



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Caracterización de una meteorita metálica de la
localidad de Real de Catorce, S. L. P., México**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciada en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Karina López García

DIRECTORA DE TESIS:

Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz



Ciudad Universitaria, Cd. Mx.

2018

Nombre del alumno: López García Karina

Teléfono: 58 77 65 64

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Licenciatura en Ciencias de la Tierra

Número de cuenta: 310096218

Tutor: Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz

Jurado

Propietario: Dr. Fernando Ortega Gutiérrez

Propietario: Dr. José Luis Ruvalcaba Sil

Suplente: Dra. Teresa Pi Puig

Suplente: M. en C. María Guadalupe Dávalos Elizondo

Datos del trabajo escrito

Caracterización de una meteorita metálica de la localidad de Real de Catorce, S. L. P., México

76 páginas

2018

AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos académicos

Deseo agradecer a mi asesora, Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz, por todo el apoyo, esfuerzo y tiempo invertidos para poder finalizar con éxito este trabajo. Me siento muy afortunada y agradecida de que me permitiera trabajar con ella, me guiara por este camino de la ciencia y siempre me brindara todo tipo de ayuda y comprensión. Muchas gracias por creer en mí y por todas las enseñanzas, tanto académicas como de la vida. Ha sido sumamente satisfactorio y enriquecedor realizar este trabajo a su lado.

Al Dr. José Luis Ruvalcaba Sil, por abrirme las puertas de su laboratorio, otorgarme los recursos necesarios y permitirme llevar a cabo la caracterización espectroscópica de la muestra, por el tiempo que me dedicó durante este proceso, por aceptar ser mi sinodal y por sus comentarios, correcciones y orientación que permitieron concluir este trabajo exitosamente.

A la Dra. Teresa Pi Puig, por ser una excelente profesora que no sólo imparte una maravillosa clase, sino que les dedica tiempo a sus alumnos y les brinda confianza y aliento para no rendirse, por aceptar ser mi sinodal, por sus comentarios y correcciones para mejorar este trabajo, por sus palabras de apoyo y ánimo y por creer en mí.

A la M. en C. María Guadalupe Dávalos Elizondo, por aceptar ser mi sinodal, por sus comentarios y correcciones de este trabajo y por su trabajo sobre meteoritas metálicas que sirvió como punto de partida para poder armar el marco teórico de este estudio.

Al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, por aceptar ser mi sinodal y por sus comentarios y correcciones para completar este trabajo.

Al Lic. Miguel Ángel Montoya Pérez, por orientarme y resolver mis dudas en el cálculo de la composición química a través de fluorescencia de rayos X y el análisis estadístico y por haberme alentado y apoyado para concluir este trabajo.

A la M. en C. Jaqueline Rafaela Dolores Cañetas Ortega del Instituto de Física de la UNAM, por su ayuda con el microscopio electrónico de barrido.

Al Dr. Edgar Casanova González del Instituto de Física de la UNAM, por su asistencia con el equipo Raman.

Al Dr. Alejandro Mitrani Viggiano del Instituto de Física de la UNAM, por el apoyo con el equipo SANDRA.

A la M. en C. Valentina Aguilar Melo del Instituto de Física de la UNAM, por su ayuda con el procesamiento de los espectros de fluorescencia de rayos X.

Al Ing. Carlos Linares López del Instituto de Geofísica de la UNAM, por su asistencia con la microsonda electrónica.

Al M. en C. Edgardo Manuel López Valerio, por su ayuda con la realización e interpretación de las pruebas estadísticas empleadas en este trabajo.

Al Laboratorio Nacional de Ciencias para la Investigación y Conservación del Patrimonio Cultural del Instituto de Física de la UNAM, a través de los proyectos CONACYT LN 279740, LN 293904 y CB 239609, cuyos apoyos permitieron llevar a cabo la caracterización espectroscópica del material.

Al Taller de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Ciencias de la UNAM en donde se llevó a cabo el estudio textural de la muestra.

A los proyectos PAPIIT IA105515 y PAPIIT IN105817 con los cuales se realizaron los análisis de microsonda electrónica.

A la UNAM, por contar con los recursos, tanto humanos como materiales, para que pudiera tener una grandiosa formación científica y pudiera realizar mi trabajo de titulación exitosamente.

Agradecimientos personales

El principal y mayor agradecimiento es para mis padres, Rebeca y Víctor, por darme todas las herramientas, las facilidades y el apoyo necesarios para que pudiera tener la mejor educación, el mejor desempeño y la mejor vida. Les agradezco el que siempre me guiarán con sus consejos, que estuvieran para mí, que me apoyaran y que confiaran en mí. No hubiera podido llegar hasta este punto sin su apoyo y amor, el reconocimiento de este logro es suyo.

A mi hermana Sabrina que, a pesar de ser de diferentes áreas de estudio, siempre me apoyó en todo lo que pudo, hizo más amenas mis noches de desvelo, me ayudó con mis crisis existenciales y siempre estuvo al tanto de cómo iba. ¡Gracias hermana por siempre echarme la mano aunque no entendieras mi carrera!

