (CD-ROM).

Boss A. P., 1998, Temperatures in protoplanetary disks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 26, p. 53–80.

Brezina A., 1904. The arrangement of collections of meteorites. *Proceedings of the American Philosophical Society*, v. 43, p. 211-247.

Cervantes de la Cruz K. E. 2009. Estudio de los condros de las meteoritas condriticas mexicana Cuartaparte, Cosina, y Nuevo Mercurio: origen y evolución de dichas estructuras. Tesis de doctorado. Instituto de Geología, UNAM. Distrito Federal, México. pp. 37-38.

Chiang E. y Youdin A. N., 2010. Forming planetesimals in solar and extrasolar nebulae. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 38, p. 493-522.

Chizmadia L. J., Rubin A. E. y Wasson J. T., 2002. Mineralogy and petrology of amoeboid olivine inclusions in CO3 chondrites: Relationship to parent-body aqueous alteration. *Meteoritics and Planetary Science*, v.37, p. 1781-1796.

Connelly J. N., Bizzarro M., Krot A. N., Nordlund Å., Wielandt, D. e Ivanova M. A., 2012. The Absolute Chronology and Thermal Processing of Solids in the Solar Protoplanetary Disk. *Science*, v. 338, p. 651-655.

D'Alessio P., Calvet N. y Hartmann L., 2001. Accretion disks around young objects: III. Grain growth. *Astrophysics Journal*, v. 553, p. 321–334

Dauphas N. y Chaussidon M., 2011. A perspective from extinct radionuclides on a young stellar object. *The sun and its accretion disk: Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 39, p. 351–386.

Davis A.M. y Richter, F. M., 2003. Condensation and evaporation of solar system materials, *Treatise on Geochemistry*. Vol. 1: Meteorites, Comets, and Planets, Ed. Oxford: Elsevier- Pergamon. Amsterdam. pp. 143-200.

DeMeo F. C. y Carry B., 2014 Solar System evolution from compositional mapping of the asteroid belt. *Nature*, v. 505, p. 629-634.

Dodd R. T., 1969. Metamorphism of the ordinary chondrites: A review. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 33, p. 161–203.

Gradie J. y Tedesco E., 1982. Compositional Structure of the Asteroid Belt. *Science*, v. 216, p. 1405-1407.

Grady M., Pratesi G. y Moggi Cecchi V. 2014. *Atlas of Meteorites*. Reino Unido: Cambridge University Press. pp. 1-10, 322-329.

Herndon J. M. y Herndon M. A., 1977. Aluminium-26 as a planetoid heat source in the early solar system. *Meteoritics*, v. 12, p. 459-465.

Hewins R. H., 1997. Chondrules. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 25, p. 61–83.

Hewins R. H. y Herzberg C. T., 1996. Nebular turbulence, chondrule formation, and the composition of the Earth. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 144, p. 1–7.

Heymann D., 1967. On the origin of hypersthene chondrites: Ages and shock effects of black chondrites. *Icarus*, v. 6, p. 189-221.

Hollenbach D. J., Yorke H. W., y Johnstone D., 2000. Disk dispersal around young stars. In *Protostars and Planets IV*, Eds. V. Mannings, A. P. Boss, and S. S. Russell. University of Arizona Press, Tucson, p. 401–428.

Huss G. R., Keil K. y Taylor G. J., 1981. The matrices of un-equilibrated ordinary chondrites: Implications for the origin and history of chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 45, p. 33– 51.

Hutchison R., Alexander C. M. O. y Barber D. J., 1987. The Semarkona meteorite: first recorded occurrence of smectite in an ordinary chondrite, and its implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, p. 1103–1106.

Hutchison R., Alexander C. M. O'D. y Bridges J. C., 1998. Elemental redistribution in Tieschitz and the origin of white matrix. *Meteoritics and Planetary Sciences*, v. 33, p. 1169–1179.

Jones R. H., 1990. Petrology and mineralogy of type II, FeO- rich chondrules in Semarkona (LL3.0): origin by closed system fractional crystallization, with evidence for super-cooling. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 1785–1802.

Keil K. y Fredriksson K., 1964. The iron, magnesium, and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. *Journal of Geophysical Research*, v. 64, p. 3487-3515.

Keil K., 1964. Possible correlation between classifications and potassium-argon ages of chondrites. *Nature*, v. 203, p. 511.

Klein, C. y Philpotts, A. R., 2013. *Earth Materials, Introduction to Mineralogy and Petrology*, Primera edición. Cambridge University Press. New York.

Kojima H. e Imae N., 2000. Meteorite news: Japanese collection of Antarctic meteorites, v. 9 , p. 1-58.

Lada C. J. y Shu F. H., 1990. The formation of sunlike stars. *Science*, v. 248, p. 564–572.

López García K. 2018. Caracterización de una meteorita metálica de la localidad de Real de Catorce, S. L. P., México . Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM, Ciudad Universitaria, Ciudad de México, México.

Lynden-Bell D. y Pringle J. E., 1974. The evolution of viscous disks and the origin of the nebular variables. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, v. 168, p. 603–637.

Lofgren G. 1996. A dynamic crystallization model for chondrules melts. In *Chondrules and the Protoplanetary Disk* (eds. R. H. Hewins, R. H. Jones, and E. R. D. Scott). Cambridge University Press, Cambridge, pp. 187–196.

