



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE CIENCIAS

Petrología de un meteorito tipo acapulcoita

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Carlo Alberto Aceves Martínez

DIRECTORA DE TESIS:

Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz

Ciudad Universitaria, Cd. Mx. 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Nombre del alumno: Aceves Martínez Carlo Alberto

Teléfono: 5521104861

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Licenciatura en Ciencias de la Tierra

Número de cuenta: 314302522

Tutor: Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz

Jurado

Propietario: Dr. José Luis Ruvalcaba Sil

Propietario: M. en F. M. Jaqueline Rafaela Dolores Cañetas Ortega

Suplente: Ing. Oscar Irazaba Ávila

Suplente: M. en C. Luis Espinosa Arrubarrena

Datos del trabajo escrito

Caracterización de una meteorita tipo acapulcoita.

61 páginas

2023

AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos académicos

Agradezco mucho a mi tutora, la Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz, por estar atenta al proceso y escucharme cuando lo necesitaba. Sus observaciones del trabajo siempre han sido muy enriquecedoras para realizar el trabajo y sobre todo por la buena persona que es. He pasado por momentos duros al escribir el trabajo y sin duda su apoyo me ha ayudado mucho a seguir adelante. Le aprecio mucho. Es un orgullo para mí el poder haber compartido ideas con usted a quien considero una de mis personas a seguir por su trayectoria académica y por la persona que es.

Agradezco a la M en C. Karina López García y al M en C. Miguel Ángel Montoya Pérez por su apoyo y comentarios al realizar este proyecto. Compartir también un lugar en una clase con ustedes ha sido muy enriquecedor en mi aprendizaje y poder ver como progresan en su trayectoria académica.

También debo agradecer a la Dra. Teresa Pi Puig, su clase de Mineralogía y sus aportaciones a dudas que tuve en el trabajo han sido de gran ayuda, le agradezco mucho su atención y considero que es una de las mejores clases que pude asistir en la Facultad de Ciencias.

A la M. en C. Jaqueline Cañetas Ortega y al Dr. José Luis Ruvalcaba Sil del laboratorio LANCIC del Instituto de Física, UNAM por su apoyo para analizar las muestras en SEM-EDS. Gracias a su atención y por brindar ayuda en los análisis realizados para el proyecto.

Al M. en C. Luis Espinosa Arrubarrena y al Ing. Óscar Irazaba Ávila por sus valiosas aportaciones al escrito y por permitir que sea posible el estudio de M-019 que es parte del Museo del Instituto de Geología de la UNAM.

Se agradece al Taller de Mineralogía y Petrología que se encuentra en el área de Laboratorios de Física General de la Facultad de Ciencias, UNAM, donde se realizó la descripción del material. Gran parte del proyecto se dedicó en el taller por lo que estoy muy agradecido con la ayuda en este lugar.

La investigación fue financiada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN117619. Además, se contó también con el patrocinio del proyecto CONACyT-Fronteras del Conocimiento CF-15303.

Agradecimientos personales

Quiero comenzar agradeciendo a mi familia; a mis padres, Juan Carlos y Susana, por estar siempre apoyándome, por ser grandes personas y que desean lo mejor para sus hijos. Siempre he tenido las herramientas y facilidades para continuar mi camino académico y deseo que en algún punto pueda dar todo lo que he recibido desde mi niñez. Los amo mucho.

A mi hermana Nayely, que es una persona hermosa y me ha inspirado mucho a seguir adelante. Muchas gracias por siempre escucharme para hablar ya sea de cómo me siento o cualquier otro tema, también por dejarme compartir cosas que me gustan de mi aprendizaje en la carrera. Y sobre todo por siempre amarme incondicionalmente y apoyarme. Te amo mucho.

Bueno y obviamente a Floki, porque desde que vive con nosotros, es una luz en nuestro hogar. Te quiero mucho flokito.

A Renee Fernanda Alcántara Monterrubio, por ser una persona fantástica, que siempre ha estado para mí, me ha apoyado en todas mis metas y sueños, por hacer de mi vida una gran experiencia y ser alguien a quien admiro profundamente. Haberte conocido y ahora ser tu pareja es algo que me hace dichoso y espero inspirar en ti algo cercano a todas las sensaciones que inspiras en mí. Estoy muy agradecido de estar contigo, de poder conversar juntos, de conocer nuevos lugares y de ayudarnos a seguir adelante y cumplir nuestros sueños. Te amo mucho.

A mis primos Erick, Karen, David, Miguel, Angélica, Brandon, Heizeel y faltan más. A mi abuelita, tíos. Todos han sido parte importante en mi vida, soy muy afortunado de tener una familia con personas muy amables, cariñosas y confiables.

A mis amigos de la infancia y de la facultad (Aldahir, Fernando, Ventanillas, André, Sebastian, Chassin, Eduardo, Andrea, Esteban, Iván, Sebastián, Diana y Paula) que en distintos momentos de la vida he compartido grandes experiencias. En algunos casos pasamos momentos difíciles, en la escuela o personales, pero los prefiero mil veces acompañado de ustedes, que son grandísimas personas y les deseo lo mejor en cada aspecto en su vida por venir y siempre podrán contar conmigo. A Lizbeth Brito Mejía, a quien considero una persona muy especial y una gran amiga, gracias por ser quién eres, siempre que recuerdo esta etapa siento que fui afortunado de conocerte y pasar tiempo juntos.

A mis mejores amigos Aldair y Alondra, a quienes quiero mucho y admiro, gracias a ustedes también sé que hay que disfrutar y divertirse en esta etapa, siempre que pienso en ustedes me viene una sonrisa de las cosas que vivimos. Cuentan con todo mi apoyo y deseo de todo corazón que tengan mucho éxito en todas las cosas que vayan a realizar.

Índice general

Resumen	9
Introducción	10
Historia y justificación	10
Hipótesis y objetivos	11
Capítulo 1. Marco teórico	12
1.1 Clasificación de meteoritas	12
1.2 Parámetros fundamentales para clasificar meteoritas.....	13
1.3 Metamorfismo térmico y su relación con acapulcoitas	17
1.4 Intemperismo en las meteoritas	20
1.5 Antecedentes de las acapulcoitas y cuerpo parental.....	21
1.6 Acapulcoitas	22
1.7 Corteza de fusión.....	25
1.8 Comparación de técnicas analíticas para meteoritas	26
Capítulo 2. Metodología	30
Capítulo 3. Resultados	33
3.1 Descripción e identificación textural.....	33
3.2 Mineralogía modal	34
3.3 Análisis de composición química.....	35
3.4 Grado de Intemperismo	41
3.5 Corteza de fusión, textura y composición química	42
Capítulo 4. Discusión	47
4.1 Análisis textural.....	47
4.2 Determinación de tipo petrológico	48
4.3 Determinación del grado de intemperismo	49
4.4 Diferencias de composición química entre acapulcoitas y condritas ordinarias	50
4.5 Contenido de carbono en M-019	50
4.6 Corteza de fusión.....	51
Capítulo 5. Conclusiones	53
Referencias	54
Apéndices	59

Índice de tablas

Tabla 1.1	Rango de composición (wt. %) en los principales componentes de meteoritas.	Pág. 13
Tabla 1.2	Descripción de los criterios para establecer los tipos petrológicos para condritas. Modificada de Van Schmus y Wood (1967), Grady y colaboradores (2014a), e. g. Cervantes de la Cruz, 2009.	Pág. 19
Tabla 1.3	Escala de estados de intemperismo.	Pág. 21
Tabla 1.4	Porcentaje en volumen de principales fases minerales en acapulcoitas y lodranitas.	Pág. 23
Tabla 1.5	Comparación de técnicas analíticas como destructivas, poco invasivas y no destructivas.	Pág. 29
Tabla 3.1	Porcentaje en volumen de fases principales y promedio del tamaño de grano.	Pág. 34
Tabla 3.2	Análisis puntual de aleación metálica en zona 1.	Pág. 36
Tabla 3.3	Análisis puntual de aleación metálica y óxido en zona 1.	Pág. 37
Tabla 3.4	Resultados de análisis en zona 1 (círculo verde).	Pág. 37
Tabla 3.5	Resultados de análisis en (wt. %) para silicatos en la zona 2.	Pág. 38
Tabla 3.6	Resultados de análisis en (wt. %) para la zona rectangular verde en zona 3.	Pág. 40
Tabla 3.7	Resultados de análisis en (wt. %) para la zona rectangular azul en zona 3.	Pág. 41
Tabla 3.8	Resultados de análisis en (wt. %) para la corteza de fusión y de una zona representativa de M-019.	Pág. 44
Tabla 4.1	Tabla comparativa de una condrita con metamorfismo térmico alto (5-6) y M-019.	Pág. 48
Tabla A.1	Área ocupada por cada fase mineral y porcentaje en volumen.	Pág. 59
Tabla A.2	Cálculo estequiométrico de piroxenos.	Pág. 60
Tabla A.3	Cálculo estequiométrico de olivinos.	Pág. 61

Índice de figuras

Figura 1.1	Gráfica de Fe/Si (mol) vs Fe oxidado/Si (mol) tomado de Grady y colaboradores (2014a).	Pág. 14
Figura 1.2	Gráfica de relación de elementos mayores en diversos grupos de meteoritas (Ca/Si y Al/Si) tomado de Grady y colaboradores (2014).	Pág. 15
Figura 1.3	Abundancia de elementos traza en acapulcoitas y grupos de meteoritas similares, tomado de Li S y Colaboradores (2018).	Pág. 16
Figura 1.4	Dataciones basadas en edades obtenidas de Pb-Pb, modificado de Grady y colaboradores (2014a).	Pág. 16
Figura 1.5	Dataciones basadas en edades obtenidas de Pb-Pb, modificado de Grady y colaboradores (2014a).	Pág. 17
Figura 1.6	Diagrama de fase de olivino y piroxeno, mostrando el rango de composición mineral para acapulcoitas, transicionales y lodranitas. Modificado de Grady y colaboradores (2014b).	Pág. 23
Figura 1.7	Imagen de la meteorita acapulco en lámina delgada, modificada de Grady y colaboradores (2014b).	Pág. 24
Figura 1.8	Esquema de la corteza de fusión de las condritas ordinarias. Tomada de Genge y Grady (1999).	Pág. 25
Figura 2.1	Esquema general de la metodología.	Pág. 30
Figura 2.2	Ejercicio para determinar la exactitud de selección de áreas mediante el uso del programa ImageJ.	Pág. 31
Figura 3.1	Imagen representativa de la M-019, se observan principalmente olivinos, piroxenos y aleaciones metálicas. Imagen en luz polarizada plana.	Pág. 33
Figura 3.2	Imágenes en luz polarizada plana y luz reflejada de aleaciones metálicas.	Pág. 34
Figura 3.3	Zona 1. Análisis puntuales representados con puntos rojos y azul, análisis en zona representados por el círculo verde.	Pág. 35
Figura 3.4	Gráfico del análisis puntual mostrado en la Tabla 3.2 (aleación metálica).	Pág. 36
Figura 3.5	Zona 2. Análisis puntuales representados con puntos rojos, análisis en zona representados por los rectángulos.	Pág. 38

Figura 3.6	Gráfica de Fa% en olivinos vs Fs% en ortopiroxenos reportados en la Tabla 1.1 y en M-019. Basada en el trabajo de Lucas y colaboradores (2019).	Pág. 39
Figura 3.7	Gráfico del análisis puntual en la región rectangular azul mostrada en la Figura 3.5.	Pág. 39
Figura 3.8	Zona 3. Análisis puntuales representados con puntos, análisis en zona representados por los rectángulos.	Pág. 40
Figura 3.9	Imagen de la corteza de fusión, tomada de la región pulida de M-019. Imagen tomada en luz polarizada plana.	Pág. 42
Figura 3.10	Imagen tomada perpendicularmente a la corteza de fusión. Imagen tomada en luz reflejada.	Pág. 42
Figura 3.11	Imagen tomada de la corteza de fusión donde se observan aleaciones con pequeñas líneas de flujo. Imagen tomada en luz reflejada.	Pág. 43
Figura 3.12	Corteza de fusión de M-019, tomada con SEM-EDS.	Pág. 43
Figura 3.13	Imagen de la corteza de fusión obtenida con SEM-EDS	Pág. 45
Figura 3.14	Mapeo elemental de la zona en la Figura 3.13.	Pág. 45
Figura 4.1	Venas de fusión de troilita (FeS) presentes en la M-019, tomada con SEM-EDS.	Pág. 47
Figura 4.2	Esquema de la corteza de fusión de la M-019.	Pág. 51
Figura A.1	Imágenes del área intemperizada de M-019 y la selección de fases minerales con Inkscape.	Pág. 59

Resumen

Las acondritas primitivas son una clase escasa de meteoritas que han pasado por un proceso de metamorfismo térmico y fusión parcial. Dentro de esta clase se encuentra la familia o clan acapulcoitas-lodranitas, caracterizada principalmente por su textura, estudios de isótopos y por la química mineral. Las condritas ordinarias, son la clase más abundante de todas las meteoritas y se dividen por características químicas y texturales. De acuerdo con el grado de metamorfismo térmico o tipo petrológico, que son criterios químicos y texturales, las condritas se dividen en no equilibradas (sin procesos de metamorfismo) y condritas equilibradas. Las condritas equilibradas representan un grupo de condritas que son mineralógica y texturalmente similares a una acondrita primitiva, con la diferencia que aún conservan condros, que son las estructuras primarias características de las condritas. Una explicación para esto es que representan un estadio de menor temperatura y/o presión. Estos estudios nos dan una visión importante del paradigma de la meteorítica, que es el estudio de cuerpos parentales, ya que nos ayudan a dar una interpretación de los procesos que ocurrieron en el sistema solar primitivo (los primeros millones de años). Así mismo, dan información de los procesos de entrada en la atmósfera, gracias a la corteza de fusión que permanece en algunas meteoritas.

El objetivo de este trabajo fue comprobar si la muestra catalogada como M-019 era una acapulcoita o una condrita altamente equilibrada. Sin embargo, la muestra es parte del patrimonio del Museo del Instituto de Geología de la UNAM, por lo que sólo se podían utilizar análisis no destructivos que no comprometieran la integridad del ejemplar. Para ello se hizo una documentación del clan acapulcoitas-lodranitas y las condritas ordinarias equilibradas, en donde se resumen los criterios de discriminación entre estos grupos. También se compararon diferentes métodos de análisis destructivo y no destructivo con la finalidad de elegir los más adecuados. El trabajo analítico consistió en la caracterización textural, química y mineralógica. Para ello, se realizaron análisis de muestra de mano, petrográfico, minerográfico, análisis de imágenes de una alta precisión y análisis químicos de EDS. Complementariamente se determinó el grado de intemperismo.

M-019 es una laja con dos caras paralelas sin pulir y dos aristas cubiertas por una fina corteza de fusión, lo cual facilitó el empleo de las técnicas no destructivas. Los rasgos más relevantes que la muestra presenta es una textura granoblástica, con tamaño de grano promedio de minerales ferromagnesianos de $178 \mu\text{m}$ y un contenido de Fe en olivino y ortopiroxeno de Fa_{12} y Fs_{12} , respectivamente. Estos y otros rasgos fueron los que permitieron clasificar a M-019 como un miembro del clan acapulcoitas-lodranitas. Debido al grado bajo de intemperismo (W1) y de acuerdo con acontecimientos históricos de la adquisición del material, se identifica como un fragmento de la meteorita Acapulco. Un aporte importante del trabajo es la descripción de la corteza de fusión de M-019, es decir, la descripción de la corteza de una acapulcoita.

Introducción

Las meteoritas son objetos de estudio que nos pueden dar información acerca de la composición de cuerpos parentales a los que pertenecían, un cuerpo parental lo podemos identificar como un asteroide del que formaban parte. Además, nos pueden dar información útil de procesos que ocurrían en cuerpos primitivos durante la etapa de formación de planetas en el sistema solar, tales como: sus condiciones de formación, estudio de fusión parcial o total en cuerpos parentales, procesos de diferenciación e incluso información sobre la entrada del bólido en la atmósfera; esto incluye procesos de pérdida de material superficial al entrar a la atmósfera, fusión parcial de minerales y cristalización rápida.

En el presente escrito, el Capítulo 1 consiste en desarrollar el tema de meteorítica, comentando la hipótesis de los cuerpos parentales y su relación con el clan acapulcoitas-lodranitas. Se indaga la clasificación de meteoritas, cuáles criterios químicos, mineralógicos y texturales son importantes para su determinación. Se reconoce la relación entre condritas ordinarias y acondritas primitivas, sus características primordiales y cómo influye el proceso de metamorfismo térmico en su formación y como se expresa esto en su textura principalmente. Además, se define el concepto de corteza de fusión y su descripción para diferentes clases de meteoritas.

En el Capítulo 2 se describe la metodología para lograr los objetivos generales y particulares propuestos para este trabajo.

En el Capítulo 3 se encuentran los resultados obtenidos, divididos como: petrológicos o texturales, mineralógicos, químicos, grado de intemperismo y de la corteza de fusión.

En el Capítulo 4, se realiza un análisis de los criterios más importantes para describir una meteorita del clan acapulcoitas-lodranitas y distinguirla de una condrita ordinaria equilibrada. Se determina el grado de intemperismo y se discute con respecto a la obtención de cantidades de carbono anómalas de M-019, así como su posible origen. En cuanto a la corteza de fusión se presenta una descripción detallada y se realiza un esquema de esta sección.

Finalmente, en el Capítulo 5 se presentan las conclusiones derivadas de la discusión y los resultados obtenidos.

Historia y justificación

La historia de la muestra estudiada en este trabajo se relaciona con la caída registrada de la meteorita Acapulco el 11 de agosto de 1976 en El Quemado, Guerrero. Tal acontecimiento fue presenciado por el Sr. Leodegario Cárdenas quién recogió un fragmento de la meteorita Acapulco. Esta meteorita fue examinada y estudiada por Sánchez-Rubio (1978) en el Instituto de Geología (UNAM).

Sobre la localización del meteorito Acapulco, este fue repartido en diversas fuentes como: la Colección del Dr. A. Poveda, Instituto Smithsonian en Washington, Museo Británico de Historia Natural y la Universidad del Estado de Arizona, EE. UU. (Sánchez-Rubio y colaboradores 2001).

El Dr. Miguel Romero Sánchez, poseía una de las colecciones más grandes de mineralogía en América latina. Posterior a su muerte, se donaron minerales, rocas, fósiles y meteoritas de su colección a la Universidad del Estado de Arizona, EE. UU. Entre estas donaciones, llegaron al Museo del Instituto de Geología de la UNAM dos lajas de meteorita con un peso de 13.74 g encontradas en el área de aterrizaje de la meteorita Acapulco. En 2010, el Ingeniero Geólogo Oscar Irazaba Ávila, curador del Museo de Geología, expuso estas dos lajas con el número de serie M-019 como acapulcoitas. Sin embargo, se dio el cuestionamiento sobre la clasificación de la muestra, es decir si se encontraba en la categoría de las acapulcoitas o si podría pertenecer a la clase de las condritas ordinarias, específicamente el grupo de condritas ordinarias equilibradas.

Hipótesis y objetivos

Las acondritas primitivas son un pequeño grupo comparado con condritas, ambos grupos nos aportan información acerca de las primeras etapas del sistema solar y de cómo se conformaban los primeros cuerpos de un tamaño similar a un asteroide. En este estudio, el metamorfismo toma protagonismo, este proceso ocurre en la Tierra, así como, en cuerpos del sistema solar, las condritas altamente metamorizadas son un grupo más reducido de las condritas y son mineralógica y texturalmente similares a una acondrita primitiva.