A mis tíos Silvestre y Eugenia, por ser como unos segundos padres, por brindarme todo tipo de apoyo, por siempre estar al pendiente de mí y por darme los mejores consejos tanto profesionales como personales.

A mis tías Sara G. y Sara R. que me alentaron a seguir adelante, me dieron ánimos, mucho cariño y creyeron en mí.

A mis amigos de la facultad (Carmen, Dalia, Rebeca, Miriam N., Anahí, Diego A., Isaac, Abel, Shaden, Donovan, Miriam S. y Diego E.) con los que compartí sueños y crisis, que me escucharon y apoyaron tanto con mis problemas escolares como con los personales, que siempre me sacaron una sonrisa en los peores momentos, que me dieron ánimo para nunca rendirme, con los que compartí toda esta tortura que fue la universidad pero que hicieron inolvidable esta etapa de mi vida. En especial quiero agradecerle a Hugo, por ser quien me

guiara a esta carrera, por siempre escucharme, apoyarme y estar presente tanto en las buenas como en las malas, por ayudarme a dar un enfoque diferente a nuestras crisis existenciales para poder salir de ellas, por entrar en mi vida, dejarme entrar en la suya y ser como un hermano. A Adriana, por ser mi confidente y pilar durante toda la carrera, por su cariño y apoyo incondicional, por darme los mejores consejos y ayudarme a sobrevivir la transición hacia la madurez, por ayudarme a escribir con éxito este trabajo y por ser la mejor amiga que pudo darme la universidad. Y a Aldo, por nunca dejarme caer a lo largo de la carrera, por darme el apoyo y la confianza para seguir adelante cuando más los necesitaba, por brindarme los momentos más divertidos e inolvidables, por escucharme, consolarme y aconsejarme en todo momento y por ser ese amigo con el que sé que puedo contar siempre.

A Eli, por compartir a mi lado las mejores experiencias de esta etapa, por siempre escucharme y darme aliento para seguir, por ayudarme a superar mis traumas y por aparecer cuando menos lo esperaba y cambiar por completo mi mundo.

A mis mejores amigas Astrid y Maricruz, por nunca perder contacto conmigo, por apoyarme en todos mis problemas, por estar al pendiente de mi vida, por echarme siempre porras y por creer en mí.

A Paola y Luis M. que siempre me echaron la mano, me apoyaron para poder concluir con mi tesis y estuvieron al tanto de mí.

A Luis C., Marlen, Jessica S., Luis E. y Sarahí, por siempre apoyarme, darme ánimos y estar al pendiente de mi avance.

みづきちゃんと渋谷先生にも感謝の気持ちを伝えたいです。話せたり、会えたりすることがあまりできなくても、いつも応援してくれて本当にありがとうございました。

Finalmente quiero agradecer al Dr. Claudio Toledo, a la Dra. Antígona Segura, a la Dra. Guadalupe Cordero, al Dr. Manuel Esperón, a la Biól. Isabel Mejía, a la Dra. Alicia Negrón, a la Dra. Beatriz Ortega y al Ing. Teodoro Hernández, por llevar a cabo la labor de profesor más allá de lo convencional al preocuparse no sólo porque sus alumnos realmente aprendieran, sino también por su bienestar, por dedicarles tiempo y esfuerzo y por motivarlos para seguir adelante, por brindarme una formación científica excepcional y por creer en mí. Profesores como ustedes son los que nunca se olvidan.

*A mi familia, a mis amigos y a mis profesores.
Sin ninguno de ustedes hubiera podido
llegar hasta este punto.*

「私達の生命は風や音のようなもの…… 生まれひびきあい 消えていく」

宮崎駿

“Nuestras vidas son como el viento y el sonido... Nacen, resuenan entre ellas ... se desvanecen”

Miyazaki Hayao

RESUMEN

Las meteoritas metálicas son materiales compuestos por más del 90 % de aleaciones de hierro y níquel (kamacita y taenita), siendo los ejemplares más densos y grandes de material extraterrestre caído en la Tierra.

Estas meteoritas pueden contener minerales accesorios como carburos, fases de carbono, nitruros, fosfuros, sulfuros y óxidos. Se caracterizan por presentar estructuras muy específicas como el patrón de Widmanstätten, las bandas de Neuman, las láminas de Brezina, las láminas de Reichenbach, entre otras. Pueden clasificarse texturalmente de acuerdo con el ancho de banda de la kamacita, habiendo tres grupos texturales: hexaedritas, octaedritas y ataxitas. Así mismo, se clasifican químicamente en función de su contenido de níquel, galio, germanio e iridio teniendo 14 grupos químicos: 11 magmáticos (IC, IIAB, IIC, IID, IIE, IIF, IIG, IIIAB, IIF, IVA, IVB) y 3 no magmáticos (IAB, IIICD, IIIE).