Mason B., 1978. Antarctic Meteorite Newsletter, v. 1, p. 1-38.

McSween H., 1977. Chemical and petrographic constraints on the origin of chondrules and inclusions in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 41, p. 1843–1860.

McSween H. 1999. En *Meteorites and Their Parent Planets*. Ed. Cambridge Univ. Press, United Kingdom, 1999, pp. 95-100.

Montoya Pérez M. A. 2016. Caracterización morfológica y mineralógica de condros barrados de olivino presentes en la condrita Allende. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM, Ciudad Universitaria, Ciudad de México, México.

Reipurth B., 2000, Disintegrating multiple systems in early stellar evolution. *The Astronomical Journal*, v. 120, p. 3177–3191.

Rousseau, R.M., Willis, J.P., Duncan, A.R., 1996. Practical XRF Calibration Procedures for Major and Trace Elements. *X-Ray Spectrometry*, v. 25, p. 179-189.

Rubin A. E. y Kallemeyn G. W., 1993. Pecora Scarpment 91002: A member of the new Rumuruti (R) chondrite group. *Meteoritics and Planetary Science*, v.29, p. 255-264.

Rubin A. E., Scott E. R. D. y Keil K., 1997. Shock metamorphism of enstatite chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 847–858.

Ruvalcaba S., J.L., Ramírez M., D., Melo A., V., Picazo, F., 2010. SANDRA: a portable XRF system for the study of Mexican cultural heritage. *X-RaySpectrom*, v. 39, p. 338–345.

Scott, E.R.D., 2007. Chondrites and the Protoplanetary Disk. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 35, p. 577–620.

Scott E. R. D. y Taylor G. J., 1983. Chondrules and other components in C, O, and E chondrites: similarities in their properties and origins. *Journal of Geophysical Research*. v. 88, p. B275 – B286.

Sears D. W. G., Grossman J. N., Melcher C. L., Ross L. M., y Mills A. A., 1980. Measuring the metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites. *Nature*, v. 287, p. 791–795.

Sears D.W. G., Grossman J. N. y Melcher C. L., 1982. Chemical and physical studies of type 3 chondrites-I: Metamorphism related studies of Antarctic and other type 3 ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 2471-2481.

Sears D. W. G., Hasan F. A., Batchelor J. D. y Lu J., 1991. Chemical and physical studies of type 3 chondrites: XI. Metamorphism, pairing, and brecciation of ordinary chondrites. *Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference*, v. 21, p. 493–512.

Sears D. W. G. y Weeks K. S., 1991. Chemical and physical studies of type 3 chondrites: 2. Thermoluminescence of sixteen type 3 ordinary chondrites and relationships with oxygen isotopes. *Proc. 14th Lunar Planet. Sci. Conf. Part 1: Journal of Geophysical Research* 88, B301–B311.

Stöffler D., Bischoff A., Buchwald V., y Rubin A. E. 1988. Shock effects in meteorites. In *Meteorites and the Early Solar System* (eds. J. F. Kerridge y M. S. Matthews), University of Arizona Press, pp. 165-202.

Stöffler D., Keil K., y Scott E. R. D., 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 3845–3867.

Strom S. E., 1994. The early evolution of stars. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica*, v. 29, p. 23–29.

Strom S. E., 1995, Initial frequency, lifetime and evolution of YSO disks. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica*, v. 1, p. 317–328.

Trieloff, M., Jessberger, E.K., Herrwerth, I., Hopp, J., Fiéni, C., Ghélis, M., Bourot-Denise, M. y Pellas, P., 2003. Structure and thermal history of the H-chondrite parent asteroid revealed by thermochronometry. *Nature*, v. 422, p. 502–506.

Tsiganis, K., Gomes, R., Morbidelli, A. y Livenson, H., F., 2005. Origin of the orbital architecture of the giant planets of the Solar System. *Nature*, v. 435, p. 459-461.

Van Schmus W. R. y Wood J. A., 1967. A chemical- petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 31, p. 747–765.

Vilas, F. y Smith, B.A., 1985. Reflectance Spectrophotometry ($\sim 0.5\text{-}1.0\ \mu\text{m}$) of Outer-Belt Asteroids: Implications for Primitive, Organic Solar System Material. *Icarus*, v. 64, p. 503-516.

Wasson J. T. y Chou C. L., 1974. Fractionation of moderately volatile elements in ordinary chondrites. *Meteoritics*, v. 9, p. 69–84.

Weidenschilling S. J., 1977. The distribution of mass in the planetary system and Solar Nebula. *Astrophysics and Space Sciences*. v. 51, p. 153–158.

Weisberg, M.K., McCoy, T.J. y Krot, A.N., 2006. Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. *Meteorites and the Early Solar System*, v. 2, p. 19-52.

Wlotzka F. 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*, v. 28, p. 460.

Wood J. A., 2004. Formation of chondritic refractory inclusions the astrophysical setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 4007-4021.

Woolum D. S. y Cassen P., 1999. Astronomical constraints on nebula temperatures: implications for planetesimal formation. *Meteoritics and Planetary Sciences*, v. 34, p. 897–907.

Zanda, B., 2004. Chondrules. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 224, p. 1-17.

Zellner, B. y Tholen, D.J., 1985. The eight-color asteroid survey: Results for 589 minor planets. *Icarus*, v. 61, p. 355-416.