Estos objetos son importantes de estudiar debido a ciertos procesos involucrados en el cuerpo parental, por ejemplo, procesos de acreción o diferenciación en asteroides. De acuerdo con diferentes estudios contemporáneos, se han estudiado este tipo de rocas para determinar o constreñir algunos parámetros importantes de estos procesos de metamorfismo, como la temperatura que alcanzaron a tener estas rocas en su cuerpo parental.

El objetivo principal de este escrito es clasificar M-019 y determinar si se trata efectivamente de una acondrita primitiva o de una condrita altamente metamorizada.

Los objetivos específicos son: proponer una metodología no destructiva para determinar la clasificación de M-019, describir y comparar la corteza de fusión que tiene con meteoritas descritas en la literatura y finalmente, discutir características en la meteorita que nos puede dar información del aterrizaje del objeto.

Capítulo 1. Marco teórico

1.1 Clasificación de meteoritas

Con base en la clasificación de Krot y colaboradores (2003) podemos identificar dos principales clasificaciones de meteoritas, las condritas y meteoritas no-condríticas, la cual incluye a las acapulcoitas.

Las condritas son principalmente un agregado de condros, aleaciones de Fe-Ni, inclusiones refractarias (ej. inclusiones de Ca-Al) y agregados ameboides de olivino, todo esto embebido en una matriz de grano fino. Se tiene registro de 14 grupos de condritas, incluyendo al grupo de condritas K o Kakangari; así 13 de 14 grupos se ordenan en 3 clases: condritas carbonáceas, ordinarias y de enstatita (Krot y colaboradores, 2003).

En este trabajo se resaltan algunos grupos de condritas como el grupo de condritas carbonáceas CI o tipo “Ivuna“, CR o tipo “Renazzo” y las condritas ordinarias. Lo cual es explicado a continuación. Por otro lado, tenemos el clan acapulcoitas-lodranitas que pertenecen a la clasificación de acondritas primitivas. Estas parecen coincidir en tener una composición condrítica, sin embargo, tienen una textura formada por grados bajos de fusión (Krot y colaboradores, 2003). Esto evidentemente puede ser producto de procesos de metamorfismo, que puede ser: térmico o de impacto.

Para la clasificación química y petrológica de meteoritas condríticas, los criterios que se emplean principalmente son la composición química, mineralógica y textural. Van Schmus y Wood (1967) dividen cinco grupos químicos principales: condritas de enstatita o grupo E, condritas carbonosas o grupo C y condritas ordinarias de las cuales se derivan los grupos H, L y LL. Estos últimos tres grupos y dos subgrupos de condritas carbonáceas, CR y CI (Tabla 1.1), son importantes para el trabajo debido a similitudes con el clan acapulcoitas-lodranitas en composición química y en análisis de isótopos de oxígeno.

En la Tabla 1.1 se observa el rango de composición de las fases minerales principales de grupos comentados anteriormente. Las acondritas primitivas son el resultado del metamorfismo de condritas, por ello, en la Tabla 1.1 se muestran los posibles grupos de condritas que pueden estar relacionadas con estas. De manera general, el clan acapulcoíta-lodranita contiene silicatos con contenido bajo de Fe y un mayor contenido de aleaciones de hierro-níquel y troilita. La meteorita GRV020043 fue analizada por Li y colaboradores (2018) y cómo podemos notar, tiene ciertas similitudes en las fases minerales principales con acapulcoitas y lodranitas. Para información de los grupos de condritas consultar en el Apéndice 3.

	Condritas ordinarias (H, L, LL)	Condritas CR	Condritas CI	GRV020043*	Acapulcoitas	Lodranitas
Olivino (Fa)	16.5 - 28.1 ^a	0.5-10 ^g	0-40 ^h	9.9 - 12.2 ^f	4.1 - 14.5 ^d	3.1 - 13.7 ^d
Piroxeno bajo en Ca (Fs, Wo)	Fs 16.4 - 26.1, Wo 0.8 - 3.8 ^a	Fs 0.5-5, Wo 0.5-1 ^g	Fs 1, Wo 1-3 ⁱ	Fs 10 - 12.1 Wo 0.7 - 1.4 ^f	Fs 3.3 - 13.3 ^d	Fs 3.9 - 13.8 ^d
Piroxeno rico en Ca (Fs, Wo)	Fs 7.6 - 11.1, Wo 42.5 - 46.2 ^a	n.a	n.a	Fs 4.03 ± 0.2, Wo 46.6 ± 0.4 ^f	Fs 3 - 5, Wo 42 - 46 ^d	Fs 3 - 5, Wo 42 - 46 ^d
Plagioclasa (Ab, An)	n.a	n.a	n.a	Ab 82.2 ± 0.6, An 14.4 ± 0.6 ^f	An 12 - 31 ^d	An 12 - 31 ^d
Fases metálicas (Ni)	n.a	3.8-14.3 ^g	n.a	Kamacita 6.57 - 6.78, Taenita 19.9 - 26.1 ^f	Kamacita 5.75 - 7.51, Taenita 17.9 - 35.1 ^e	Kamacita 4.66 - 6.91, Taenita n.a ^e
Cromita	Cr ₂ O ₃ 28.5 - 32.3 ^c	n.a	n.a	Cr ₂ O ₃ 60.9 ± 1.3, FeO 22.8 ± 1.0 ^f	Cr ₂ O ₃ 58.1 - 64.8, FeO 14 - 22 ^e	Cr ₂ O ₃ 58.1 - 64.3, FeO 9.89 - 24.5 ^e
Troilita (Ni)	n.a	n.a	n.a	n.a	0.13 - 8.21 ^b	n.a

Tabla 1.1. Rango de composición (wt. %) en los principales componentes de meteoritas. n.a = no se analizó o no se ha reportado. **a** Dunn y colaboradores (2010), **b** Patzer y colaboradores (2004), **c** Wlotzka (2005), **d** Grady y colaboradores (2014b), **e** Keil y McCoy (2018), **f** Li y colaboradores (2018), **g** Weisberg y colaboradores (1993), **h** Bland y colaboradores (2004), **i** Reid et al. (1970). Fa= fayalita Fe/(Fe+Mg), Fs=ferrosilita Fe/(Fe+Mg+Ca), Wo=wollastonita Ca/(Fe+Mg+Ca), Ab=albita (Na/(Na+Ca+K), An=anortita Ca/(Na+Ca+K) * Condrita CR descrita en el trabajo de Li y colaboradores (2018).

1.2 Parámetros fundamentales para clasificar meteoritas

M-019 puede ser una condrita con metamorfismo muy alto o bien, una acondrita primitiva. Por esta razón, se tienen que entender los parámetros texturales que distinguen esos grupos de meteoritas. A continuación, se describen los parámetros para clasificar condritas.

Parámetros sobre componentes mineralógicos

Diámetro aparente de condros

Este parámetro fue analizado por Li y colaboradores (2018) y es útil para distinguir los diferentes grupos de meteoritas no diferenciadas. Conociendo el promedio del diámetro en condros nos puede dar información sobre las condiciones a las que se formaron. De acuerdo con Scott y Krot (2003) para las condritas CI no se tiene un diámetro promedio ya que sus componentes se convirtieron en arcillas, para las CR el diámetro es 0.7 mm. En el caso de las condritas ordinarias H el diámetro es 0.3 mm, para las L es 0.5 mm y para las LL es 0.6 mm.

Contenido de fayalita en olivino y contenido de ferrosilita en piroxeno

Los olivinos y piroxenos son dos de las fases minerales más abundantes en condritas, de acuerdo con diferentes autores (Van Schmus y Wood 1967 y Li y colaboradores, 2018) la variación en el contenido de Fe en olivinos y piroxenos nos puede indicar si la meteorita es equilibrada, además de ser uno de los parámetros principales para la separación de diferentes grupos de meteoritas. En la Tabla 1.1 podemos observar esta información para las acondritas y los grupos de meteoritas con una composición similar.

Parámetros de la química mineral

Relación entre hierro reducido y hierro oxidado.

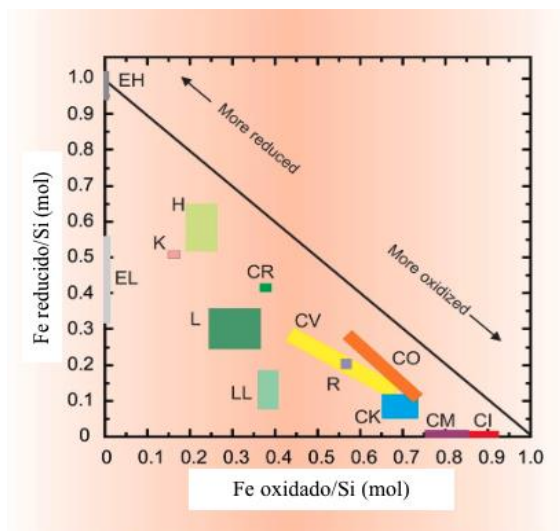


Figura 1.1. Gráfica de Fe/Si (mol) vs Fe oxidado/Si (mol) tomado de Grady y colaboradores (2014a).

Grady y colaboradores (2014a) retoman el parámetro utilizado por Urey y Craig (1953) para diferenciar los grupos químicos de condritas, reconocieron que el hierro se puede encontrar en diferentes estados de oxidación dependiendo que tipo de compuestos están presentes. El hierro al estar presente de forma nativa y en sulfuros se encuentra en estado reducido, en cambio, al encontrarse mayormente en silicatos y en óxidos está en un estado oxidado. En la Figura 1.1 se puede observar que se distinguen claramente los grupos de interés en este artículo que son las condritas ordinarias (H, L, LL) condritas CI y CR.

Composición química de cromita

De acuerdo con diversos autores (Li y colaboradores, 2018, E. Bunch y colaboradores, 1967, Bunch y Keil, 1971) la composición química de la cromita puede diferir dependiendo del grupo de meteoritas. Una forma de representarlo retomado por Li y colaboradores (2018) es una gráfica de $Cr/(Cr + Al)$ contra $Fe/(Fe+Mg)$.

Geoquímica de elementos mayores y traza

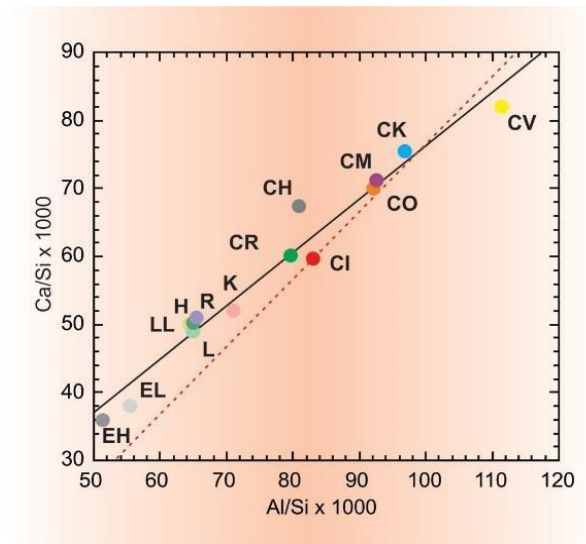


Figura 1.2. Gráfica de relación de elementos mayores en diversos grupos de meteoritas (Ca/Si y Al/Si) tomado de Grady y colaboradores (2014a).

Relaciones atómicas de elementos mayores en meteoritas

Se ha reconocido por diversos autores (Grady y colaboradores, 2014a, Van Schmus y Hayes, 1974, Ahrens y colaboradores, 1969, Von Michaelis y colaboradores, 1968, Mason, 1971), al graficar la relación de elementos mayores presentes en meteoritas (ej. Ca/Si y Al/Si) se pueden discriminar los grupos principales de condritas, en la Figura 1.2 se observa una relación lineal entre estos dos parámetros multiplicados por 1000, algunos grupos como las condritas CI, CH y CV se mantienen más alejadas de esta línea de tendencia lo cual quiere decir que uno de estos dos parámetros está presente en mayor medida.

Abundancia de elementos mayores y traza.

La gráfica de abundancia en elementos mayores y traza nos indica que la presencia o ausencia de uno de estos elementos tendrá implicaciones en la composición de las fases minerales presentes en meteoritas y estas distribuciones se presentan regularmente igual para meteoritas de un grupo. Este parámetro ha sido ampliamente utilizado por varios autores (Li y colaboradores, 2018, Grady y colaboradores, 2014a, Lodders, 2003) para comparar diversos grupos de meteoritas. En la Figura 1.3 se observa la abundancia de elementos mayores y menores comparada con las abundancias de la condrita CI, la abundancia de ciertos elementos ayuda a interpretar a qué clase de meteoritas puede pertenecer una muestra.

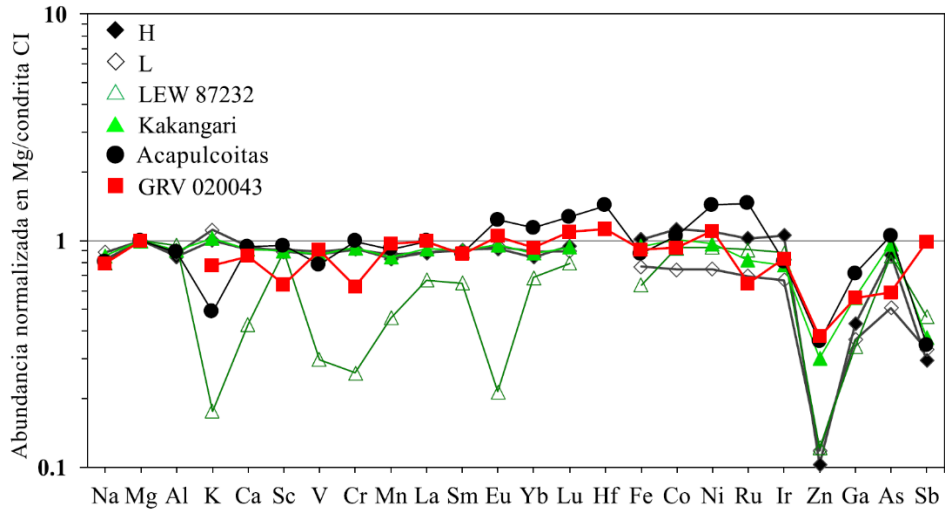


Figura 1.3. Abundancia de elementos traza en acapulcoitas y grupos de meteoritas similares, tomado de Li y colaboradores (2018).

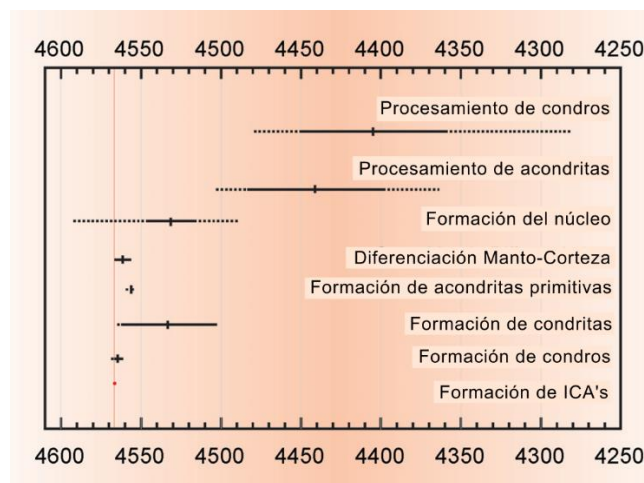


Figura 1.4. Dataciones basadas en edades obtenidas de Pb-Pb, modificado de Grady y colaboradores (2014a). Edad en millones de años (Ma).

Estudio de elementos traza y dataciones

Diversos estudios en datación por Pb-Pb para acondritas primitivas, han ayudado a determinar la edad de los eventos de fusión que permitieron la formación de las acondritas. Así se ha aceptado por diversos autores, (Amelin y colaboradores, 2002, Krot y colaboradores, 2003, McKeegan y Davis, 2007, Lugmair y Galer 1992) que la formación de acondritas y condritas pudo ser simultáneamente o se sobrepone durante un tiempo. En las Figuras 1.4 y 1.5 se observan las dataciones basadas en edades Pb-Pb y corresponden a los primeros desde la formación del sistema solar.

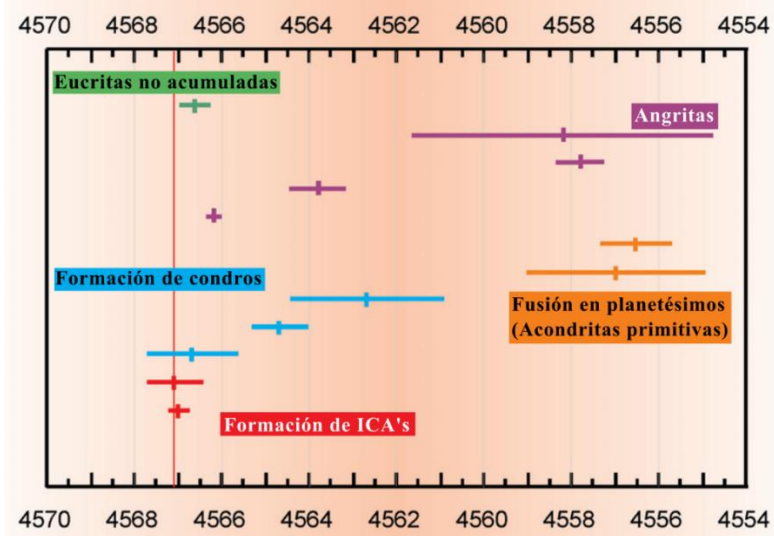


Figura 1.5. Dataciones basadas en edades obtenidas de Pb-Pb, modificado de Grady y colaboradores (2014a). Edad en millones de años (Ma).

Composición isotópica de oxígeno

Este es un parámetro interesante debido a las implicaciones que tiene en el contexto de que las condritas son los objetos reconocidos con composición similar a la nebulosa que formaría al sistema solar, la variación entre estos isótopos de acuerdo con Grady y colaboradores (2014a) se debe a procesos de intercambio fluido-sólido. Las acapulcoitas/lodranitas se encuentran entre dos líneas de tendencia: la LFT (línea de fraccionamiento terrestre) y LMACC (Línea de minerales anhidros de condritas carbonáceas).

Composición isotópica de cromo

Este parámetro empleado por Li y colaboradores (2018), es una forma útil de representar los diferentes grupos de condritas y de acapulcoitas primitivas a manera de hacer una comparación con la muestra nos dice información acerca de una fuente en común, donde compartan características isotópicas la muestra y otros grupos de meteoritas. (Li y colaboradores, 2018)

1.3 Metamorfismo térmico y su relación con acapulcoitas

Metamorfismo térmico

Una diferencia entre las diversas composiciones y texturas de las fases minerales presentes puede implicar procesos que involucren diferentes grados de equilibrio térmico. Por lo que el metamorfismo térmico es un proceso de gran importancia para la clasificación de meteoritas condriticas, posiblemente acondritas y también puede implicar procesos metamórficos múltiples.

En la clasificación de metamorfismo térmico para condritas propuesta por Van Schmus y Wood (1967) se tienen 6 tipos petrológicos. Las diferencias en cada tipo petrológico se deben en su mayoría a procesos metamórficos o al estado de equilibrio térmico de la meteorita. Los tipos van del 1 al 6 aumentando progresivamente el estado de metamorfismo.

Se entiende por metamorfismo a un proceso que ocurre cuando la roca o en este caso cuerpo parental de las meteoritas, es sometido a condiciones fisicoquímicas diferentes a las de su formación inicial. Así, la roca cambia gradualmente durante el estado sólido hasta encontrarse en un estado de equilibrio a sus nuevas condiciones (Tarbuck y colaboradores, 2005).