Por su constitución y características únicas, se asume que estas meteoritas son ejemplares de los núcleos de asteroides que experimentaron diferenciación. Por lo que, siendo materiales análogos de lo que se encuentra en los núcleos de los cuerpos rocosos, el identificar, caracterizar y estudiar estos cuerpos es parte fundamental para proponer o enriquecer los diferentes modelos de formación planetaria.

En este trabajo se caracterizó estructural, mineralógica y químicamente una meteorita metálica procedente de Real de Catorce, San Luis Potosí para comprobar si estaba emparentada con los ejemplares de la lluvia de fragmentos de la meteorita Descubridora (octaedrita media del grupo IIIAB) encontrados en el mismo municipio. Para esto, se realizó una caracterización morfológica y textural a través de observaciones por microscopio estereográfico y microsonda electrónica de barrido, se calculó el grado de intemperismo por el método de Ikeda y Kojima, se identificaron los óxidos e hidróxidos presentes mediante espectroscopía de energía dispersada y espectroscopia Raman y se calculó la composición química a través de espectroscopia de longitud de onda dispersada y fluorescencia de rayos X (FRX). Además, dentro de este trabajo se desarrolló y validó una metodología para calcular la composición química por FRX a partir de calibrar con una matriz similar empleando como estándares meteoritas metálicas cuyas composiciones son conocidas y están reportadas en la literatura.

Se obtuvo que la meteorita estudiada es una octaedrita gruesa con un grado de fracturamiento A/B y un grado de intemperismo B. Presenta schreibersita entre los cristales de kamacita, rhabditas dentro de los cristales de kamacita y plessita tipo degenerada y peine. Tiene un contenido de Ni de entre 6.51 y 7.04 wt. % y de Ge de entre 130 y 250 ppm, por lo que se considera que la meteorita pertenece al grupo químico IC, dato reforzado por la relación entre su clasificación textural con este grupo. Por lo tanto, como la meteorita estudiada presenta tanto una clasificación textural como una clasificación química y características que difieren con las reportadas para Descubridora, se debe reportar como un ejemplar nuevo.

ÍNDICE GENERAL

Prefacio	5
Hipótesis, objetivos y justificación	5
1. Capítulo 1: Introducción	6
1.1. Clasificación de meteoritas	6
1.2. Aspectos generales de las meteoritas metálicas	7
1.2.1. Minerales	8
1.2.2. Estructuras	8
1.2.3. Clasificación textural	10
1.2.4. Clasificación química	14
1.2.5. Asociaciones petrogenéticas	17
1.3. Grado de intemperismo	19
1.4. Grado de fracturamiento	19
1.5. Corteza de fusión	19
1.6. Antecedentes	21
1.6.1. Meteorita Descubridora	22
2. Capítulo 2: Metodología	23
2.1. Preparación de la muestra	23
2.2. Descripción general	24
2.3. Intemperismo	24
2.4. Espectroscopia de energía dispersada	25
2.5. Espectroscopia Raman	25
2.6. Espectroscopia de longitud de onda dispersada	26
2.7. Fluorescencia de rayos X	26
3. Capítulo 3: Resultados	28
3.1. Descripción general y clasificación textural	28
3.2. Intemperismo	30
3.3. Composición química	34
3.3.1. Análisis químico por espectroscopia de longitud de onda dispersada	34
3.3.2. Cálculo de la composición química a partir de calibrar con una matriz similar	36
3.3.3. Cálculo de la composición química a partir de curvas de calibración	38
4. Capítulo 4: Discusión	42
4.1. Clasificación textural y descripción general	42
4.2. Grado de fracturamiento	43
4.3. Grado de intemperismo	43
4.4. Validación de los estándares y métodos empleados	43
4.4.1. Validación de los estándares	44
4.4.2. Cálculo de la composición química por fluorescencia de rayos X a partir de calibrar con una matriz similar	44

4.4.3. Cálculo de la composición química por fluorescencia de rayos X a partir de curvas de calibración	46
4.5. Comparación de métodos	47
4.6. Uso del equipo SANDRA y de la calibración a partir de una matriz similar	48
4.7. Clasificación química	51
5. Capítulo 5: Conclusiones	53
Apéndices	
Apéndice 1: Tabla de Minerales.	55
Apéndice 2: Composición química de las meteoritas estándares	65
Apéndice 3: Datos empleados para construir las curvas de calibración	66
Apéndice 4: Glosario estadístico	69
Referencias	72

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
Figura 1.1	Clasificación de meteoritas.	7
Figura 1.2	Patrón de Widmastätten visto en diferentes cortes en una meteorita.	9
Figura 1.3	Estructuras en las meteoritas metálicas.	10
Figura 1.4	Tipos de plessita.	11
Figura 1.5	Tipos de plessita (continuación).	12
Figura 1.6	Diagrama de fase Fe-Ni.	14
Figura 1.7	Clasificación química de las meteoritas metálicas: galio vs níquel.	16
Figura 1.8	Clasificación química de las meteoritas metálicas: iridio vs níquel	16
Figura 1.9	Clasificación química de las meteoritas metálicas: germanio vs níquel	17
Figura 1.10	Grado de intemperismo y fracturamiento.	20
Figura 1.11	Perfil de los primeros 10 milímetros de la superficie de una meteorita metálica.	21
Figura 2.1	Imagen empleada para estimar la exactitud y precisión en el cálculo del área intemperizada.	25
Figura 3.1	Fotografías de la muestra estudiada antes del corte.	28
Figura 3.2	Fotografías de la muestra estudiada después de ser modificada.	29
Figura 3.3	Imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con EPMA.	30
Figura 3.4	Fotografía de la superficie más intemperizada tomada con microscopio estereográfico.	32
Figura 3.5	Mapeos elementales de las tres zonas analizadas por EDS.	33
Figura 3.6	Espectros obtenidos por espectroscopia Raman.	34
Figura 3.7	Mapa de los puntos donde se realizaron los análisis por WDS y FRX.	35
Figura 3.8	Gráfica de la recta calculada con un ajuste por mínimos cuadrados.	39
Figura 4.1	Gráfico de comparación entre las concentraciones promedio obtenidas por FRX a partir de una calibración con una matriz similar vs. los valores reportados en la literatura	45
Figura 4.2	Gráfico de comparación entre las concentraciones promedio obtenidas por FRX a partir de curvas de calibración vs. los valores reportados en la literatura	47
Figura 4.3	Gráfico de comparación entre las concentraciones promedio obtenidas por calibración con una matriz similar vs. concentraciones promedio obtenidas por curvas de calibración.	48
Figura 4.4	Diagramas de caja y bigotes de cada elemento donde se compara la variación entre las concentraciones obtenidas.	50
Figura 4.5	Gráfico Ge contra Ni donde se muestra el grupo químico de la meteorita estudiada.	52

ÍNDICE DE TABLAS

Tablas		Página
Tabla 1.1	Clasificación textural de las meteoritas metálicas.	13
Tabla 1.2	Propiedades y características principales de los grupos químicos de las meteoritas metálicas.	15
Tabla 1.3	Asociaciones petrogenéticas entre grupos de meteoritas.	18
Tabla 2.1	Información de las meteoritas usadas como estándares en este estudio.	24
Tabla 3.1	Análisis cuantitativos WDS obtenidos mediante EPMA para la meteorita estudiada	35
Tabla 3.2	Concentración de cada elemento de la muestra estudiada obtenida a partir de FRX utilizando una calibración de matriz similar.	37
Tabla 3.3	Composición obtenida a partir de FRX utilizando una calibración de matriz similar para los estándares Campo del Cielo y Sikhote Alin	38
Tabla 3.4	Concentración de cada elemento de la muestra estudiada obtenida a partir de FRX utilizando curvas de calibración.	40
Tabla 3.5	Composición obtenida a partir de FRX por curvas de calibración para los estándares Campo del Cielo, Gibeon y Sikhote Alin.	41
Tabla 4.1	Composición química de la muestra de estudio (por WDS y FRX) y de la meteorita Descubridora.	51

PREFACIO

El siguiente trabajo presenta la caracterización estructural, mineralógica y química realizada a una meteorita metálica proveniente de Real de Catorce, San Luis Potosí.

El capítulo 1 y apéndice 1 describen los aspectos generales de las meteoritas metálicas, así como los antecedentes de los ejemplares provenientes de la misma localidad donde se encontró a la meteorita de este estudio. En el capítulo 2 se explica la metodología que se siguió para caracterizar y analizar a la muestra. Posteriormente, en el capítulo 3 se presentan las características mineralógicas, texturales y estructurales observadas en la meteorita estudiada, así como los resultados obtenidos a partir de espectroscopia de longitud de onda dispersada (WDS) y fluorescencia de rayos X (FRX) para la caracterización química. En los apéndices 2 y 3 se encuentran los análisis realizados a las meteoritas estándares por WDS y los datos empleados para la creación de las curvas de calibración, respectivamente. El capítulo 4 contiene la discusión realizada para clasificar textural y químicamente a la muestra de estudio, así como para asignar su grado de fracturamiento e intemperismo. Así mismo, este capítulo discute la validación de las meteoritas usadas como estándares, de la metodología desarrollada a partir de los análisis de FRX y del uso del equipo de FRX SANDRA, para lo que en el apéndice 4 se puede encontrar un breve glosario de términos estadísticos. Finalmente, en el capítulo 5 se enlistan las conclusiones derivadas de la discusión sobre la metodología empleada y los resultados obtenidos.

Hipótesis, objetivos y justificación

La meteorita metálica de este estudio fue encontrada cerca de Real de Catorce, San Luis Potosí. El señor Eduardo Gómez consiguió este ejemplar y lo destinó en 2015 a la Dra. Karina E. Cervantes de la Cruz. Por la zona de procedencia se puede suponer una posible relación con la meteorita Catorce, la cual es parte de la lluvia de fragmentos de Descubridora (Buchwald, 1975). Por lo tanto, el objetivo principal de este trabajo es caracterizar química y estructuralmente a la muestra para comprobar si está o no emparentada con los ejemplares de la meteorita Descubridora. Aún si no estuviera emparentada, cualquier material que venga del espacio exterior debe ser identificado y caracterizado ya que son parte fundamental para proponer o enriquecer los diferentes modelos de formación planetaria.