Los parámetros más importantes tomados en cuenta son la temperatura, presión e incluso la presencia de fluidos químicamente activos. La temperatura a la cual los silicatos pueden sufrir metamorfismo es mayor a los 200°C de acuerdo con Tarbuck y colaboradores (2005). Al aumentar el tipo de metamorfismo térmico, la temperatura a la cual están sometidos los minerales es mucho mayor. Este factor es primordial para los cambios que ocurren en las meteoritas después de la formación en el cuerpo parental. Sin embargo, de acuerdo con Brearley y Krot (2013) podrían estar relacionados los procesos de metamorfismo y metasomatismo, aunque para algunos tipos de meteoritas ordinarias no equilibradas, no se ha encontrado esta correlación.

El efecto de metasomatismo se debe a la presencia de fluidos en la roca, que causan un intercambio iónico entre diferentes capas rocosas (Tarbuck y colaboradores, 2005). De acuerdo con Brearley y Krot (2013) la presencia de un fluido acuoso durante el metamorfismo es un factor importante en la evolución de las condritas, especialmente en condritas no equilibradas.

El caso de las condritas ordinarias equilibradas es relevante para este trabajo, debido a que tienen en común algunos criterios químicos y texturales con las acondritas primitivas. De acuerdo con Brearley y Krot (2013) el proceso de metasomatismo en estas meteoritas es improbable, debido a sus grandes temperaturas y la volatilidad del agua u otros fluidos, sin embargo, se han identificado propiedades que podrían deberse a este proceso.

Algunos autores como McSween y Labotka (1993) han encontrado evidencia de oxidación al estar la condrita en un tipo de metamorfismo térmico alto, esto de acuerdo con Brearley y Krot (2013) puede ser debido a la presencia de una fase fluida.

Otra característica que llama la atención es la presencia de feldespatos con composición heterogénea en condritas ordinarias equilibradas, podría sugerir que pasó por un proceso de recristalización mientras se encontraban presentes fluidos como el agua (Kovach y Jones 2010).

Brearley y Krot (2013) notaron que los feldespatos presentan algunas características interesantes como la zonación en los cristales de feldespato, mostrando una composición anortítica en el núcleo y más albitica en la periferia. Además, la presencia de poros o inclusiones de cromita alineados cristalográficamente. Para Brearley y Krot (2013), estos criterios indicarían que el feldespato anortítico, sería recristalizado al aumentar el metamorfismo térmico de un vidrio mesostático que interactuó con fluidos como el agua para causar una albitización parcial.

Las hipótesis sobre el proceso de metamorfismo en condritas ordinarias siguen en desarrollo. Sin embargo, por lo mencionado anteriormente Brearley y Krot (2013) afirman que crece la evidencia sobre fluidos presentes en alguna etapa de metamorfismo lo que nos podría indicar una relación entre metasomatismo y metamorfismo.

Tipo petrológico

De acuerdo con la Tabla 1.2 tomada de Van Schmus y Wood (1967) y modificada por Grady y colaboradores (2014a) se tienen 10 criterios a tomar en cuenta para la clasificación de los tipos petrológicos o grados de metamorfismo térmico para las condritas. Algunos tienen un amplio rango por lo que se vuelve subjetivo la elección del tipo petrológico, sin embargo, dentro de estos criterios se encuentran los principales para definir si pertenece a un tipo u otro. Además, encontramos correlaciones entre algunos de estos criterios, por lo que pueden dar información acerca del estado de la meteorita y las condiciones de su metamorfismo térmico.

	Tipos petrológicos					
	1	2	3	4	5	6
Homogeneidad en composición del olivino y piroxeno	----	Desviación estándar promedio >5%		Desviación promedio ≤ 5%	Homogéneos	
Estado estructural del piroxeno bajo en Ca	----	Predominantemente monoclinico		> 20% monoclinico	< 20% monoclinico	Ortorrómico
Grado de desarrollo en feldespatos secundarios	----	Algunos granos "primarios"		Granos <2 μm	Grano entre 2-50 μm	Granos > 50 μm
Vidrio en condros	----	Alterado, mayormente ausente	Claro, isotrópico con abundancia variable	Desvitrificado, ausente		
Minerales metálicos (contenido promedio total de Ni)	----	Taenita ausente o menor que (<20%)	Kamacita y Taenita en relación de exolución (>20%)			
Minerales sulfuros (contenido promedio total en Ni)	----	>0.5 wt. %	<0.5 wt. %			
Textura general	Sin condros	Condros con forma muy definida		Condros bien definidos	Condros fácilmente delineados	Condros poco delineados
Textura de la matriz	Totalmente opaca, de grano fino	Gran parte de la matriz opaca	Clástica y poco opaca	Transparente, recrystalizada, granos de tamaño creciente de 4 a 6		
Carbón (wt.%)	3-5	0.8-2.6	0.2-1	<0.2		
Agua (wt.%)	18-22	2-16	0.3-3	<1.5		

Tabla 1.2. Descripción de los criterios para establecer los tipos petrológicos para condritas. Modificada de Van Schmus y Wood (1967), Grady y colaboradores (2014a), e. g. Cervantes de la Cruz, 2009.

De acuerdo con la Tabla 1.2, algunos de los criterios esenciales para determinar el tipo petrológico de una condrita son los siguientes:

Homogeneidad en composición del olivino y piroxeno

Dodd y colaboradores (1967) explican que, si los silicatos tienen composiciones muy heterogéneas, entonces no tuvieron un proceso de equilibrio térmico. Esto se relaciona con las condiciones de temperatura que pueden experimentarse en el metamorfismo térmico, ya que a grados mayores las

condiciones de temperatura y la acción de medios líquidos permitieron el intercambio catiónico entre los minerales y así producir una homogeneización química. Se puede determinar el grado de homogeneidad para olivinos y piroxenos midiendo el contenido de FeO en diferentes granos. (Dodd y colaboradores, 1967).

Estado estructural del piroxeno bajo en Ca

De acuerdo con diversos autores, el estado natural del piroxeno pobre en calcio monoclinico (clinoenstatita) se debe al proceso de enfriamiento rápido durante la formación de los condros. (Dodd y colaboradores, 1966; Boyd y England, 1965). Sin embargo, cuando se tienen condiciones de calentamiento prolongado, la estructura de estos piroxenos se modifica para dar lugar al piroxeno ortorrómbico o enstatita. Conforme se eleva el grado de metamorfismo térmico tendremos una cantidad mayor de piroxeno ortorrómbico a comparación del monoclinico.

Grado de desarrollo en feldespatos secundarios

Es uno de los criterios que ayuda a separar tipos petrológicos más altos. De acuerdo con Mason (1965) a medida que una condrita está más recrystalizada, los granos de feldespato son fácilmente visibles. Dadas las observaciones en sección delgada, el crecimiento de los granos de feldespato está asociados a la recrystalización de vidrios ígneos dentro de condros. A medida que el metamorfismo es mayor y por lo tanto hay una mayor recrystalización, tendremos granos intersticiales de feldespato cada vez de mayor tamaño. En las condritas con un metamorfismo de tipo 6, el feldespato contará con una composición promedio dentro de la solución sólida de $An_{11}Or_{88}Ab_{01}$, por lo que serán en su mayoría plagioclasas sódicas. (Dodd y colaboradores, 1966)

Presencia de vidrio ígneo

Se relaciona de manera inversa al crecimiento de los granos intersticiales de feldespato, de acuerdo con Dodd y colaboradores (1966) la presencia de vidrio es resultado del enfriamiento rápido que pudo sufrir la meteorita durante su formación, se suelen encontrar asociados a condros de forma intersticial. Al ser isotrópicos se notarán sus características en microscopio petrográfico y a medida que aumenta el grado de metamorfismo térmico, la recrystalización de estas estructuras aloja el crecimiento de cristales de feldespato en la meteorita.

1.4 Intemperismo en las meteoritas

De acuerdo con Bland y colaboradores (2006) el intemperismo es considerado como la alteración de fases minerales que componen la meteorita a otras que son más estables en la superficie terrestre.

El progreso de este fenómeno se debe al mismo grupo de factores que actúan en rocas terrestres como el efecto de agentes erosivos, la acción de fluidos con la roca y las reacciones que puedan ocurrir por la interacción de estos.

Algunos factores presentes además de los factores bióticos y abióticos son: la estructura de la fase mineral, la capacidad de oxidación que tiene, el grado de porosidad, fracturamiento y el tiempo de exposición. (Bland y colaboradores, 2006)

Wlotzka (1993) desarrollaron una escala de acuerdo con la observación en secciones delgadas en meteoritas. Los estados son nombrados desde W1 a W6 considerando los siguientes criterios:

Estado de intemperismo	Criterios
W0	Sin oxidación visible o presencia de sulfuros, las caídas son reportadas como W1.
W1	Se observan oxidación en los bordes de aleaciones metálicas y en troilita; presencia de pequeñas venas de óxidos.
W2	Alrededor del 20-60% de las aleaciones metálicas se encuentra en estado de oxidación.
W3	Alrededor del 60-95% de troilita y aleaciones metálicas se encuentran reemplazados por óxidos.
W4	Completa (>95%) oxidación de troilita y aleaciones metálicas, pero no hay alteración en silicatos
W5	Inicio de alteración en silicatos máficos, principalmente a lo largo de fracturas.
W6	Reemplazamiento masivo de silicatos por óxidos y minerales arcillosos.

Tabla 1.3. Escala de estados de intemperismo, con descripciones propuestas por Wlotzka (1993).

1.5 Antecedentes de las acapulcoitas y cuerpo parental

Hasta finales de la década de los 70's se conocían diversos grupos de meteoritas con características químicas de condritas y texturas de acondritas, aunque no había una manera clara de cómo se relacionaban o si es que se relacionaban. Sería hasta agosto de 1976 en la localidad mexicana de La Chivería, cercana a la localidad de El Quemado y de Acapulco, Guerrero, donde se reportó la caída de un cuerpo celeste y recuperación de una meteorita, que sería estudiado por Sánchez-Rubio y colaboradores (1978) y posteriormente por Michel-Levy y Lorin (1979).

De acuerdo con Michel-Levy y Lorin (1979) la composición de la meteorita es similar a las condritas ordinarias tipo H. Entre sus diferencias se encuentra: la ausencia de condros y una textura totalmente recristalizada. Finalmente, como ya se habían reunido más de cinco miembros con características similares, se creó el grupo nuevo llamado acapulcoitas.

Para saber que implica el tener rocas con estas características, expertos en meteorítica identificaron a la teoría de cuerpos parentales como un paradigma para este tema. Para Weisberg y colaboradores (2006) las condritas tienen una composición similar a la nube protoplanetaria; su textura agregacional y el desequilibrio químico entre sus fases minerales son indicadores de una ausencia de fusión al agregarse en el cuerpo parental. Sin embargo, las acondritas tienen mayor parecido a rocas ígneas en

su textura y por lo tanto pasaron por un proceso de metamorfismo extremo que incluso pudo llegar hasta la fusión parcial o total en sus cuerpos parentales.

En los esquemas de cuerpos parentales diferenciados, todos los modelos de cuerpos diferenciados comparten el tener capas concéntricas; el interior compuesto por fases metálicas y cortezas y mantos de composición gabroico-basálticas, cubiertas quizá, por cortezas acrecionales de condritas. (Anders y Goles, 1961, Lovering, 1962, Ringwood, 1961, Wood, 1963).

Para Weiss y Elkins-Tanton (2013) se ha ido reconsiderando la idea de que grupos de condritas y acondritas se pudieron originar de un mismo cuerpo con tamaño de asteroide y que su estructura fuera parcialmente diferenciada, así mismo, mediante estudios de radioisótopos que muestran cómo la formación de cuerpos parentales de condritas se pudo originar en tiempos similares e incluso posteriores a cuerpos parentales de acondritas.

Touboul y colaboradores (2009) realizaron un análisis utilizando termocronometría de Hf-W para determinar y constreñir las características de los cuerpos parentales del grupo acapulcoitas-lodranitas. Determinaron rangos de temperatura de fusión que alcanzan acapulcoitas y lodranitas; el primero ronda entre 1000 y 1150°C y el segundo supera los 1300°C. Además, se determinó que el cuerpo parental tuvo un radio mayor a los 35 km y que las acapulcoitas y lodranitas debieron formarse en los 10 kilómetros de la capa más externa del cuerpo. Los modelos térmicos que usaron expresan que la acreción del cuerpo debió ocurrir 2 millones de años después de la formación de los ICA's. Lo cual refuerza la idea comentada por Weiss y Elkins-Tanton (2013).

Li y colaboradores (2018) muestran un tipo de meteorita condrita GRV 020043 como una posible parte del material que pudo haber conformado también el cuerpo parental del grupo acapulcoitas-lodranitas. Debido a algunas características que comparten como parámetros isotópicos de oxígeno y composición química. En la Tabla 1.1 se puede observar su composición mineral comparada con los grupos Acapulcoita y Lodranita.

Esto da la posibilidad de que pudiera existir un cuerpo entre 35 y 100 km con una estructura parcialmente diferenciada con condritas y acondritas. Lo cual hace más complicado clasificar estos grupos entendiendo que tienen una estrecha relación en su composición.

1.6 Acapulcoitas

En los sistemas de clasificación más recientes, se reconoce al grupo de acapulcoitas y lodranitas como una familia o clan, además este clan incluye a un par de meteoritas transicionales entre acondritas y lodranitas. Ya que son similares en la mineralogía y composición química (Grady y colaboradores, 2014b). Esta familia de meteoritas al ser estudiadas por isótopos de oxígeno, composición química mineral y exposición a rayos cósmicos, se ha propuesto que provienen de un cuerpo parental en común de acuerdo con distintos autores (Li y colaboradores, 2018 y referencias citadas allí).

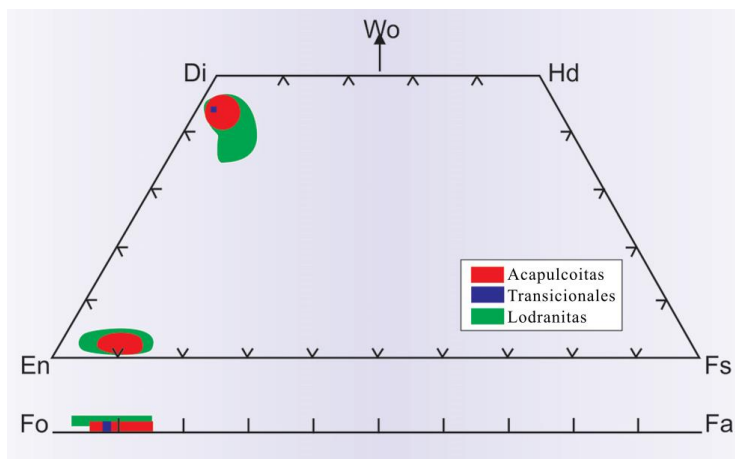


Figura 1.6. Diagrama de fase de olivino y piroxeno, mostrando el rango de composición mineral para acapulcoitas, transicionales y lodranitas. Modificado de Grady y colaboradores (2014b).

En la Tabla 1.1 se puede observar que las fases minerales principales de acapulcoitas son: olivino, piroxeno, diópsido, plagioclasa, aleaciones de Fe-Ni y troilita. Y pueden estar presentes minerales, en menores cantidades, tales como schreibersita, melinita, cromita, whitlockita y cloroapatito (Grady y colaboradores 2014b).

Fase mineral (vol. %)	Acapulcoitas	Lodranitas
Olivino	20-40	40-80
Clinopiroxeno	4-11	0.1-5
Ortopiroxeno	10-45	5-45
Plagioclasa	10-13	0-11
Metal	0.1-29	12
Sulfuros	0.1-15	2

Tabla 1.4. Porcentaje en volumen de principales fases minerales en acapulcoitas y lodranitas. Modificado de Grady y colaboradores (2014b).

La Tabla 1.4 muestra el porcentaje en volumen de minerales reportado en acapulcoitas y lodranitas (Grady y colaboradores 2014b). En cuanto a algunas fases silicatadas no se observan claras diferencias en los piroxenos y plagioclasas. En cuanto a fases metálicas y sulfuros se observa que las acapulcoitas pueden tener un mayor contenido que las lodranitas.

La composición química en estos minerales está limitada por ciertos rangos similares entre acapulcoitas y lodranitas. En la Tabla 1.1 se observa que hay similitud en algunos parámetros con las condritas ordinarias, como es el caso del piroxeno rico en calcio y la plagioclasa. En la Figura 1.6 (Grady y colaboradores 2014b) se observan las áreas de composición química para las meteoritas pertenecientes a cada grupo, vemos que los minerales principales tienden a conservar o mantener los cationes de Mg en sus estructuras cristalinas y un contenido bajo de Fe en silicatos.

Para diferenciar en mineralogía al grupo de acondritas y lodranitas, este último presenta menores cantidades de troilita y plagioclasa, en el caso del contenido de aleaciones Fe-Ni representa un menor porcentaje de volumen. (Grady y colaboradores, 2014b y referencias citadas allí).

Textura

Como se ha mencionado anteriormente la textura de acondritas primitivas es similar a la de rocas metamórficas y esto se explica mejor por el metamorfismo térmico que han desarrollado al momento de encontrarse en el cuerpo parental. Es una característica que es parte del análisis para identificar a qué grupo pertenece una meteorita.

De acuerdo con Grady y colaboradores (2014b) el tamaño de grano en los silicatos presentes en acapulcoitas y lodranitas es una característica importante para distinguirlos. Se tienen ciertos rangos establecidos como: 50-100 μm acapulcoitas primitivas, 150-200 μm acapulcoitas, 500-1500 μm en acapulcoitas transicionales y 500-1000 μm para la mayoría de lodranitas.

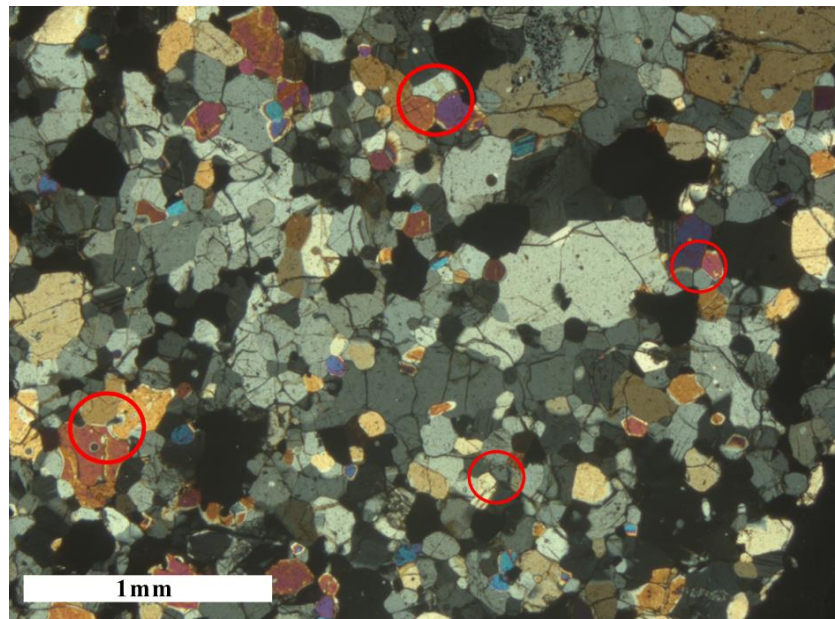


Figura 1.7. Imagen de la meteorita acapulco en lámina delgada, tomada de Grady y colaboradores (2014).

En la Figura 1.7, se tiene una lámina delgada de la meteorita Acapulco, en esta se observan la unión triple entre fases minerales con un ángulo de 120° entre ellos (Grady y colaboradores 2014b). De acuerdo con Rubin (2007) en acapulcoitas se han identificado varios tipos de condros remanentes como: porfídicos, barrados de olivino, radiales de piroxeno y granulares de olivino y piroxeno.