Los objetivos específicos son: 1) utilizar métodos no destructivos para realizar la caracterización química y estructural, ya que las meteoritas son materiales muy escasos y de difícil obtención y 2) desarrollar una metodología para la obtención de la composición química de meteoritas metálicas utilizando el equipo de fluorescencia de rayos X SANDRA.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1. Introducción

Las meteoritas son cuerpos sólidos de constitución pétreo y/o metálica de origen extraterrestre, principalmente partes de asteroides y cuerpos planetarios, que penetran la atmósfera y logran alcanzar la superficie planetaria (Sánchez-Rubio, 2001; Krot et al., 2005; Norton y Chitwood, 2008).

El estudio de las meteoritas es importante ya que estos cuerpos son un acceso directo para comprender los procesos de formación planetaria, así como conocer las condiciones de formación y la historia temprana del sistema solar (Sánchez-Rubio, 2001; Grady et al., 2014).

1.1 Clasificación de meteoritas

La clasificación de estos cuerpos tiene origen en 1863 con Gustav Rose, quien dividió en tres grupos a las meteoritas metálicas y en siete grupos a las rocosas (como se cita en Weisberg et al., 2006). En 1883, Gustav Tschermak modificó y expandió esta clasificación haciéndola con base al ancho de los cristales de kamacita de las meteoritas metálicas. Su sucesor, Aristides Brezina, continuó con la modificación de la clasificación de meteoritas incluyendo divisiones por estructura y color (como se cita en Weisberg et al., 2006 y en Grady et al., 2014). Posteriormente, entre 1916 y 1920, George T. Prior propuso un esquema de clasificación basado en análisis químicos, el cual a su vez fue modificado en 1967 por Mason, quien dividió a las meteoritas en condritas, acondritas, metálico-pétreas y metálicas (como se cita en Wasson, 1974, en Weisberg et al., 2006 y en Grady et al., 2014). La clasificación actualmente usada está basada en la de Prior y Mason, la cual ha sido modificada a partir de varios estudios mineralógicos, petrológicos, de composición química y de composiciones isotópicas de oxígeno (Figura 1.1) (Krot et al., 2005; Weisberg et al., 2006).

Las meteoritas pueden dividirse en dos grupos principales: 1) condritas (no diferenciadas) y 2) no condritas (acondritas o diferenciadas) (Krot et al., 2005; Weisberg et al., 2006; Grady et al., 2014). 1) Las condritas son meteoritas rocosas procedentes de cuerpos parentales que no sufrieron diferenciación planetaria. Presentan composiciones cercanas a las de la fotosfera solar (sin contar los elementos más volátiles) y tienen como característica principal estructuras en forma esférica llamadas condros (Weisberg et al., 2006; Grady et al., 2014). Además de los condros, las condritas pueden presentar hojuelas metálicas pequeñas de hierro-níquel (Fe-Ni), inclusiones de calcio y aluminio (ICAs) y agregados de olivino amoeboidal, embebidos en una matriz de grano fino (Krot et al., 2005). 2) Las no condritas o acondritas son aquellas que proceden de cuerpos que sufrieron fusión parcial o total y

2014). Por lo tanto, las meteoritas metálicas son materiales análogos a los que se encuentran en los núcleos de los cuerpos rocosos (Haack y McCoy, 2007).

1.2.1 Minerales presentes en meteoritas metálicas

Así como las rocas terrestres, las meteoritas están compuestas por minerales. En las meteoritas metálicas los principales minerales que se pueden encontrar son aleaciones de Fe-Ni (kamacita y taenita), carburos (cohenita y haxonita), fases de carbono (como grafito y diamante), nitruros (como carlsbergita), fosfuros (schreibersita), sulfuros (como troilita) y óxidos (como cromita). Además, pueden contener inclusiones de silicatos, minerales formados por metamorfismo de impacto (como la martensita) y minerales secundarios debidos al intemperismo terrestre como óxidos e hidróxidos por la oxidación de Fe-Ni metálico, fosfatos por descomposición de schreibersita y sulfatos por descomposición de troilita (Buchwald, 1975; Rubin, 1997).

De acuerdo con Buchwald (1975) y Rubin (1997) los minerales que pueden encontrarse en las meteoritas metálicas están enlistados en el Apéndice 1.