Entre otras características se pueden formar esferas de FeS en los minerales máficos como olivino y piroxeno con un tamaño aproximado entre 1 y 5 μm , así también pueden encontrarse venas de Fe-Ni y sulfuro que llegan a tener un tamaño de 100 μm hasta 2-3 mm (Grady y colaboradores, 2014b). Algunas características son resultado de la fusión parcial que experimenta la roca o la recristalización que ocurre por el metamorfismo térmico (Rubin, 2007; El Goresy y colaboradores, 2005).

Comparando las características texturales de acapulcoitas y lodranitas con otros tipos de meteoritas (Tabla 1.2), vemos que los tipos más altos en la escala de metamorfismo térmico tienen características similares al clan de acapulcoitas/lodranitas, como el tamaño de granos producto de una recristalización, el tamaño en los feldespatos presentes, la dificultad para observar condros bien definidos, entre otros. Esto nos ayuda a buscar características en muestra de mano y zonas específicas para poder tener una buena caracterización textural.

Toda la información recabada anteriormente, proviene de múltiples estudios químicos, petrográficos, texturales, de isótopos, etc. Estos estudios analíticos suelen ser destructivos, y tomando en cuenta que en muchos casos se tienen muestras de 5 g o menos, es importante el ver por su preservación para futuros estudios. Por lo tanto, uno de los objetivos planteados para este trabajo es el desarrollar una metodología práctica para identificar si M-019 del Museo de Geología es una posible acapulcoíta o es una condrita con metamorfismo térmico alto. Debido a que la meteorita es considerada como patrimonio cultural y científico, se emplearán técnicas de análisis no destructivas.

1.7 Corteza de fusión

De acuerdo con Genge y Grady (1999) una parte fundamental de las meteoritas es la corteza de fusión, esta se forma tras su paso en la atmósfera terrestre. Durante este trayecto experimenta un sobrecalentamiento debido a impactos con moléculas de aire a una gran velocidad (Genge y Grady 1999).

Como consecuencia de este calentamiento tenemos algunos efectos en las rocas, tales como: volatilización de elementos, formación de vesículas y vidrios de silicatos (Thaisen y Taylor, 2009).

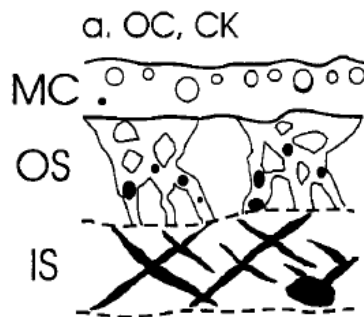


Figura 1.8. Esquema de la corteza de fusión de las condritas ordinarias (OC) y condritas tipo-Karoonda (CK). MC = Corteza de fusión externa, OS = Sustrato externo, SI = Sustrato interno. Tomada de Genge y Grady (1999).

La corteza de fusión de condritas ordinarias ha sido descrita por Genge y Grady (1999) y la Figura 1.8 muestra un esquema de está para los grupos de condritas ordinarias y CK, para más información de estos grupos se puede consultar en el apéndice 3. En cuanto a la estructura de la corteza de fusión se tiene la siguiente descripción:

La corteza de fusión externa (MC) consiste en la presencia de una textura dominada por fenocristales de silicatos, magnetita accesoria, vesículas y mesostasis vítrea. El sustrato externo (OS) que se caracteriza por tener venas de vidrio de silicato y por contener gotas de metal y sulfuros. Y un sustrato interno (IS) conformado por venas de metal y sulfuros (Genge y Grady 1999).

De acuerdo con Genge y Grady (1999) por lo general la composición de la corteza de fusión se encuentra en un rango similar a la composición de la meteorita, sin embargo, se nota la diferencia en la textura.

En cuanto a acondritas primitivas no se tiene un claro registro y esquema de su corteza de fusión, sin embargo, más adelante se realizará una comparación entre los resultados obtenidos en la muestra y las condritas ordinarias.

1.8 Comparación de técnicas analíticas para meteoritas

Las meteoritas en su mayoría, son rocas que difícilmente se tienen en gran cantidad, esto significa un reto para determinar las técnicas que nos pueden dar más información y que tengan un impacto menor en la muestra. Es decir, que sea poco invasiva o no destructiva.

A continuación, se describen diversas técnicas utilizadas en el análisis de rocas, su fundamento físico, el tipo de información que nos puede dar, las condiciones de trabajo óptimas y si son invasivas o poco invasivas.

Microscopio petrográfico

La microscopía óptica en luz transmitida y en luz reflejada son dos procesos de interacción de la luz con los minerales en sección delgada. De acuerdo con Gribble y Hall (1992) la luz transmitida al entrar en un mineral anisótropo esta puede separarse y tener dos componentes de la luz que al final van a definir el color o longitud de onda del mineral. Esto es más notable al colocar un analizador y ver los colores de interferencia.

En cuanto a la microscopía de luz reflejada, varía a comparación de la mencionada anteriormente por las características de la luz que interacciona con el material. De acuerdo con Gribble y Hall (1992) la luz blanca es polarizada con una forma elíptica, al interaccionar esta luz con un mineral metálico o con alta simetría, refleja la luz incidente como si fuera luz polarizada plana. Al final, se observará un brillo y color característicos del mineral, lo cual hace de esta microscopía interesante para los intereses de este trabajo.

Dadas sus características de esta técnica, puede ser de apoyo para deducir que fases minerales tenemos en la muestra, para obtener información de la química de estos cristales y para observar texturas que pueden indicar diversos procesos, en este caso especialmente de metamorfismo térmico.

Es un proceso importante en estudios de petrología y mineralogía, sin embargo, es una técnica de análisis destructiva en varios casos, ya que requiere que la muestra sea una sección delgada o en su defecto que este pulida, como es el caso de este trabajo. Esta es una técnica de análisis descriptivo donde posteriormente se pueden señalar zonas de análisis más profundo.

Estas son las condiciones de trabajo propuestas para microscopio óptico: Zeiss™ Stemi 305, tiene ampliaciones de 0.8-5X y una lente adicional de 2X. Así mismo, estas son las condiciones de trabajo propuestas para el microscopio petrográfico: Zeiss™ AXIO Scope.A1, muestra en lámina delgada (30 µm) o sección pulida y objetivos de 20X, 40X, 50X. También se utilizó el microscopio metalográfico-petrográfico Motic BA310.Epi Pol.

MEB (SEM-EDS)

El microscopio electrónico de barrido de acuerdo con Egerton (2016) se basa en un modo de escaneo que analiza los electrones retrodispersados, secundarios y rayos X característicos producidos por la interacción de un haz de electrones con la muestra. Esto no repercute en la meteorita, ya que las muestras con materiales que conducen la electricidad tienen menos probabilidad de experimentar problemas de acumulación de carga (Skoog 2001).

Se le considera un microanálisis dentro de la escala de estructuras a analizar y el tiempo de estudio. Puede ser adecuado para el estudio de estructuras pequeñas en meteoritas, aunque no es un análisis tan puntual. Realiza análisis de elementos presentes; estos pueden ser cualitativos, cuantitativos o semicuantitativos.

Los microscopios electrónicos funcionan a 20 keV, existe el riesgo de que sea destructivo si el análisis se extiende un tiempo mayor al esperado. El resultado cuantitativo está condicionado a si la muestra se encuentra pulida. Para realizar un cálculo de concentración de estos elementos, se debe tener un estándar o material de referencia. Se puede hacer una aproximación a un análisis cuantitativo considerando el error o diferencias en el procedimiento, estas correcciones se les conoce como ZAF.

El límite de detección de concentración en SEM-EDS es de 0.1% wt. puede obtener la señal de elementos mayores y menores. En el caso de SEM-WDS puedes realizar análisis en elementos traza.

Las condiciones de este trabajo fueron similares a las de Manrique (2019). Para obtener las imágenes de electrones retrodispersados se utilizó un equipo Hitachi™ TM3030PLUS. El aumento óptico del equipo es de 5X hasta 60,000X y un aumento digital de 2X a 4X. Para obtener la composición química de la superficie de la muestra se utilizó un voltaje de aceleración de 20 kV, aumento óptico de hasta 10000X. Corriente del haz de 100 pA hasta alcanzar 500 pA para mediciones. Distancia de trabajo de 8.5 mm a un ángulo de 35°.

Fluorescencia de rayos X (XRF)

La técnica consiste en la absorción y emisión de rayos X, debido a la excitación de electrones que aumentan su energía y posteriormente regresan a su estado base. Esto es característico de cada elemento, dada la longitud de onda de la emisión de rayos X (Skoog 2001).

Con esta técnica se puede realizar análisis multielemental, y tiene una alta sensibilidad para detectar en cantidades de ppm, su mayor aplicación es ser empleada para estudios exploratorios. Se basa en la ionización de átomos al ser irradiados por rayos X de alta energía y es una técnica de análisis no destructiva (Skoog 2001)

De acuerdo con Skoog (2001) es un método que permite identificar elementos con número atómico mayor al oxígeno y es posible realizar un análisis semicuantitativo o cuantitativo de la muestra. Para ello se requieren materiales de referencia.

Equipo: SANDRA (Sistema de Análisis No Destructivo de Rayos X). Se conforma de un detector Amptek™ X-123SDD a 45° con respecto a la dirección de excitación de los rayos X. (Ruvalcaba Sil y colaboradores, 2010)

Condiciones de trabajo de SANDRA y su detector: Detector fijo a 45° con la dirección de excitación de rayos X, ventana de berilio y área de análisis de 17 mm². Tubo de rayos X con ánodo de molibdeno, voltaje de 35 kV, corriente a 0.300 mA, tiempo de adquisición a 120s.

Las condiciones de trabajo de Montoya-Pérez (2019) fueron: una corriente de 0.3 mA, el voltaje utilizado fue de 35 kV esto con un tiempo de adquisición de datos de 120 segundos y el diámetro del haz de 500 micrómetros.

Espectroscopía Raman

Durante la interacción de la luz con un material translúcido, una parte de esta se esparce en diversas direcciones y, por consiguiente, la longitud de onda de la luz incidente será diferente al de la luz dispersada. Esta diferencia se debe principalmente a la estructura química de las moléculas que conforman este material (Skoog 2001).

Es una técnica que permite la caracterización de minerales dado un análisis puntual, además de información valiosa de la estructura de estos. Se le considera una técnica de análisis no destructiva. De acuerdo con Skoog (2001) es posible realizar análisis cuantitativos en muestras muy pequeñas.

Equipo empleado por Manrique (2019): i-Raman-Plus BWTEK™ con longitudes de onda de 532 y 785 nm; Delta Nu Inspector™ con láser de 785 nm.

Las condiciones de este trabajo fueron similares a las que Manrique (2019) utilizó para silicatos. Para el espectrómetro i-Raman-Plus se empleó un área de análisis de 105 micrómetros y se usó un porcentaje de potencia entre 5-100% que fue variando entre 0.2 y 10 segundos y una resolución de

4.5 cm⁻¹. Para el equipo Delta Nu utilizó una potencia de 20 mW y diámetro de láser de 50 micrómetros con una resolución de 15 cm⁻¹.

Equipo empleado por Torre-Fdez (2018): InVia confocal micro-Raman con un láser de excitación de 532 nm y un detector CCD refrigerado por Peltier (-70°C).

Condiciones de trabajo de Torre-Fdez (2018): Potencia aplicada en la fuente con un máximo de 50 mW, en cuanto a la muestra siempre fue inferior a 20 mW. Los espectros se adquirieron en el rango de 100-3200 cm⁻¹.

Espectroscopía infrarroja reflexión por transformada de Fourier (FTIR)

Son equipos portátiles, permiten la identificación de minerales. Este se basa en la absorción/reflexión de luz infrarroja en una superficie. Se relacionan con las interacciones de los enlaces que forman los minerales. No es una técnica destructiva, permite la entrada de radiación sobre la superficie de la muestra, aunque la ausencia o presencia de bandas depende de la orientación a la que se encuentre el mineral.

Condiciones de trabajo propuestas por Manrique: Espectrómetro Alpha FTIR de Bruker™ en modo de reflexión externa. Con resolución de 4 cm⁻¹ en infrarrojo cercano (400 - 4000 cm⁻¹) con un posicionamiento de las muestras a 15 mm y un área de análisis de 5 mm².

Análisis	Elementos mayores	Elementos traza	Texturas	Química mineral	Cristalografía	Espectroscopía
Destructivos	XRF, Pastilla de vidrio, cantidad de material	XRF, Pastilla de polvo	Microscopio petrográfico	Microscopio petrográfico	DRX, polvos	-
Poco invasivos	SEM-EDS	SEM-WDS	-	EPMA, Secciones pulidas, briquetas, 2 g, SEM-EDS	-	Raman*
No destructivos	XRF (equipo portátil)	XRF (equipo portátil)	-	μ-FTIR, Raman	-	μ-Raman, IR

Tabla 1.5. Comparación de técnicas analíticas como destructivas, poco invasivas y no destructivas.

En la Tabla 1.5 observamos una comparación entre diversas técnicas analíticas y la información que se podría obtener. Para este estudio es fundamental emplear técnicas no destructivas.

Capítulo 2. Metodología

Uno de los objetivos del proyecto es proponer una metodología práctica no destructiva para la identificación de fases minerales presentes en meteoritas y verificar si es posible diferenciar mediante este método una posible acapulcoita de una condrita con alto grado de metamorfismo.

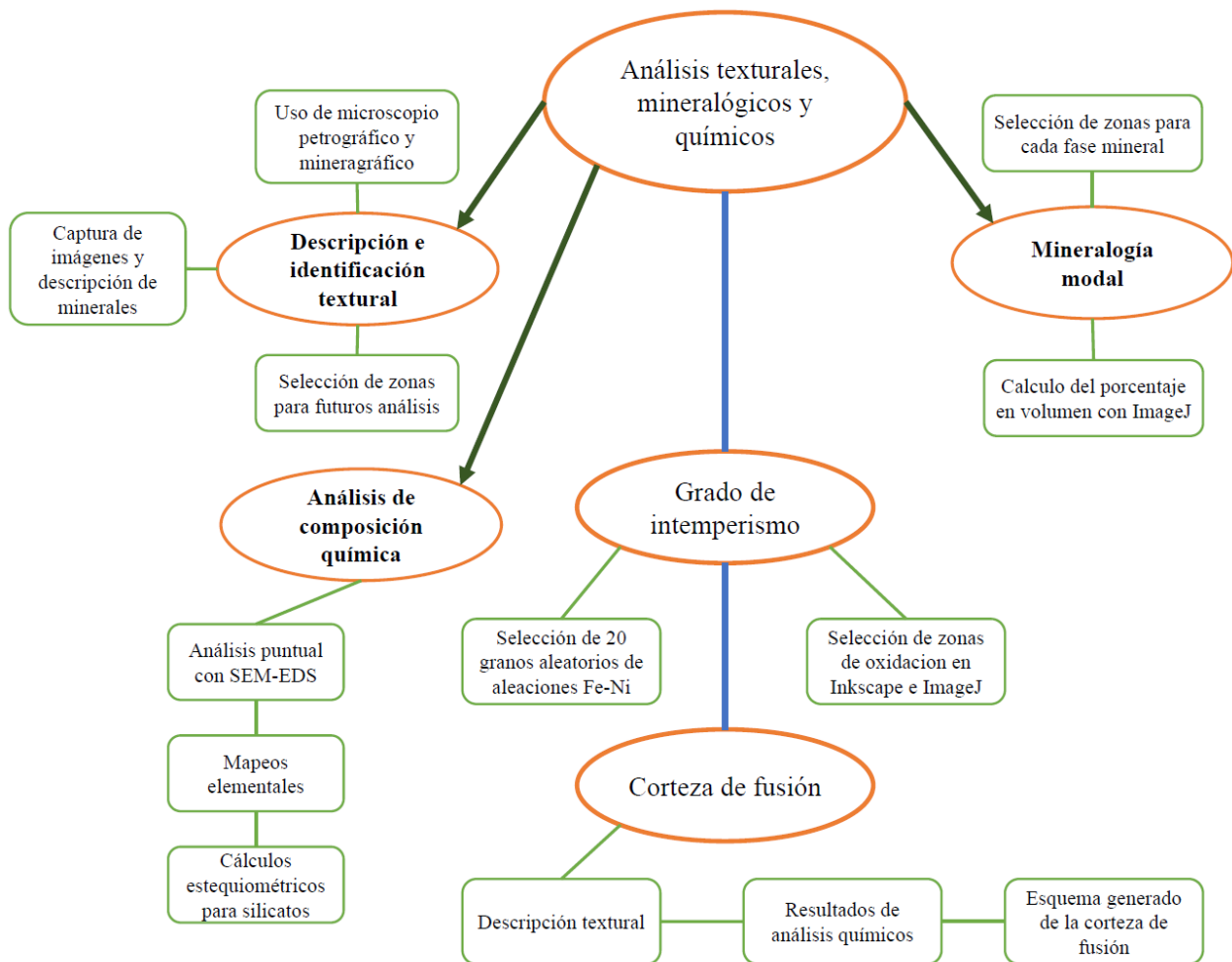


Figura 2.1. Esquema general de la metodología.

Para este proceso es ideal no hacer láminas delgadas, aunque son una herramienta útil para la caracterización de minerales, tiene el inconveniente de destruir una fracción de la roca. Una opción podría ser utilizar imágenes de muestra de mano o incluso de ciertas técnicas, por ejemplo, imágenes obtenidas de un microscopio electrónico. Sin embargo, en este procedimiento se utilizaron imágenes de láminas delgadas de Grady y colaboradores (2014b). En el esquema de la Figura 2.1 se observan las partes principales del procedimiento.

Análisis texturales, mineralógicos y químicos. Se compone de las siguientes etapas: Descripción e identificación textural, análisis de composición química y mineralogía modal.

Descripción e identificación textural

Consiste en la identificación y descripción de las fases minerales principales, con el uso del microscopio metalográfico-petrográfico Motic BA310.Epi Pol. Las condiciones de trabajo ideales se muestran en la Sección 1.8. Además, se capturaron imágenes con escala para medir el tamaño de cada mineral y se seleccionaron zonas para ser analizadas con SEM-EDS.

Mineralogía modal

Para este trabajo se utilizaron imágenes de lámina delgada tomadas de Grady y colaboradores (2014b) para cinco meteoritas, estas son: Acapulco, Dhofar 290, Graves Nunataks 95209, Elephant Moraine 84302, Lewis Cliff 86220. Se calculó el porcentaje en volumen y el tamaño de grano para las fases principales de M-019. Por último, se compararon estos resultados con las meteoritas vistas en la literatura.

Para realizar el análisis modal se emplearon dos softwares de uso libre; Inkscape e ImageJ, el primero es un editor de vectores gráficos y se utilizó para la selección de cristales de cada fase mineral contemplada en el análisis. El segundo es un programa que permite la selección de áreas en función del color que presentan, de esta manera es posible medir el porcentaje de área que tiene cada fase mineral y la longitud de cada cristal. El procedimiento del análisis mineral será explicado más detalladamente en el Apéndice 1.

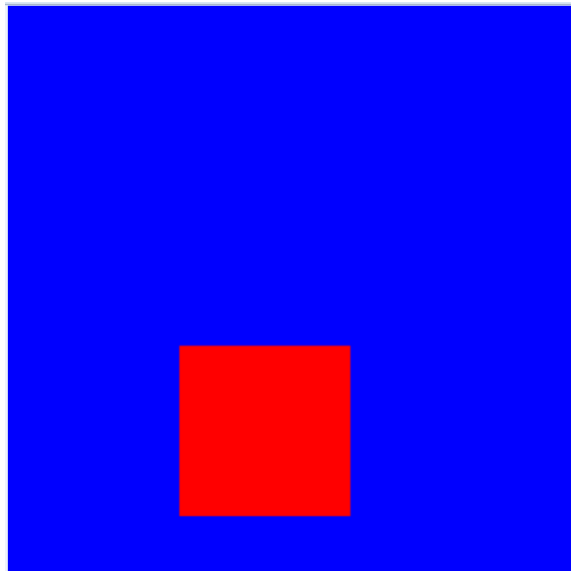


Figura 2.2. Ejercicio para determinar la exactitud de selección de áreas mediante el uso del programa ImageJ.