1.2.2 Estructuras

Las meteoritas metálicas presentan características estructurales muy específicas debido a los procesos por los que pasaron durante su formación (Figuras 1.2, 1.3, 1.4 y 1.5). Entre estas estructuras se encuentran:

- *Patrón de Widmanstätten*: consiste en intercrecimientos de kamacita sobre los planos octaédricos de la taenita (Hutchison, 2004; Norton y Chitwood, 2008; Figura 1.2). En la sección *1.2.3 Clasificación textural* se explica de manera detallada cómo se forma esta estructura.
- *Láminas de Reichenbach*: intercrecimientos de troilita en forma de láminas delgadas y largas, que se encuentran en direcciones paralelas a la taenita (Figura 1.3a). Se forman por recristalización a altas temperaturas donde antes hubo cromita o en grietas (Buchwald, 1975).
- *Láminas de Brezina*: cristales angulares de schreibersita orientados en direcciones dodecaédricas de la taenita parental (Figura 1.3b). Se desarrollan cuando el contenido de fósforo es mayor al 0.4 de porcentaje en peso (wt. %) (Buchwald, 1975).
- *Inclusiones silicatadas*: agregados policristalinos de silicatos en forma de nódulos con tamaños hasta de centímetros (Figura 1.3c) (Buchwald, 1975; Norton y Chitwood, 2008).
- *Bandas de Neumann*: estructuras entrecruzadas que se forman en los planos de la red cristalina de la kamacita (Figura 1.3d). Tienen forma de láminas dobles delgadas (1 a 10 μm) que pueden llegar a medir algunos centímetros de largo. Se generan debido a esfuerzos mecánicos por colisiones (Buchwald, 1975; Heide y Wlotzka, 1995; Norton y Chitwood, 2008).

- *Plessita*: intercrecimientos de granos finos entre las fases de kamacita y taenita. La estructura plessítica se desarrolla en los bordes de la taenita durante el enfriamiento a temperaturas menores a los 600° C. Cuando la difusión de Ni a través de la taenita decrece con la disminución de la temperatura, se genera una acumulación de Ni en los bordes de la taenita proveniente de la kamacita. Esta acumulación cristaliza como kamacita de segunda generación entre el patrón Widmanstätten en áreas triangulares y poligonales. Existen varios tipos (Figuras 1.4 y 1.5): acicular, alterada, celular, dactilar, degenerada, de peine, dúplex, en malla, esferoidal, negra y perlítica (Buchwald, 1975; Hutchison, 2004; Norton y Chitwood, 2008).
- *Martensita* ($\alpha_2(Fe-Ni)$): transformación de taenita o kamacita a la fase cúbica $\alpha_2(Fe-Ni)$ con contenido variable de Ni dependiendo la composición de la meteorita (Buchwald, 1975). La transformación de taenita a martensita, en la que no hay difusión de Ni, se da durante el enfriamiento rápido (a tasas de 5° C/min) por debajo de la temperatura de inicio de la martensita (Buchwald, 1975; Reisener y Goldstein, 2003). Esta transformación se da por el endurecimiento del metal debido a un impacto mayor a 130 kbar o por el recalentamiento artificial a partir de los campos de kamacita + taenita (Buchwald, 1975).

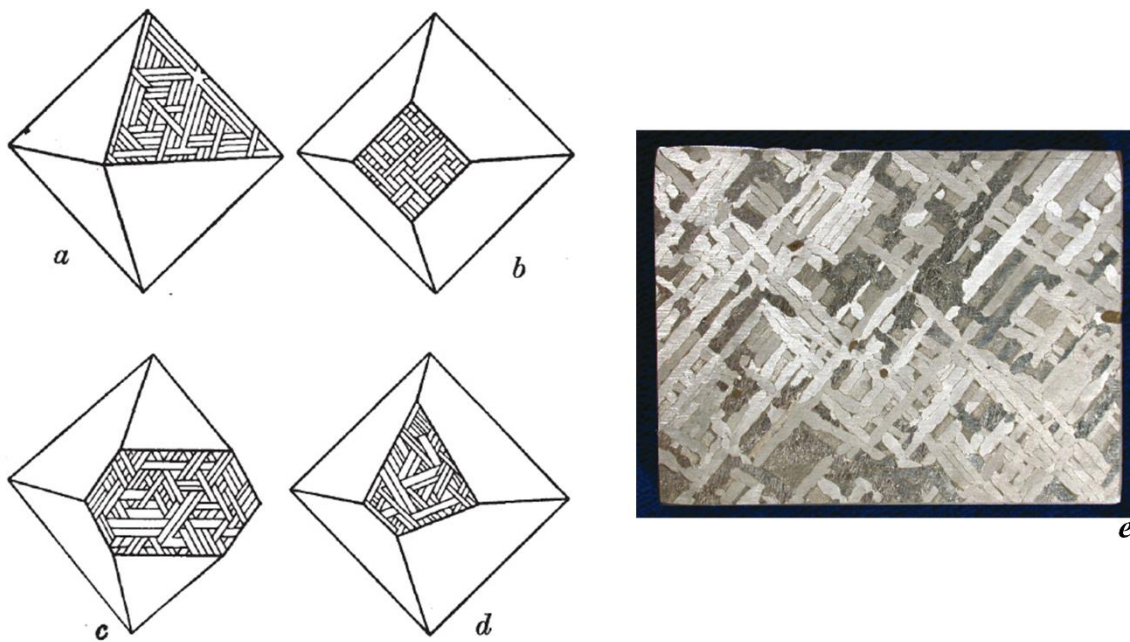


Figura 1.2 Patrón de Widmanstätten visto en diferentes cortes en una meteorita: **a.** Corte paralelo al plano octaédrico; **b.** corte paralelo al plano cúbico; **c.** corte paralelo al plano rómbico dodecaédrico; **d.** corte al azar y **e.** trozo de la meteorita Cape York donde se aprecia el patrón de Widmanstätten. Tomadas de Heide y Woltzka (1995) (a, b, c y d) y Norton y Chitwood (2008) (e).

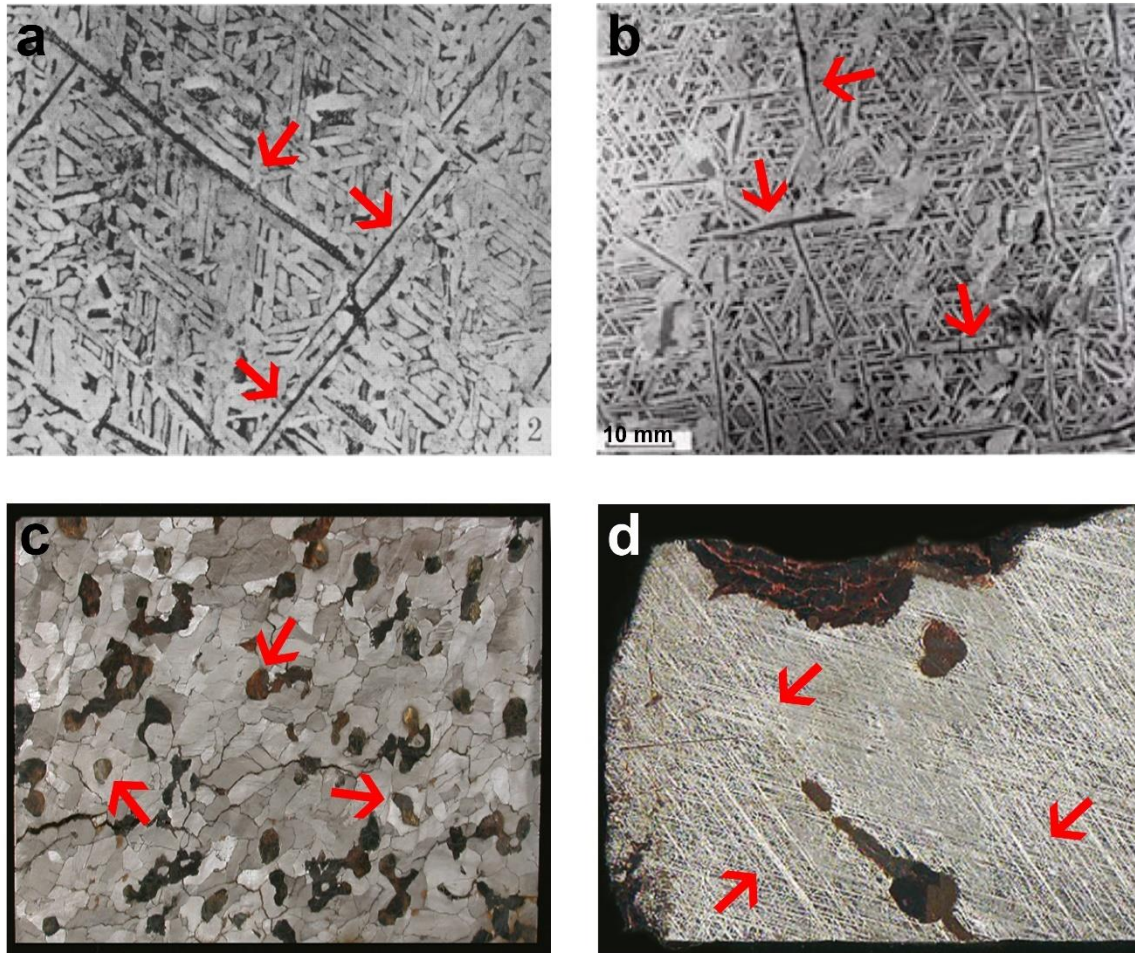


Figura 1.3 Estructuras en las meteoritas metálicas: **a.** Láminas de Reichenbach; **b.** láminas de Brezina en la meteorita Grant; **c.** inclusiones silicatadas en la meteorita Miles; **d.** bandas de Neumann en la meteorita Calico Rock. Tomadas de Spencer (1951) (a), Buchwald (1975) (b) y Norton y Chitwood (2008) (c y d).

1.2.3 Clasificación textural

La clasificación textural, desarrollada por Tschermak (en 1872 y 1883) y Brezina (en 1885 y 1904) (como se cita en por Scott y Wasson, 1975), está basada en las estructuras y el intercrecimiento de los cristales de kamacita y taenita, los cuales se pueden observar cuando el ejemplar es cortado, pulido y atacado químicamente (Buchwald 1975, Grady et al., 2014).