Además, se realizaron mediciones para determinar la exactitud de la selección de áreas mediante este programa. Basado en los trabajos de Cervantes-de la Cruz (2009) y Montoya (2019). Como se observa en la Figura 2.2 se colocó un cuadro de 3 x 3 cm dentro de otro de 10 x 10 cm, la desviación estándar

de la medida real con respecto a la tomada del programa fue de 0.028, al no sobrepasar una desviación de 0.05 se determinó que es una medición confiable.

Análisis de composición química

Se seleccionaron previamente tres zonas en la cara más regular de M-019 para su mapeo elemental y generación de imágenes, dentro de estas, se seleccionaron puntos de interés para su identificación, cálculos estequiométricos de minerales y análisis de la corteza de fusión. Para ello se usó el equipo Hitachi™ TM3030PLUS con las especificaciones mencionadas anteriormente. Mayores detalles de los cálculos estequiométricos en los minerales de M-019 se encuentran en el Apéndice 2.

Determinación del grado de intemperismo

Se usó como base el artículo de Wlotzka (1993) para determinar el grado de intemperismo de la meteorita. Además, se realizó una metodología basada en análisis utilizados por Stöffler y colaboradores (1991) y Cervantes-de la Cruz (2009) donde se eligieron 20 granos al azar para determinar el grado de intemperismo o de metamorfismo de impacto. En cada grano se determinó el porcentaje de área intemperizada mediante el uso de las herramientas Inkscape e ImageJ.

Corteza de fusión

Se seleccionaron zonas de análisis y dentro de estas, análisis puntuales. Se utilizó la superficie más regular de la corteza de fusión y con los equipos Motic BA310 Epi Pol y Hitachi™ TM3030PLUS se tomaron imágenes de las zonas representativas de M-019.

Se obtuvieron mapeos elementales en diversas zonas de la corteza de fusión. Además, se observó la meteorita en luz reflejada y luz polarizada plana para identificar minerales, aleaciones metálicas y minerales óxidos. Finalmente, como se mencionó en los objetivos, se generó un esquema de la corteza de fusión comparada a las condritas descritas en el artículo de Genge y Grady (1999).

Capítulo 3. Resultados

3.1 Descripción e identificación textural

M-019 es un fragmento no pulido, tiene un tamaño de 3.04 cm y pesa 3 g. Al interior de la roca el color es café con tonos oscuros, está cubierto en dos lados por una corteza de fusión oscura con un espesor promedio de 0.075 cm.

Mediante el uso de imágenes obtenidas por μ CT y la medición de 53 cristales se obtuvo un tamaño promedio en minerales de 178 μm , salvo excepciones de algunas aleaciones metálicas que sobrepasaba con tamaños de hasta 1 mm.

En la cara pulida de M-019, se observa una textura granoblástica, las aleaciones metálicas son los únicos minerales que varían más de tamaño. En la Figura 3.1, observamos una zona representativa de M-019, principalmente se observaron olivinos y piroxenos. Algunas características observadas en olivinos fueron; brillo vítreo y colores característicos; como el verde olivo para olivino y para piroxenos fueron; brillo vítreo y coloración verde amarillento o amarillo.

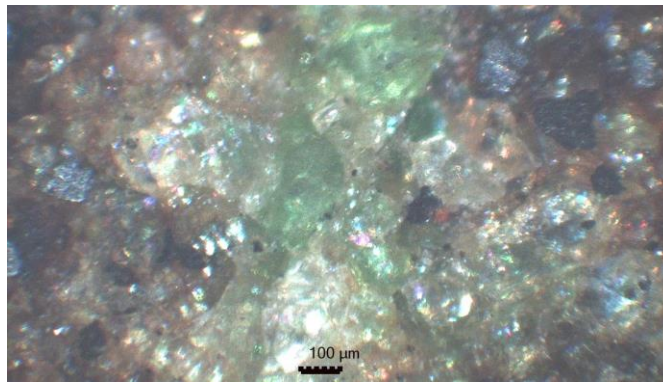


Figura 3.1. Imagen representativa de M-019, se observan principalmente olivinos, piroxenos y aleaciones metálicas. Imagen en luz polarizada plana.

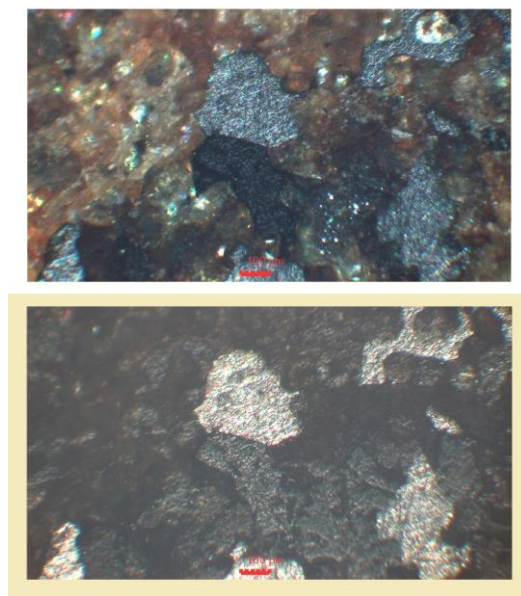


Figura 3.2. Imágenes en luz polarizada plana y luz reflejada de aleaciones metálicas.

En la Figura 3.2 se observan aleaciones metálicas (kamacita-taenita), éstas muestran un bajo relieve, brillo metálico. En imágenes tomadas con luz reflejada estos minerales tienen un color blanco, mientras que en luz polarizada plana tienen un color gris oscuro.

3.2 Mineralogía modal

Después de realizar la identificación de minerales en lámina delgada y el análisis modal se obtuvieron los siguientes resultados.

Minerales (vol. %)	M-019*	Acapulco	Graves Nunataks 95209 (Acapulcoita)	Elephant Moraine 84302 (Lodranita)	Lewis Cliff 86220 (Lodranita)
Ol	45.58	45.29	25.14	16.47	19.86
Tamaño	230	268	241	337	270
Opx	27.27	41.98	29.45	25.56	23.34
Tamaño	216	232	319	373	278
Cpx	3.87	3.85	7.26	8.85	3.77
Tamaño	185	132	264	439	153
Pl*	0.61	2.84	1.18	1.66	3.22
Tamaño	116	168	187	223	150
Fe-Ni	27.67	3.17	21.89	38.44	46.16
Tamaño	200	198	206	574	410
Sulfuros	1.54	2.87	15.08	9.01	3.64
Tamaño	134	168	206	300	130

Tabla 3.1. Porcentaje en volumen de fases principales y promedio del tamaño de grano. *Medición en muestra de mano.

Como primera observación general de la Tabla 3.1, en la muestra de Elephant Moraine se obtuvo un mayor tamaño de cristales, debido a que es una lodranita y coincide con tamaños de grano mayor a 500 μm . En las muestras de acapulcoitas, tenemos un tamaño de grano promedio de 180 μm , que es lo reportado por Grady y colaboradores (2014b).

En cuanto a la proporción de porcentaje en volumen podemos comparar los resultados de M-019 con los reportados en la Tabla 1.3. Se determinó que en cuanto a la composición del olivino y plagioclasa los resultados están en el rango reportado para lodranitas, la proporción de metales es más aproximada a la composición de acapulcoitas y para los piroxenos no se puede discernir a cuál grupo se acerca más.

En el caso de las aleaciones metálicas, su abundancia se puede explicar debido a que no se observaron en las imágenes muchos cristales en plagioclasa u otros silicatos, y que las fases minerales más fáciles de identificar son los metales y sulfuros. Sin embargo, como resultados generales obtenidos de las imágenes y por sus propiedades ópticas de los cristales se puede tener una aproximación a los resultados reportados.

3.3 Análisis de composición química

Se realizaron análisis puntuales y mapeos elementales para determinar la fase mineral presente en zonas cercanas a la corteza de fusión y en zonas representativas de M-019. Se obtuvieron los siguientes resultados.

Zona 1 (Cercana a la corteza de fusión)

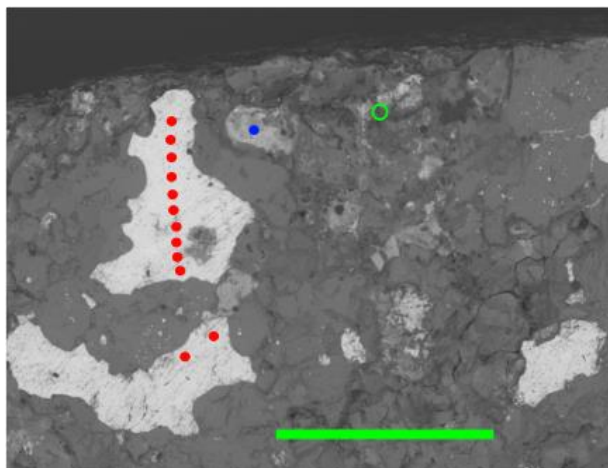


Figura 3.3. Zona 1. Análisis puntuales representados con puntos rojos y azul, análisis en zona representados por el círculo verde. Tamaño de barra verde es de 1 mm.

Análisis puntual (wt. %)	Fe	C	Ni	O	Co	Si	Total
1	73.2	12.4	8.5	3.9	2.1	0.0	100.01
2	78.1	9.4	7.9	3.6	1.0	0.0	100.00
3	78.2	9.8	6.2	3.7	1.1	1.0	100.00
4	80.3	8.0	5.6	2.9	1.8	1.5	100.01
5	80.5	9.3	5.1	2.8	1.3	1.0	99.99
6	77.5	8.8	6.6	4.1	1.7	1.3	100.00
7	67.8	18.1	4.2	7.1	1.5	1.3	100.01
8	75.7	12.7	3.8	4.4	2.7	0.7	100.00
9	75.6	12.5	4.9	4.7	1.3	1.1	100.00
10	73.0	12.6	5.6	5.1	2.4	1.4	100.01

Tabla 3.2. Análisis puntual de aleación metálica en zona 1.

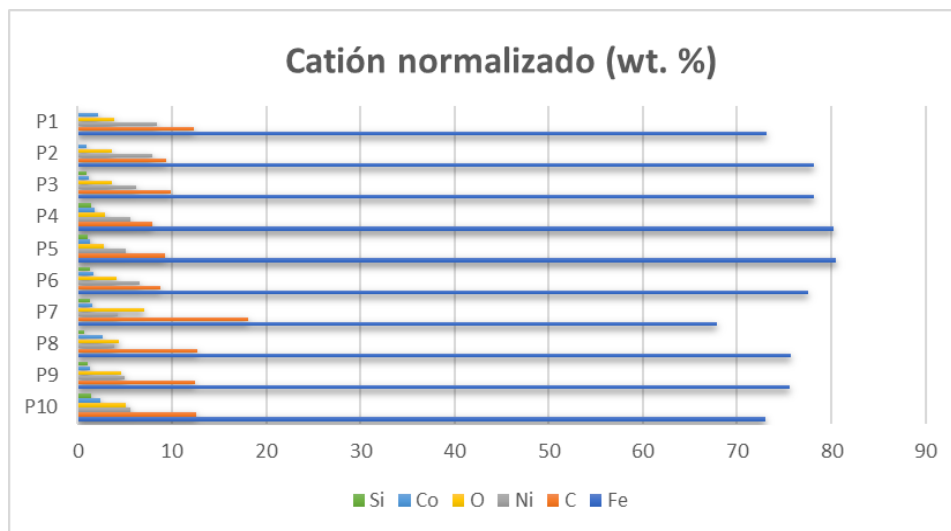


Figura 3.4. Gráfico del análisis puntual mostrado en la Tabla 3.2 (aleación metálica). El P1 es el más cercano a la corteza de fusión mientras que el P10 es el más lejano.

En la Tabla 3.2 y la Figura 3.4 se observan análisis en porcentaje en peso para una aleación metálica, de acuerdo con la composición de la concentración elemental, la aleación metálica coincide con kamacita de acuerdo con el criterio de Keil y McCoy (2018) en la Tabla 1.1.

Un resultado interesante es la presencia de carbono en la aleación, el cual no es esperado dentro de los resultados contemplados. Probablemente la presencia de este elemento sea debido al intemperismo o a la interacción que tuvo este objeto con la atmósfera durante su aterrizaje, la presencia de oxígeno también podría ser consecuencia de ambos procesos. En los resultados de la aleación para P7 se obtuvo la mayor concentración de carbono, en esta zona se encuentra próxima una región que se muestra oscura en la imagen tomada con SEM-EDS. Al consultar la tesis de López García (2018) la composición obtenida de carbono es mayor a las reportadas para algunos carburos presentes en meteoritas metálicas como cohenita y haxonita.

Otro aspecto importante, del resultado reportado para el carbono es que la zona, como se observará

en la Figura 3.3, es una zona cercana a la corteza de fusión, para los análisis reportados en otras zonas no se obtuvo la misma proporción de este elemento. En cuanto a otros análisis realizados en la misma zona se obtuvieron los siguientes resultados.

Análisis (wt. %)	Fe	C	O	Ni	Co	Si	Ca	K	S	Total
Kamacita	71.28	12.67	6.82	4.91	1.82	2.51	0	0	0	100
Punto azul óxido (Hematita)	51.51	11.79	31.30	0	1.31	0.66	0.98	0.23	2.02	100

Tabla 3.3. Análisis puntual de aleación metálica y óxido en zona 1.

En la Tabla 3.3 se clasificó para el óxido identificado como una hematita considerando lo comentado anteriormente del Carbono (presente en todos los análisis) y realizando una comparación con los porcentajes reportados en web mineral para hematita (Fe 69.94%, O 30.06%). En cuanto a la aleación metálica, esta tiene una composición cercana a los resultados de la aleación anterior por lo que se reportó como una kamacita.

Análisis (wt. %)	Fe	O	C	Si	Mg	Ca
Zona verde	4.75	40.56	32.15	9.26	6.36	2.91
	Al	Na	K	S	Cl	P
	1.47	0.93	0.56	0.49	0.41	0.15

Tabla 3.4. Resultados de análisis en (wt. %) en zona 1 (círculo verde).

Finalmente, en la Tabla 3.4 observamos el porcentaje de elementos en una zona que está muy cercana a la corteza de fusión, la cantidad de oxígeno y carbono obtenido puede tener su origen en fuentes de intemperismo terrestre o que si la zona cambió su composición debido al ingreso del cuerpo o fragmento de cuerpo parental de la meteorita. Esto se discute más adelante.

En la Tabla 3.5 se observan los resultados del cálculo estequiométrico para silicatos observados en la zona 2. En los análisis realizados con SEM-EDS para esta zona no se obtuvo concentración de carbono.

Haciendo una comparación con los datos reportados en la Tabla 1.1 como se observa en la Figura 3.6 podemos distinguir que, en cuanto a la composición de los minerales, los datos de M-019 del museo tienen una mayor similitud con los grupos Acapulcoitas, Lodranitas y GRV020043. Además, se reportan los resultados de un mineral posible troilita con composición de 52% Fe, 23% S, 11% O y 1% Ni La proporción de oxígeno podría ser consecuencia de un proceso de intemperismo.

Zona 2

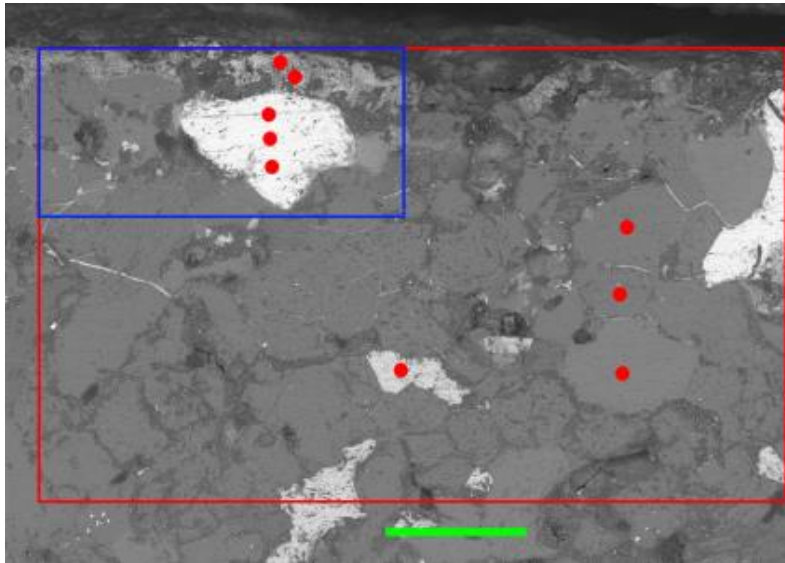


Figura 3.5. Zona 2. Análisis puntuales representados con puntos rojos, análisis en zona representados por los rectángulos. Tamaño de barra verde 200 μm .

<i>Silicato (%)</i>	Fayalita	Forsterita	Enstatita	Ferrosilita	Wollastonita
<i>Piroxeno 1</i>	-	-	85	12.47	2.53
<i>Piroxeno 2</i>	-	-	85.37	12.07	2.56
<i>Piroxeno 3</i>	-	-	51.04	6.18	42.78
<i>Olivino 1</i>	13.73	86.27			
<i>Olivino 2</i>	13.92	86.08	-	-	-
<i>Olivino 3</i>	12.96	87.04	-	-	-

Tabla 3.5. Resultados de análisis en (wt. %) para silicatos en la zona 2.

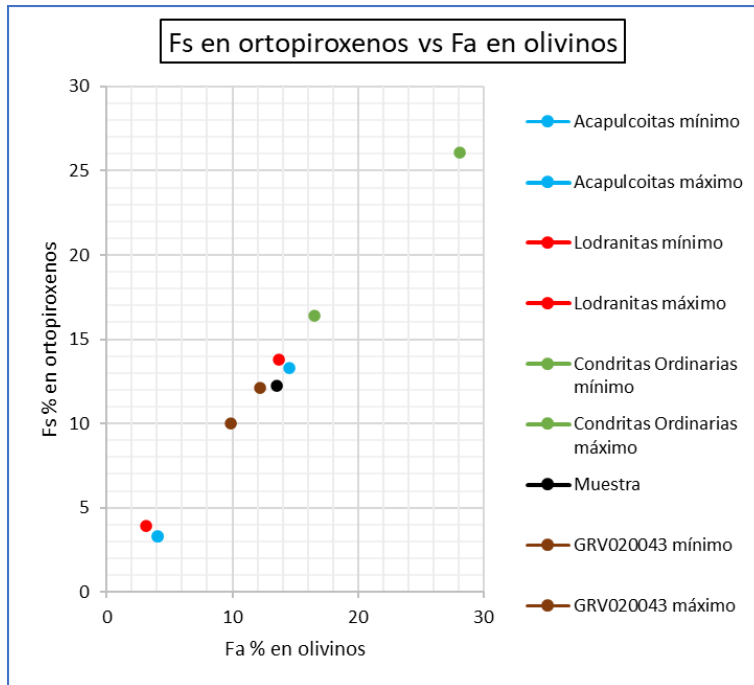


Figura 3.6. Gráfica de Fa% en olivinos vs Fs% en ortopiroxenos reportados en la Tabla 1.1 y en M-019. Basada en el trabajo de Lucas y colaboradores (2019).

La Tabla 3.5 y Figura 3.6 muestra el promedio de ferrosilita en ortopiroxenos contra el promedio de fayalita en olivinos, este parámetro junto a las características texturales es uno de los indicadores más importantes para caracterizar M-019 como una meteorita posible Acapulcoita, Lodranita o Transicional. En cuanto al resto de análisis, estos fueron los resultados para la región dentro del rectángulo azul.

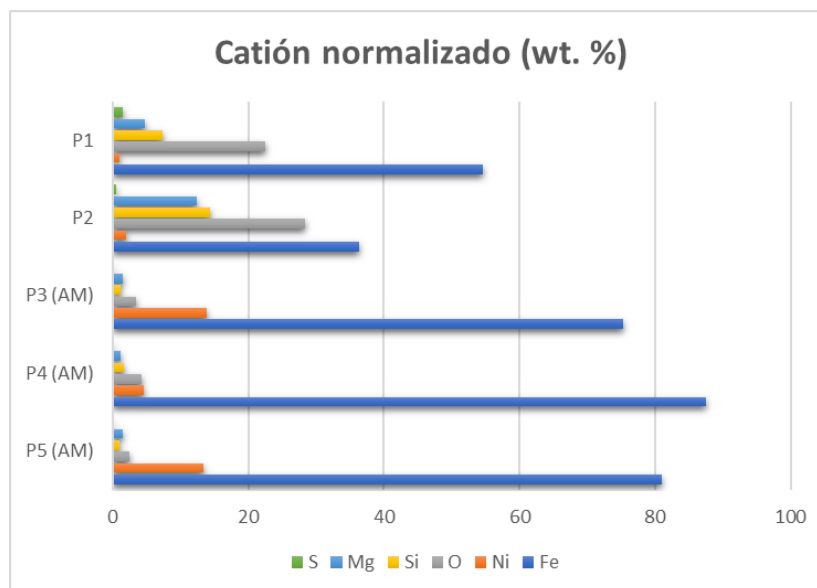


Figura 3.7. Gráfico del análisis puntual en la región rectangular azul mostrada en la Figura 3.5, (AM=Aleación metálica).

En la Figura 3.7 podemos determinar dos tipos de composición; (P1 y P2), con una mayor proporción de elementos como Sí, O, Mg y S y (P3, P4 y P5), que tienen la composición de una aleación metálica. Cabe destacar que P1 y P2 se encuentran más cercanas a la corteza de fusión.

Zona 3

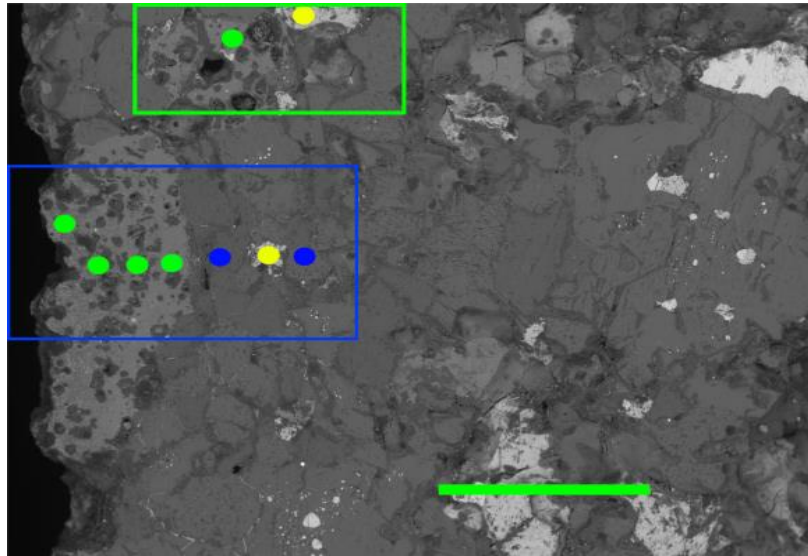


Figura 3.8. Zona 3. Análisis puntuales representados con puntos, análisis en zona representados por los rectángulos. Puntos verdes=corteza de fusión, puntos azules=silicatos, puntos amarillos=troilita. Tamaño de barra verde es de 500 μm .

En la Figura 3.8 se distinguen dos áreas rectangulares que parecen tener similitudes en su composición y textura. En el caso de la zona cubierta por el rectángulo azul, la parte más externa se reconoce como parte de la corteza de fusión.

Análisis (wt. %)	O	Si	Mg	Fe	Ca	Al	S	Total
Zona verde	39.87	18.39	17.45	14.3	2.52	1.93	1.79	
Corteza de fusión	37.94	16.38	13.11	23.36	2.43	2.04	1.16	
Troilita	8.01	1.06	1.14	64.56	0.68	-	22.68	
	Na	Cl	K	Co	Ni	Mg	P	
Zona verde	1.42	0.65	0.47	0.36	0.31	0.29	0.25	100
Corteza de fusión	0.64	0.39	0.24	0.95	0.76	0.1	0.5	100
Troilita	-	-	0.31	0.84	0.71	-	-	100

Tabla 3.6. Resultados de análisis en (wt. %) para la zona rectangular verde en zona 3.

Análisis (wt. %)	O	Si	Mg	Fe	Al	Ca	Na	S	Total
Zona azul	40.59	20.3	11.14	13.85	4.4	3.28	2.63	0.9	
Promedio corteza de fusión	39.29	18.68	13.79	16.84	2.73	2.89	1.62	0.49	
Troilita	11.65	4.33	3.08	67.86	1.52	0.37	1.26	5.48	
Silicato 1	47.75	19.3	3.89	5.55	7.23	6.32	3.97	1.08	
Silicato 2	38.91	19.87	26.6	10.31	1.11	1.35	0.76	0.21	
	K	Cl	Ni	P	Co	Ba	Mn	Zn	
Zona azul	0.8	0.44	0.41	0.37	0.31	0.22	0.22	0.14	100
Promedio corteza de fusión	0.86	0.51	1.15	0.48	0.09	0.10	0.04	0.45	100
Troilita	0	0.63	3.82	-	-	-	-	-	100
Silicato 1	1.79	1.16	0.27	1.69	-	-	-	-	100
Silicato 2	0.38	0	0.5	-	-	-	-	-	100

Tabla 3.7. Resultados de análisis en (wt. %) para la zona rectangular azul en zona 3.

A partir de los datos obtenidos en las Tablas 3.6 y 3.7 se determinó que los puntos verdes corresponden a zonas que pertenecen a la corteza de fusión, debido a la composición parecida que tienen. Además, para la corteza de fusión encontrada dentro de la zona verde, podría indicar que no solo podemos encontrar remanentes de la corteza de fusión en la capa más externa sino también en zonas interiores de la meteorita. Se identificaron dos troilitas y dos silicatos que no pudieron ser determinados debido a que se encuentran cerca de la corteza de fusión.

3.4 Grado de intemperismo

Al realizarse esta metodología en 20 granos se obtuvo que el área promedio intemperizada de aleaciones metálicas es de 4.84%. Las aleaciones metálicas en las imágenes no muestran haber sido alterados a óxidos completamente, para el caso de silicatos estos no se observaron con algún grado de alteración.

Con base en la clasificación de Wlotzka (1993) la descripción del estado de intemperismo W1 es la adecuada para clasificar M-019.

3.5 Corteza de fusión, textura y composición química

Mediante el uso del microscopio petrográfico en la parte pulida y perpendicular a la corteza de fusión, se realizaron las siguientes observaciones.

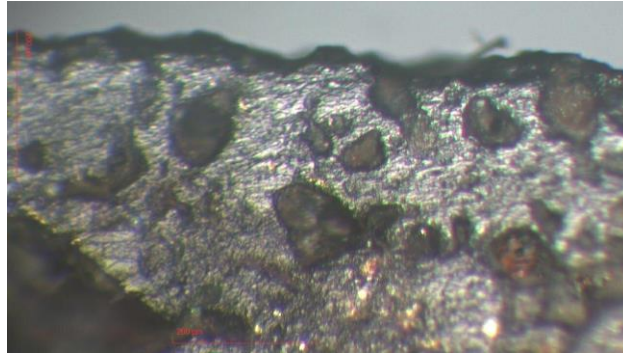


Figura 3.9. Imagen de la corteza de fusión, tomada de la región pulida de M-019. Imagen tomada en luz polarizada plana.

La Figura 3.9 muestra una vista perpendicular a la corteza de fusión, esta tiene un color café oscuro y un tamaño promedio de 632 μm . Una de las primeras cosas a notar en la figura, es la presencia de vesículas en zonas preservadas de la corteza de fusión. Además, a diferencia de la región “interna” de la meteorita, ya no se observa la presencia de grandes cristales de silicatos ($>100 \mu\text{m}$).

La corteza de fusión en su lado más externo se compone principalmente de áreas con textura vítrea, algunas aleaciones metálicas y áreas de silicatos. En la Figura 3.10 podemos observar las zonas con brillo vítreo, esta característica puede parecerse al brillo metálico en luz reflejada.

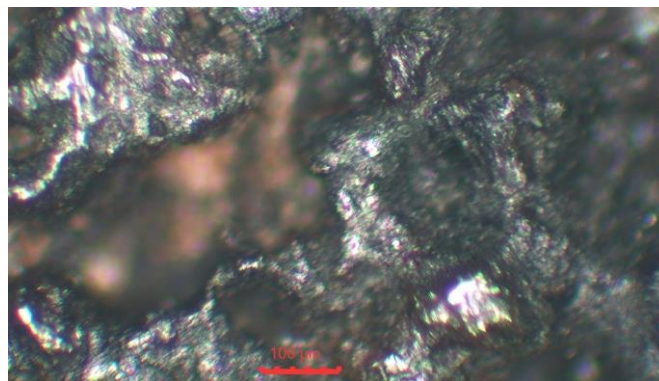


Figura 3.10. Imagen tomada perpendicularmente a la corteza de fusión. Imagen tomada en luz reflejada.

En la Figura 3.11 se pueden ver aleaciones metálicas de la corteza de fusión. En esta figura la mayoría muestra marcas similares a filamentos o líneas con una misma orientación. Probablemente estas marcas reflejan líneas de flujo. Estas aleaciones no presentan una forma definida, tienen un bajo relieve y rodean zonas con silicatos.

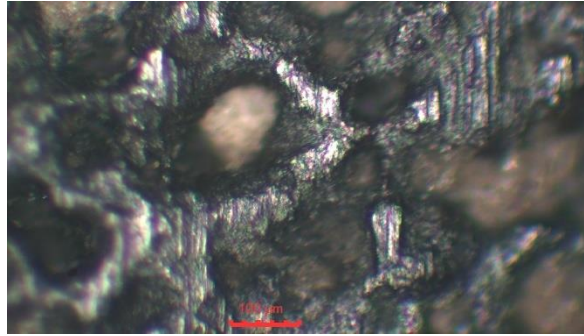


Figura 3.11. Imagen tomada de la corteza de fusión donde se observan aleaciones con pequeñas líneas de flujo. Imagen tomada en luz reflejada.

Se observaron las siguientes características mediante el análisis de la Figura 3.12 obtenida por SEM-EDS y el mapeo elemental de la zona.

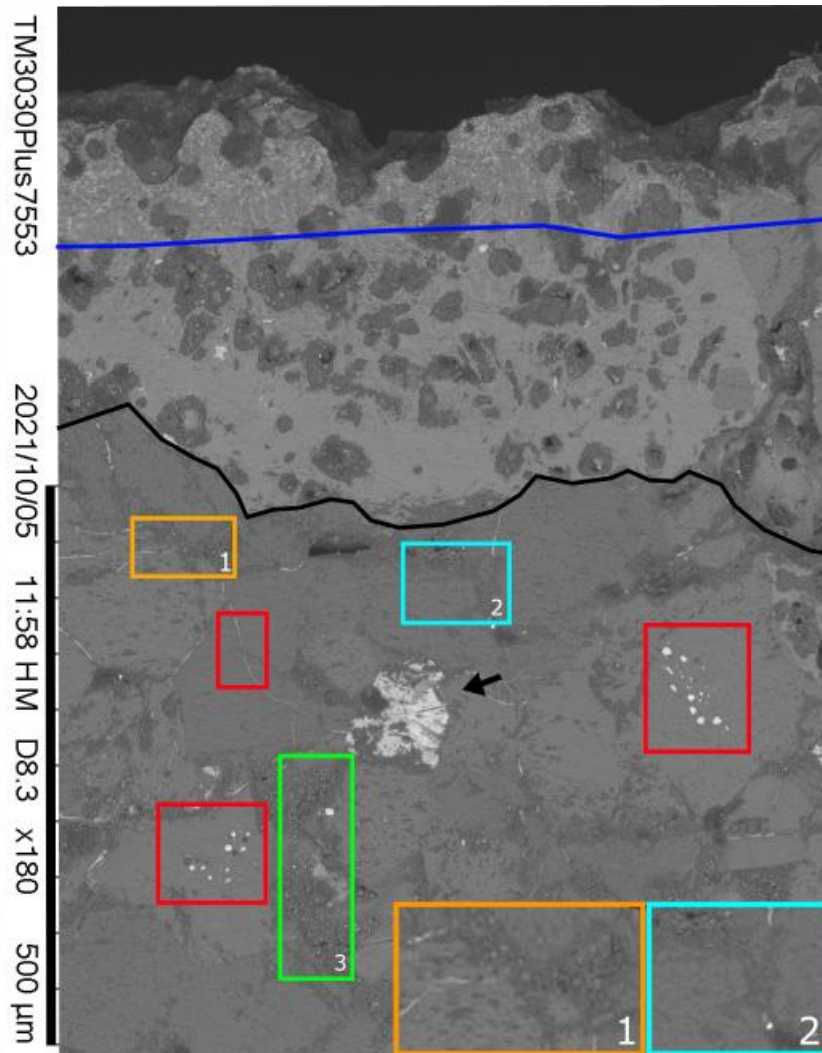


Figura 3.12. Corteza de fusión de M-019, tomada con SEM-EDS. Rectángulos rojos=gotas y venas de fusión, 1,2,3=venas de vidrio de silicatos.

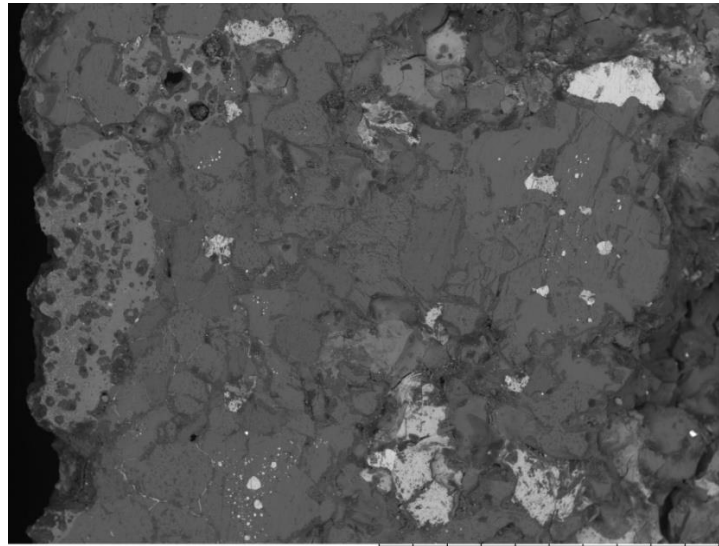
- Se determinaron tres en la Figura 3.12 se irán desarrollando de la más externa a la más interna. La última capa corresponde a la corteza de fusión, la zona delimitada por el borde azul, representada por la abundancia de óxidos como la magnetita, determinada por su morfología cruciforme, así como la región oscura más externa, compuesta en su mayoría por vidrio de silicato.
- La segunda zona limitada por el borde negro y el borde azul se identifica como el sustrato, éste tiene una tonalidad gris claro, se debe a la presencia mayoritaria de Mg y Fe en esta región, es notoria la presencia de múltiples vesículas indicativas de procesos de volatilización. Los silicatos presentes en la región tienen tamaños menores a los 50 µm.
- La región que se encuentra debajo del borde negro tiene características del sustrato interno explicadas por Genge y Grady (1999), sin embargo, considero que también puede definirse como la zona de mezcla del sustrato con la meteorita. Esta zona se caracteriza por los siguientes componentes: la presencia de gotas de sulfuro, venas de fusión de sulfato y metales, minerales sulfuros y venas de silicatos (rectángulos 1, 2 y 3 de la Figura 3.12).
- En los mapeos elementales se observa la presencia de Co, Cr, P, Ba, K, Na, Ca y los presentes en fases de metales y silicatos.

En la Tabla 3.8 podemos observar la composición promedio de la corteza de fusión, los elementos principales que la componen son el Mg, Fe, Al, Ca, Na y S.

Análisis (wt. %)	O	Si	Mg	Fe	Al	Ca	Na	S	Total
Promedio corteza de fusión*	39.29	18.68	13.79	16.84	2.73	2.89	1.62	0.49	
Zona representativa	38.80	21.20	18.05	12.20	1.68	4.18	1.05	0.86	
	K	Cl	Ni	P	Co	Ba	Mn	Zn	
Promedio corteza de fusión	0.86	0.51	1.15	0.48	0.09	0.10	0.04	0.45	100
Zona representativa	0.44	0.16	0.30	0.07	0.28	0.19	0.29	-	100

Tabla 3.8. Resultados de análisis en (wt. %) para la corteza de fusión y de una zona representativa de M-019.
*Datos de la Tabla 3.6.

Vemos que la composición de ambas es parecida, sin embargo, hay ciertas variaciones en los elementos principales. En comparación con los datos del artículo de Genge y Grady (1999), la relación Mg/Si y Fe/Si en la corteza de fusión está dentro del rango de las condritas ordinarias, sin embargo, los elementos Al, Na y Ca están un poco más enriquecidos en relación con el Si que las condritas ordinarias.



TM3030Plus7551 2021/10/05 11:23 HM D8.1 x80 1 mm

Figura 3.13. Imagen de la corteza de fusión obtenida con SEM-EDS.

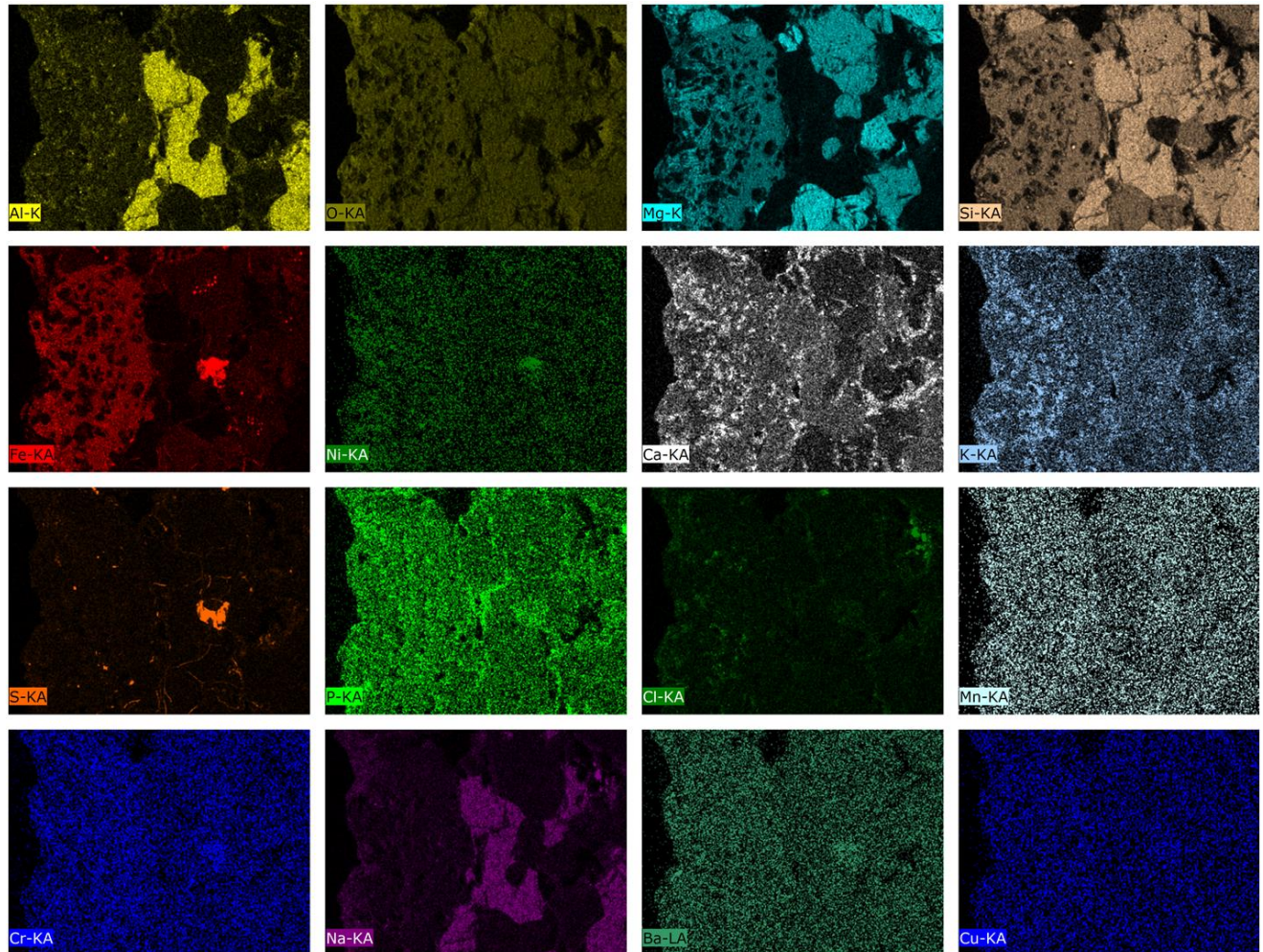


Figura 3.14. Mapeo elemental de la zona en la Figura 3.13.

En las Figuras 3.13 y 3.14 notamos la presencia de elementos en la corteza de fusión, como primera observación tenemos la presencia de Fe, Mg, P en la parte más externa de la corteza de fusión. Se observa la presencia de elementos como K, Ca, Al y Na en la corteza de fusión, lo que probablemente nos indica que hay plagioclasa en la zona.

Capítulo 4. Discusión

4.1 Análisis textural

Como se ha mencionado anteriormente, las acapulcoitas y las condritas con metamorfismo de grado alto sufren procesos que modifican la textura y por tanto el tamaño de los minerales. Sin embargo, un proceso que caracteriza al grupo de acapulcoitas-lodranitas es la fusión parcial o total de la roca.

Para McCoy y colaboradores (1997) las acapulcoitas experimentaron un bajo grado de fusión parcial (<1% en volumen). Las principales características explicadas por ellos son; el tamaño de grano (150-200 μm), presencia de venas de fusión con tamaños de $\leq 140 \mu\text{m}$ conformadas por fundidos de Fe, Ni (aleaciones metálicas) y FeS (troilita) ya que estos a condiciones de elevada temperatura forman un fundido cotéctico, y una presencia abundante de fósforo.

Uno de los rasgos más importantes para discutir e interpretar de M-019 como una posible acapulcoita es el tamaño de los cristales. Sabemos que hay un rango de tamaño entre las acapulcoitas, lodranitas y otros grupos relacionados. En el caso de nuestra meteorita, se reportan los cristales con un tamaño promedio de 178 μm , esto corresponde con el rango de tamaño para una acapulcoita (150-200 μm). Y vemos en la Tabla 1.2 (Van Schmus y Wood, 1967) que difiere por más de 100 μm de tamaño con las condritas equilibradas de tipo 6.

Este tamaño reportado también coincide con los resultados obtenidos para McCoy y colaboradores (1997) en acapulcoitas, donde mencionan que es consistente con la ausencia de fundidos de silicatos, ya que, de estar presentes, habrían fomentado el crecimiento del grano, como podemos distinguir con las lodranitas (>500 μm).

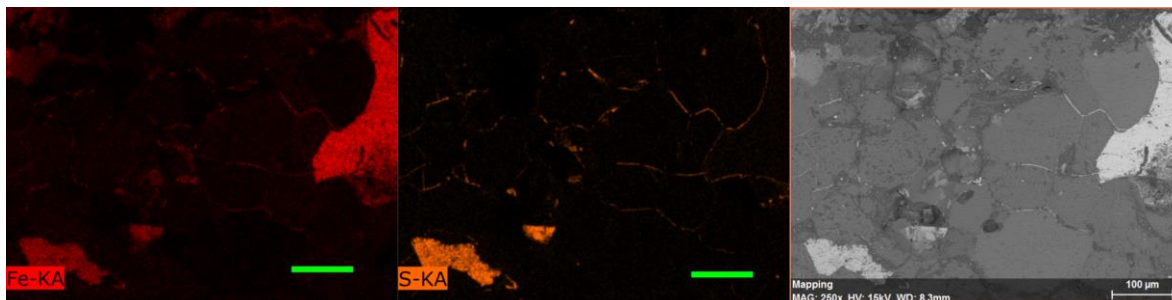


Figura 4.1. Venas de fusión de troilita (FeS) presentes en M-019, tomada con SEM-EDS. Barra verde con longitud de 100 μm .

En la Figura 4.1 podemos observar venas de fusión localizadas en los bordes de granos de silicato y aleaciones presentes en la meteorita, el rango de longitud obtenido es de (75-129 μm) lo cual está acorde con los resultados obtenidos por McCoy y colaboradores (1997). Se logra distinguir la presencia de hierro y sulfuro en las venas de fusión, el níquel se encuentra presente en toda el área. Por lo que podemos suponer que está presente en las venas de fusión, pero no específicamente en esa región.

De acuerdo con McCoy y colaboradores (1997) la mayoría de lodranitas como: Lodran, Yamato 74357, LEW 88280, entre otras han experimentado una fusión parcial >10% en volumen del cuerpo parental. Debido a procesos de fusión de silicatos y migración de fundidos. En el caso del tamaño de grano se ve una clara diferencia con acapulcoitas y condritas ordinarias teniendo tamaños desde 350 μm a 540 μm como es el caso de Gibson.

Para las venas de fusión en lodranitas, éstas adquieren un tamaño mayor, así como “bolsas” de fusión presentes en la M-019. Otra característica notable es el empobrecimiento de plagioclasa y troilita, debido principalmente a procesos de migración del fundido.

Es importante notar que en condritas con metamorfismo de impacto desde S3 o mayor están presentes venas de fusión, sin embargo, los fundidos que se forman son una mezcla de diferentes fases coexistentes como silicatos, aleaciones metálicas y sulfuros. Además de presentar características del metamorfismo de impacto, como: fracturas planares en silicatos, mosaicismo, etc. (Stöffler y colaboradores 1991)

En los diversos mapeos elementales obtenidos de M-019 se observa la presencia de fósforo, sin embargo, no en todos los casos se obtuvo el porcentaje en peso de este. Por lo que consideraría importante analizarlo para futuros análisis después de ver su importancia en las acapulcoitas dado el proceso de fusión parcial.

4.2 Determinación de tipo petrológico

En el caso de las acapulcoitas, no se escribe el tipo petrológico debido a que se forman por una fusión parcial del material y ya tienen un cierto grado de diferenciación, sin embargo, comparten características con meteoritas de alto grado de metamorfismo térmico. Se hará una comparación de las características observadas en M-019 y en meteoritas altamente metamorfizadas.

Regresando a la Tabla 1.2 tenemos los criterios usados por Van Schmus y Wood (1967) para describir el tipo petrológico en condritas. A continuación, tenemos la Tabla 4.1 comparativa de M-019 con estos parámetros.

Característica	Condrita con metamorfismo térmico 5-6	M-019
Homogeneidad en composición del olivino y piroxeno	Homogéneos, desviación estándar $\leq 5\%$	Desviación estándar de 3.78%
Grado de desarrollo en feldespatos	Granos $>50 \mu\text{m}$	Tamaño promedio de 116 μm en plagioclasas
Minerales sulfuros	$<0.5 \text{ wt. } \%$	1.54% en volumen
Minerales metálicos	Kamacita y taenita en relación de exsolución ($>20\%$)	27.67%
Textura general	Condros poco delineados	No se observan condros
Textura de la matriz	Transparente, recristalizada	Textura granoblástica

Tabla 4.1. Tabla comparativa de una condrita con metamorfismo térmico alto (5-6) y M-019.

En la Tabla 4.1 se encuentran las principales características para definir tipos de metamorfismo alto en condritas. Las principales características donde se observan claras diferencias; es en la textura y el tamaño promedio de los feldespatos secundarios, así como del tamaño de grano en general. En M-019 los silicatos tienen tamaños mayores a los 100 μm , sin embargo, tampoco son mayores a 500 μm como es el caso de lodranitas.

En el proceso de metamorfismo térmico ocurre la homogeneidad de olivino y piroxeno por el intercambio catiónico y por lo tanto el crecimiento de los cristales en presencia de una fase sólida, esto puede ocurrir al menos para las condritas.

Se determinó la composición de FeO presente en tres piroxenos y un olivino, lo cual dio un promedio de 8.77% presente con una desviación estándar de 3.78%. Al tener una desviación estándar menor que 5% podemos decir que muestra una composición casi homogénea.

En cuanto a la textura las meteoritas con metamorfismo térmico alto y M-019 comparten similitudes como los ángulos de 120° entre granos observados en SEM-EDS y en láminas delgadas. En M-019 no se lograron observar condros presentes, así como es reportado para las condritas con tipo de metamorfismo alto.

Con el uso de mapeos de azufre con SEM-EDS y el programa ImageJ se determinó el contenido modal en volumen. En la Tabla 3.1 se observa el porcentaje en volumen obtenido para sulfuros de 1.54% en volumen, aunque se espera que varíe el contenido de porcentaje en peso para sulfuros.

No se logró cuantificar la composición química de los sulfuros, sin embargo, puede ser un parámetro para separar condritas de alto metamorfismo con acapulcoitas. Debido a que uno de los miembros principales de este grupo es la troilita. En la Sección 3.2 se puede observar la identificación de troilita en la meteorita y se espera que se encuentre distribuida en M-019. Además, es notable la presencia de gotas de sulfuros, lo cual puede contrastar con la presencia de sulfuros de <0.5 (wt. %) reportado en condritas equilibradas.

4.3 Determinación del grado de intemperismo

En la Sección 3.4 a través de la selección aleatoria de 20 aleaciones metálicas, se determinó el grado de intemperismo. Como no se observaron silicatos alterados, se concluyó que el grado de intemperismo de acuerdo con Wlotzka (1993) debería encontrarse en el rango W1-W3. El área de intemperismo fue reconocida debido a aspectos de la textura como: Relieves de granos intemperizados, el color de los granos (se ha identificado a colores grisáceos claros como posibles óxidos) y la forma de estos, es decir, si los minerales se observan alterados.

El área intemperizada de la M-019 obtenida es de 4.84% y de acuerdo con la clasificación de Wlotzka (1993), el grado de intemperismo correspondiente es W1.

En la Sección 3.3 se identificaron posibles óxidos debido a la composición de grano similar al de una hematita con un contenido de 40.56% en O y 32.15% en C. Sin embargo, para tener una visión más precisa es necesario el análisis de fases de óxidos para la meteorita, como espectroscopía Raman.

4.4 Diferencias de composición química entre acapulcoitas y condritas ordinarias

Otro de los rasgos importantes para tener en cuenta es el contenido modal de las aleaciones de Fe-Ni. Para el grupo de las acapulcoitas el rango oscila entre 0.1 y 29 % vol. (Grady y colaboradores 2014) y para el grupo de las lodranitas es de 12 % vol. (Grady et al 2014). M-019 presenta una proporción de 28 % vol. Para las condritas ordinarias el wt% es > 20% por lo cual también está dentro del rango.

En cuanto a los granos de silicato donde se realizó un cálculo estequiométrico se observan algunas diferencias entre M-019 y las condritas ordinarias. El contenido de Fa en olivinos obtenido fue de 13.7 lo cual es menor al rango de composición de las condritas ordinarias (Tabla 1.1), en cambio sí se encuentra en el rango de composición de acapulcoitas y lodranitas.

Lo mismo con el ortopiroxeno, se obtuvo 12.3% de ferrosilita mientras que en condritas ordinarias el rango de este miembro de la solución sólida es de 16.4-26.1%. Este punto se ejemplifica en la Figura 3.6, donde al observar el contenido de fayalita en olivino contra el de ferrosilita en ortopiroxeno, la meteorita se encuentra en el rango de las acapulcoitas y lodranitas.

De acuerdo con Lucas y colaboradores (2019) el contenido de fayalita en olivino y el contenido de ferrosilita en ortopiroxeno nos indica una tendencia de la fugacidad del oxígeno, esta es baja en acapulcoitas-lodranitas y alta en condritas ordinarias.

La fugacidad de oxígeno se describe como una medida de la tendencia que tiene un gas a escapar de una solución, además este parámetro varía en función de la temperatura y presión. Esto es de consideración dado que influye en la estabilidad de fases de silicato ricas en Fe, por consiguiente, la fugacidad de oxígeno contribuye en la composición de un fundido (Peterman, 2017 y referencias citadas allí).

Una interpretación para tomar en cuenta de este parámetro junto con lo comentado por McCoy y colaboradores (1997), es que fugacidades bajas de oxígeno detectadas en la M-019, nos puede indicar que estuvo sometida a condiciones de temperatura y presión diferentes a las condritas ordinarias. Esto puede ser también un criterio considerable para la interpretación de una acapulcoita-lodranita y una condrita ordinaria.

4.5 Contenido de carbono en M-019

Se ha reportado un elevado contenido de carbono en la Zona 1, que se encuentra cerca de la corteza de fusión de la meteorita. Se podrían considerar estas posibles fuentes para la presencia abundante de este elemento:

Resultado de la metodología o contaminación: Durante el procedimiento de la toma de imágenes en SEM-EDS es posible que sea utilizado una película metálica o de carbono para evitar que la muestra se cargue cuando es irradiada.

Intemperismo: De acuerdo con Wlotzka (1993) en zonas intemperizadas, especialmente en grietas anchas pueden estar rellenas con carbonatos, lo cual puede convertir a la Zona 1 como un lugar potencial de este proceso.

De acuerdo con Gibson y colaboradores (1971) la abundancia reportadas de carbono para acondrita es de (0.24-0.25 wt.%) en contenido total de carbono. En cuanto a condritas ordinarias equilibradas Moore y Lewis (1965) han reportado un contenido menor a (0.1 wt.%).

Para M-019 no se conoce el contenido total, sin embargo, podemos notar que el porcentaje se refiere a una cantidad anómala de este elemento en la meteorita. Se tendrían que realizar más análisis de la zona para encontrar la posible causa de este contenido.

4.6 Corteza de fusión

La Figura 4.2 representa la corteza de fusión de M-019, está inspirada en los esquemas propuestos por Genge y Grady (1999).

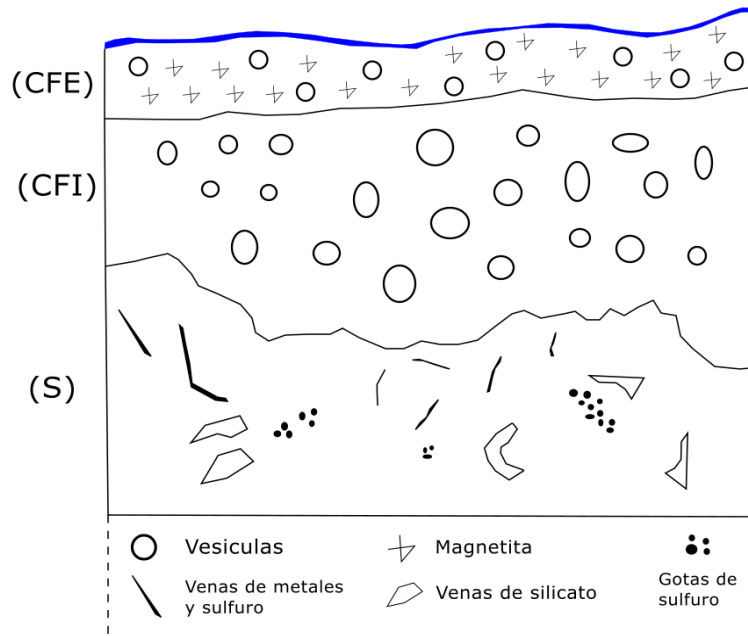


Figura 4.2. Esquema de la corteza de fusión de M-019. CFE = Corteza de fusión externa, CFI = Corteza de fusión interna y S = Sustrato.

Las características principales obtenidas de la corteza de fusión fueron las siguientes:

- Corteza de fusión externa (CFE). La región azul externa está conformada principalmente por silicatos, sin embargo, estos minerales muestran una textura vítrea, como se ha mencionado en las observaciones de la meteorita con el microscopio petrográfico (Sección 3.5). Otro rasgo característico de la corteza de fusión es la presencia de vesículas, las cuales nos indican la volatilización de materiales presentes en la roca durante su paso por la atmósfera. Por último, es notoria una zona intemperizada con minerales óxidos característicos como la magnetita.
- Corteza de fusión interna (CFI). La principal característica notable es el aumento en la cantidad de vesículas formadas y la ausencia de magnetita. La presencia de elementos pesados (aleaciones metálicas) es notable, debido a que la textura y color varía considerablemente con el exterior, esto visto desde imágenes como la Figura 3.12.
- Sustrato (S). La descripción de esta zona es lo más similar a lo descrito por Genge y Grady (1999) como sustrato, la presencia de venas de metales y sulfuro, venas de silicato y gotas de sulfuro son características.

La información de la Tabla 3.7 y los mapeos elementales (Figura 3.13), parecen indicar que el contenido del interior de las vesículas está conformado por elementos como Ca, Na Al y K, mismos que conforman a los feldespatos (plagioclasas). De acuerdo con McCoy y colaboradores (1997) las lodranitas tienden a estar empobrecidas de plagioclasa, por lo que este criterio puede ser importante en la determinación de si M-019 es una acapulcoita o lodranita.

Capítulo 5. Conclusiones

A partir del análisis mineralógico, textural y químico de la muestra M-019 se ha concluido que corresponde a una meteorita acapulcoita, debido a las siguientes características:

- Parámetros texturales
 - La muestra tiene una textura granoblástica, con un tamaño promedio de grano de 178 μm correspondiente al rango de acapulcoitas, a diferencia de lodranitas que tienen un tamaño de grano mayor a las 500 μm .
 - Ausencia de bolsas de fusión y venas de determinada longitud ($>250 \mu\text{m}$), que son más características de las lodranitas.
- Análisis mineralógico
 - La mineralogía modal de las fases principales (olivino y piroxeno) de la muestra se encuentra en el rango del clan acapulcoitas-lodranitas.
 - La abundancia de metales (27 vol.%) es más cercano al promedio que muestran las acapulcoitas que las condritas ordinarias y la proporción de sulfuros (1.54%) mayor al de condritas ordinarias.
- Análisis químico
 - El contenido de Fe en olivino y ortopiroxeno de M-019 se encuentra dentro del rango de composición de los minerales ferromagnesianos del clan acapulcoita-lodranita.

Mediante la identificación de rasgos de oxidación en 20 granos de aleaciones de Fe-Ni aleatorias y con base en la clasificación de Wlotzka (1993) se determinó que el grado de intemperismo de la meteorita es W1, es decir con muy poco intemperismo terrestre. Se encontraron dos posibles fuentes para el contenido anómalo de carbono; la posible contaminación de la muestra y procesos de intemperismo. Sin embargo, se requieren análisis químicos elementales y Raman para analizar la causa correcta.

En cuanto a la corteza de fusión, se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- La corteza está conformada por una corteza de fusión externa (CFE) caracterizada por la presencia de silicatos con textura vítrea y por la alteración de aleaciones metálicas a fases oxidadas como la magnetita.
- Una corteza de fusión interna (CFI) caracterizada por la notable presencia de vesículas y una matriz de aleaciones metálicas.
- Por último, el sustrato (S), distinguido por la presencia de venas de fusión de metales y sulfuro, venas de silicato y gotas de fusión de sulfuro.

Se puede concluir que la metodología no destructiva propuesta nos permitió describir que la muestra M-019 se trata de una meteorita acapulcoita, a pesar de que la muestra sólo se encontraba poco pulida. Puedo considerar que este trabajo aporta a la descripción de meteoritas o rocas con un interés patrimonial, muestras que por su condición que no pueden ser destruidas. A pesar de esas condiciones se llevaron a cabo análisis texturales, mineralógicos y químicos.

Además, el conocimiento de la corteza de fusión de M-019 puede dar pie al estudio de las condiciones que pudo experimentar la meteorita mientras el objeto se encontraba en contacto con la atmósfera.

Referencias

- Ahrens L. H., Von Michaelis H., Erlank A. J., and Willis J. P. 1969. Fractionation of Some Abundant Lithophile Element Ratios in Chondrites. In *Meteorite Research*, edited by Millman P. M. Dordrecht: Springer Netherlands. pp. 166–173.
- Anders E., and Goles G. C. 1961. Theories on the origin of meteorites. *Journal of Chemical Education* 38:58.
- Amelin Y., Krot A. N., Hutcheon I. D., and Ulyanov A. A. 2002. Lead Isotopic Ages of Chondrules and Calcium-Aluminum-Rich Inclusions. *Science* 297:1678–1683.
- Bland P. A., Cressey G., and Menzies O. N. 2004. Modal mineralogy of carbonaceous chondrites by X-ray diffraction and Mössbauer spectroscopy. *Meteoritics & Planetary Science* 39:3–16.
- Bland P. A., Zolensky M. E., Benedix G. K., and Sephton M. A. 2006. *Weathering of Chondritic Meteorites*,. 853 p. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2006mess.book..853B> (Accessed November 15, 2022).
- Brearley A. J. y Krot A. N. 2013. Metasomatism in the Early Solar System: The Record from Chondritic Meteorites. En *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock: The Role of Fluids in Terrestrial and Extraterrestrial Processes*, edited by Harlov D. E., and Austrheim H. Berlin, Heidelberg: Springer. pp. 659–789 https://doi.org/10.1007/978-3-642-28394-9_15.
- Boyd, F. R. y England J. L. 1965. The rhombic enstatite-clinoenstatite inversion. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 64, 117-120.
- Bunch E. T., Keil K., and Snetsinger K. G. 1967. Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31:1569–1582.
- Bunch T. E., and Keil K. 1971. Chromite and ilmenite in non-chondritic meteorites. *American Mineralogist* 56:146–157.
- Cervantes-de la Cruz K. E. 2009. Estudio petrológico de los condros de las meteoritas condriticas mexicanas Cuartaparte, Cosina, y Nuevo mercurio: origen y evolución de dichas estructuras. (Tesis de Doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Dodd R. T., Van Schmus W. R., and Marvin U. B. 1966. Significance of iron-rich silicates in the Mezö-madaras chondrite. *American Mineralogist* 51:117–1191.
- Dodd R. T., Schmus W. R. V., and Koffman D. M. 1967. A survey of the unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31:921–951.
- Dunn T. L., McSween H. Y., McCoy T. J., and Cressey G. 2010. Analysis of ordinary chondrites using powder X-ray diffraction: 2. Applications to ordinary chondrite parent-body processes. <http://repository.si.edu/xmlui/handle/10088/20465> (Accessed February 8, 2021).
- Egerton R. F. 2016. *Physical Principles of Electron Microscopy*, Cham: Springer International Publishing <http://link.springer.com/10.1007/978-3-319-39877-8> (Accessed March 21, 2023).

- El Goresy A., Zinner E., Pellas P., and Caillet C. 2005. A menagerie of graphite morphologies in the Acapulco meteorite with diverse carbon and nitrogen isotopic signatures: Implications for the evolution history of acapulcoite meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69:4535–4556.
- Genge M. J., and Grady M. M. 1999. The fusion crusts of stony meteorites: Implications for the atmospheric reprocessing of extraterrestrial materials. *Meteoritics & Planetary Science* 34:341–356.
- Gibson E. K., Moore C. B., and Lewis C. F. 1971. Total nitrogen and carbon abundances in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 35:599–604.
- Grady M. M., Pratesi G., y Moggi V. C. 2014a. Introduction. En *An atlas of meteorites*. Spain: Cambridge University Press. pp. 1-20.
- Grady M. M., Pratesi G., y Moggi V. C. 2014b. Acapulcoites and lodranites. En *An atlas of meteorites*. Spain: Cambridge University Press. pp. 201-214.
- Gribble C. D., and Hall A. J. 1992. *Optical Mineralogy*, Boston, MA: Springer US <http://link.springer.com/10.1007/978-1-4615-9692-9> (Accessed March 21, 2023).
- Kovach H. A., and Jones R. H. 2010. Feldspar in type 4–6 ordinary chondrites: Metamorphic processing on the H and LL chondrite parent bodies. *Meteoritics & Planetary Science* 45:246–264.
- Keil K., and McCoy T. J. 2018. Acapulcoite-lodranite meteorites: Ultramafic asteroidal partial melt residues. *Geochemistry* 78:153–203.
- Krot A. N., Keil K., Scott E. R. D., Goodrich C. A., y Weisberg M. K. 2003. 1.05 - Classification of Meteorites. En *Treatise on Geochemistry*, edited by Holland H. D., and Turekian K. K. Oxford: Pergamon. pp. 1–52 <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B0080437516010628> (Accessed May 25, 2020).
- Li Shijie, Qing-Zhu Yin, Huiming Bao, Matthew E. Sanborn, Anthony Irving, Karen Ziegler, Carl Agee, Kurt Marti, Bingkui Miao, Xiongyao Li, Yang Li, Shijie Wang, 2018. Evidence for a multilayered internal structure of the chondritic acapulcoite-lodranite parent asteroid. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 242:82–101.
- Lodders K. 2003. Solar System Abundances and Condensation Temperatures of the Elements. *The Astrophysical Journal* 591:1220.
- López García, K. 2018. Caracterización de una meteorita metálica de la localidad de Real de Catorce, S.L.P., México. (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Lovering J. F. 1962. Evidence for the co-existence of chondritic, achondritic, and iron meteorites in a typical parent meteorite body. En *Researches on Meteorites*, edited by Moore C. B. New York: Wiley. pp. 179-197.
- Lucas M. P., Emery J. P., Hiroi T., and McSween H. Y. 2019. Spectral properties and mineral compositions of acapulcoite-lodranite clan meteorites: Establishing S-type asteroid–meteorite connections. *Meteoritics & Planetary Science* 54:157–180.

- Lugmair G. W., and Galer S. J. G. 1992. Age and isotopic relationships among the angrites Lewis Cliff 86010 and Angra dos Reis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56:1673–1694.
- Manrique O. M. D. 2019. Desarrollo de metodologías espectroscópicas aplicadas a la caracterización de minerales de interés arqueológico. (Tesis de Doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México, Coordinación General de Estudios de Posgrado, UNAM. Ciudad de México. México.
- Mason B. 1965. Feldspar in Chondrites. *Science* 148:943–943.
- Mason B. 1971. *Handbook of elemental abundances in meteorites*, Gordon and Breach, Science Publishers, Inc., New York <https://www.osti.gov/biblio/4366427> (Accessed June 29, 2020).
- McCoy T. J., Keil K., Muenow D. W., and Wilson L. 1997. Partial melting and melt migration in the acapulcoite-lodranite parent body. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61:639–650.
- McKeegan K. D., and Davis A. M. 2007. 1.16 - Early Solar System Chronology. In *Treatise on Geochemistry*, edited by Holland H. D., and Turekian K. K. Oxford: Pergamon. pp. 1–38 <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B0080437516011476> (Accessed June 29, 2020).
- McSween H. Y., and Labotka T. C. 1993. Oxidation during metamorphism of the ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57:1105–1114.
- Michel-Levy M. C. y Lorin J. C. 1979. EL Quemado, a new type of stone meteorite fallen near Acapulco - A preliminary report. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica* 4:279–282.
- Montoya P. M. A. 2019. Clasificación de la condrita NWA-M por medio de métodos no destructivos. (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, Coordinación General de Estudios de Posgrado, UNAM. Ciudad de México, México.
- Moore C. B., and Lewis C. 1965. Carbon Abundances in Chondritic Meteorites. *Science* 149:317–318.
- Patzer A., HILL D., and Boynton W. 2004. Evolution and classification of acapulcoites and lodranites from chemical point of view. *Meteoritics & Planetary Science* 39:61–85.
- Peterman K. J. 2017. Determination of Oxygen Fugacity using Olivine-Melt Equilibrium: Implications for the Redox States of Mid-Ocean Ridge Basalt and Ocean Island Basalt Mantle Source Regions. (Master's thesis) The Ohio State University https://etd.ohiolink.edu/apexprod/rws_olink/r/1501/10?clear=10&p10_accession_num=osu1502803559889083 (Accessed November 15, 2022).
- Reid A. M., Bass M. N., Fujita H., Kerridge J. F., and Fredriksson K. 1970. Olivine and pyroxene in the Orgueil meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34:1253–1255.
- Ringwood A. E. 1961. Chemical and genetic relationships among meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 24:159–197.
- Rubin A. E. 2007. Petrogenesis of acapulcoites and lodranites: A shock-melting model. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71:2383–2401.

- Ruvalcaba Sil J. L., Ramírez Miranda D., Aguilar Melo V., and Picazo F. 2010. SANDRA: a portable XRF system for the study of Mexican cultural heritage. *X-Ray Spectrometry* 39:338–345.
- Sánchez-Rubio G., Villaseñor-Cabral M. G., Obregón-Pérez A. y Solorio-Munguía J, 1978. Petrografía y clasificación de la meteorita Acapulco. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 2:167-171.
- Sánchez-Rubio G., Rubinovich-Kogan R., Lozano-Santa C. R., Medina-Malagón S., Flores G. D. 2001. *Las meteoritas de México*. Ciudad de México, México.
- Scott E. R. D., y Krot A. N. 2003. Chondrites and their components. En *Treatise on Geochemistry*, edited by Holland H. D., and Turekian K. K. Oxford: Pergamon. pp. 143-200.
- Skoog S. A., Holler F. J., and Nieman T. A. 2001. *Principios de análisis instrumental*, McGraw-Hill.
- Stöffler D., Keil K., and Edward R.D S. 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55:3845–3867.
- Tarback E.J., Lutgens F. K., y Tasa D. 2005. Metamorphism and metamorphic rocks. En *Earth: an introduction to physical geology*, edited by Martín R. M., y Caicoya M. Spain: Pearson Prentice Hall. pp. 227-253.
- Thaisen K. G., and Taylor L. A. 2009. Meteorite fusion crust variability. *Meteoritics & Planetary Science* 44:871–878.
- Torre-Fdez I., Aramendia J., Gomez-Nubla L., Castro K., Maguregui M., Fdez-Ortiz de Vallejuelo S., Arana G., and Madariaga J. M. 2018. Non-destructive characterization of the Elephant Moraine 83227 meteorite using confocal Raman, micro-energy-dispersive X-ray fluorescence and Raman-scanning electron microscope-energy-dispersive X-ray microscopies. *Analytical and Bioanalytical Chemistry* 410:7477–7488.
- Touboul M., Kleine T., Bourdon B., Van Orman J. A., Maden C., and Zipfel J. 2009. Hf–W thermochronometry: II. Accretion and thermal history of the acapulcoite–lodranite parent body. *Earth and Planetary Science Letters* 284:168–178.
- Urey H. C., y Craig H. 1953. The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4:36–82.
- Van Schmus W. R., and Wood J. A. 1967. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31:747–765.
- Van Schmus W. R., and Hayes J. M. 1974. Chemical and petrographic correlations among carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38:47–64.
- Von Michaelis H., Ahrens L. H., and Willis J. P. 1968. The composition of stony meteorites II. The analytical data and an assessment of their quality. *Earth and Planetary Science Letters* 5:387–394.
- Weisberg M. K., Prinz M., Clayton R. N., and Mayeda T. K. 1993. The CR (Renazzo-type) carbonaceous chondrite group and its implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57:1567–1586.

- Weisberg M. K., McCoy T. J., and Krot A. N. 2006. Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. *Meteorites and the Early Solar System II* 19–52.
- Weiss B. P., and Elkins-Tanton L. T. 2013. Differentiated Planetesimals and the Parent Bodies of Chondrites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 41:529–560.
- Wlotzka F. 1993. A Weathering Scale for the Ordinary Chondrites. *Meteoritics* 28:460–460.
- Wlotzka F. 2005. Cr spinel and chromite as petrogenetic indicators in ordinary chondrites: Equilibration temperatures of petrologic types 3.7 to 6. *Meteoritics & Planetary Science*, v.40, 1673-1702 (2005) 40.
- Wood J. A. 1963. Physics and Chemistry of Meteorites. *The Moon Meteorites and Comets* 337.

Apéndices

1. Análisis de mineralogía modal

En la Figura A.1 se observa la parte pulida del objeto de estudio. A partir de esta imagen se seleccionó una zona representativa de M-019 donde se realizaron mediciones de las proporciones de la superficie ocupada por aleaciones metálicas y silicatos. Además, se muestra un área representativa de la meteorita. En esta área, utilizando Inkscape e ImageJ, se marcaron y calcularon las áreas ocupadas por cada fase mineral en porcentaje.

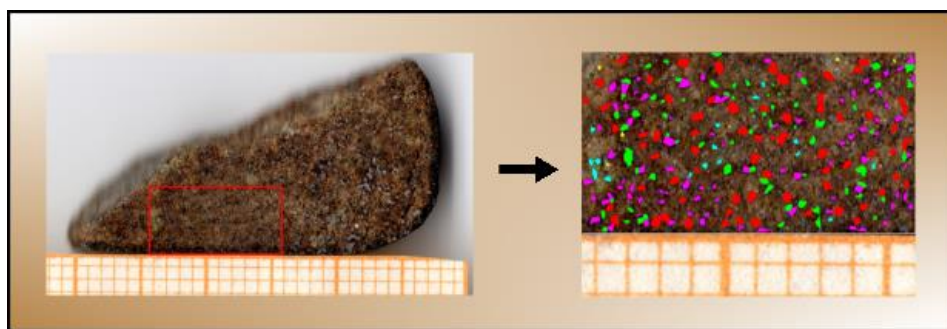


Figura A.1. Imágenes del área representativa de M-019 y la selección de fases minerales con Inkscape.

En la Tabla A.1 se encuentran los datos para cada fase mineral de la muestra M-019, estos se calculan utilizando las imágenes mencionadas anteriormente y las observaciones con nicols cruzados y luz reflejada. Este cálculo se repite para los análisis reportados en la Tabla 3.1.

La información sobre la confiabilidad de los datos obtenidos se puede encontrar en la metodología, para el cual se informó la desviación estándar del cálculo del porcentaje del área. La única dificultad en el cálculo fue determinar la plagioclasa presente en M-019 porque no es fácil de identificar en una muestra pulida.

Fase mineral	Área (mm ²)	Volumen (%)
Ortopiroxeno	2.01	26.85
Clinopiroxeno	0.29	2.81
Olivino	3.36	44.88
Aleaciones Fe-Ni	1.67	22.32
Plagioclasa	0.05	0.60
Sulfuros	0.12	1.54
Total	7.49	100

Tabla A.1. Área ocupada por cada fase mineral y porcentaje en volumen. *Porcentaje de área calculado a partir de imágenes en luz reflejada.

2. Análisis estequiométricos

En la Tabla A.2 se observa el cálculo estequiométrico para los cristales de piroxeno. Este se determinó por el porcentaje en peso (wt. %) elemental y el espectro obtenido por SEM-EDS. Luego se realizó una normalización sobre la cantidad de oxígeno indicada para el piroxeno y finalmente se obtuvo el porcentaje de enstatita y ferrosilita.

Cálculo elemental (wt. %)			
Elemento	1	2	3
Si	27.2	26.6	25.1
Al	0.53	0.37	0.98
Cr	0.19	0.28	0.96
Fe	7.08	6.7	3.17
Mn	0.73	0.22	0.17
Mg	21	20.6	11.4
Ca	1.03	1.02	15.74
Na	0.3	0.41	0.68
O	41.2	43.0	40.7
Total	99.3	99.3	98.9
Número de iones con base en 6 oxígenos			
Si	1.91	1.92	1.85
Al	0.08	0.05	0.15
Cr	0.01	0.02	0.08
Fe	0.25	0.24	0.12
Mn	0.03	0.01	0.01
Mg	1.7	1.71	0.97
Ca	0.05	0.05	0.81
Na	0.03	0.04	0.06
Porcentaje atómico (%)			
En	85	85.4	51.0
Fs	12.5	12.1	6.2
Wo	2.5	2.6	42.8

Tabla A.2. Cálculo estequiométrico de piroxenos. *En=Enstatita, Fs=Ferrosilita, Wo=Wollastonita.

En la Tabla A.3 se observa el cálculo estequiométrico de olivinos, con el posterior cálculo de fayalita y forsterita.

Cálculo elemental (wt. %)			
Elemento	1	2	3
Si	19.8	19.3	18.5
Al	0.45	0.5	0.61
Fe	10.4	10.5	9.7
Ni	0.0	0.46	0.0
Mn	0.0	0.5	0.0
Mg	28.3	28.3	28.5
Ca	0.44	0.46	0.68
Na	0.41	0.54	0.51
O	39.6	39.6	41
Total	99.3	99.6	99.5
Número de iones con base en 4 oxígenos			
Si	1.0	0.97	0.96
Al	0.05	0.04	0.07
Fe	0.26	0.27	0.25
Ni	0.0	0.01	0.0
Mn	0.0	0.01	0.0
Mg	1.65	1.67	1.71
Ca	0.02	0.02	0.02
Na	0.02	0.03	0.03
Porcentaje atómico (%)			
Fo	86.3	86.1	87.0
Fa	13.7	13.9	13.0

Tabla A.3. Cálculo estequiométrico de olivinos. *Fo=Forsterita, Fa=Fayalita.

3. Glosario de abreviaturas en Tabla 1.1 y Figura 1.8.

Condritas ordinarias CO (H, L, LL). Son la clase de condritas más abundante, la división de los grupos H, L, LL se refiere al contenido de aleaciones que tengan. Siendo H el grupo con más aleaciones FeNi, seguido de L y por último LL o (Low-low) (Krot y colaboradores, 2003).

Condritas CR. Condritas tipo-Renazzo, grupo de meteoritas que cuentan con una característica abundancia de aleaciones Fe-Ni, condros porfídicos y un tamaño de grano grueso (Krot y colaboradores, 2003).

Condritas CI. Condritas tipo-Ivuna, son un grupo de meteoritas consideradas como las más primitivas de acuerdo con su composición, similar a la fotosfera solar (Krot y colaboradores, 2003).

Condritas CK. Condritas tipo-Karoonda, grupo de meteoritas que coinciden en características como: tipo petrológico alto (4-6), condros porfídicos grandes (700-1000 μm) y un alto grado de oxidación (Krot y colaboradores, 2003).