La formación de la kamacita y taenita depende del contenido de Ni en el fundido, de la temperatura al momento de cristalización y de la tasa de enfriamiento (Norton y Chitwood, 2008). Estas condiciones determinarán si se formará sólo taenita, taenita y kamacita o sólo kamacita, como se observa en el diagrama de fase del sistema Fe-Ni (Figura 1.6). Los cristales de estos minerales comienzan a formarse por debajo de una temperatura de 1370° C, pero sólo la taenita es estable a esta temperatura. Al irse enfriando el fundido, por debajo de los 900° C, ambos minerales son estables. El ancho de banda de los cristales de la kamacita

que se forma dependerá del contenido de Ni del fundido, como se muestra en la Tabla 1.2 (Heide y Wlotzka, 1995; Hutchison, 2004; Norton y Chitwood, 2008; Grady et al., 2014).

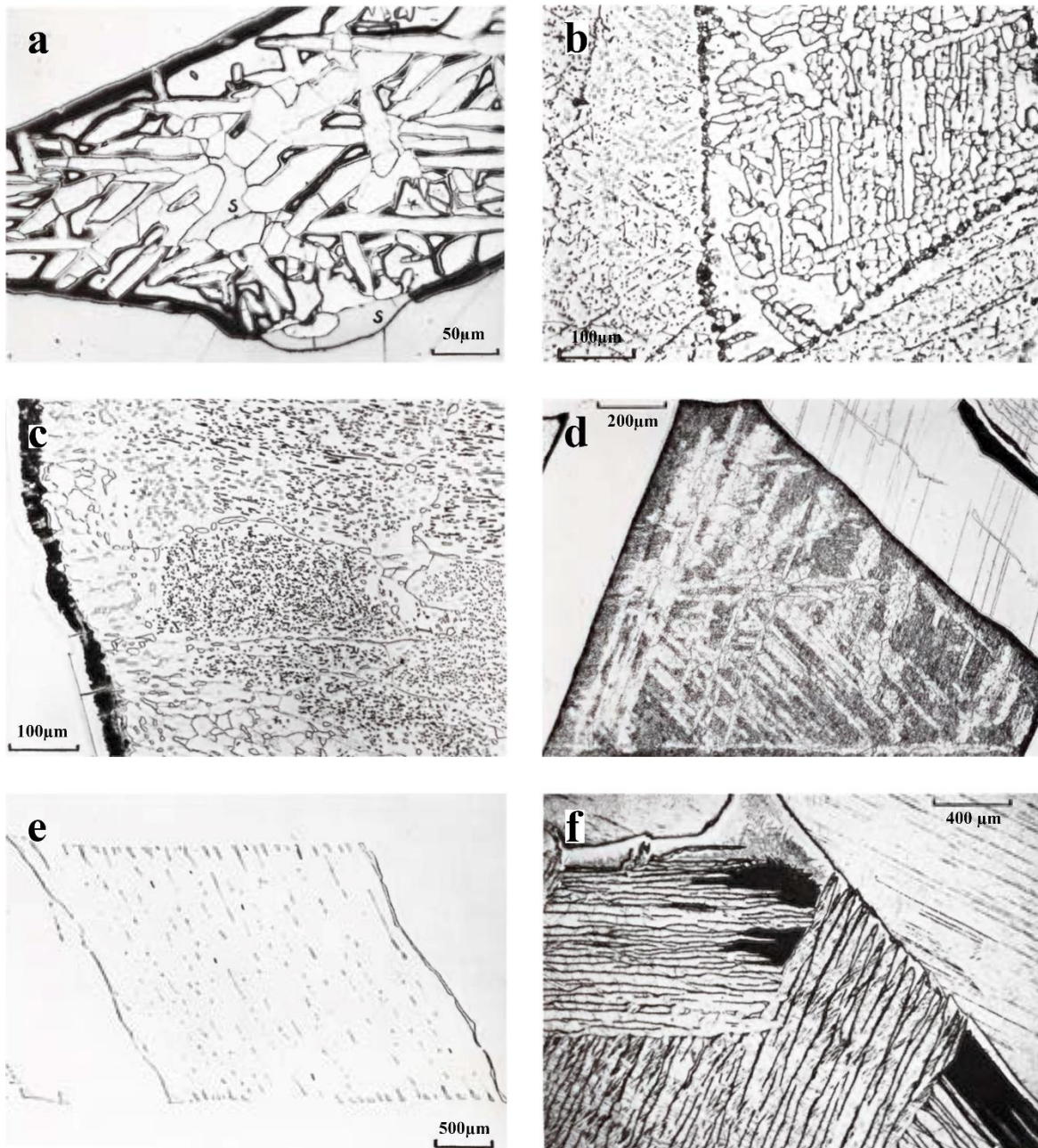


Figura 1.4 Tipos de plessita: **a.** Plessita acicular en la meteorita Pan de Azúcar; **b.** plessita alterada en la meteorita María Elena; **c.** plessita celular en la meteorita Chinautla; **d.** plessita dactilar en la meteorita Bushman Land; **e.** plessita degenerada en la meteorita Henbury; **f.** plessita de peine en la meteorita Spearman. Tomadas de Buchwald (1975).

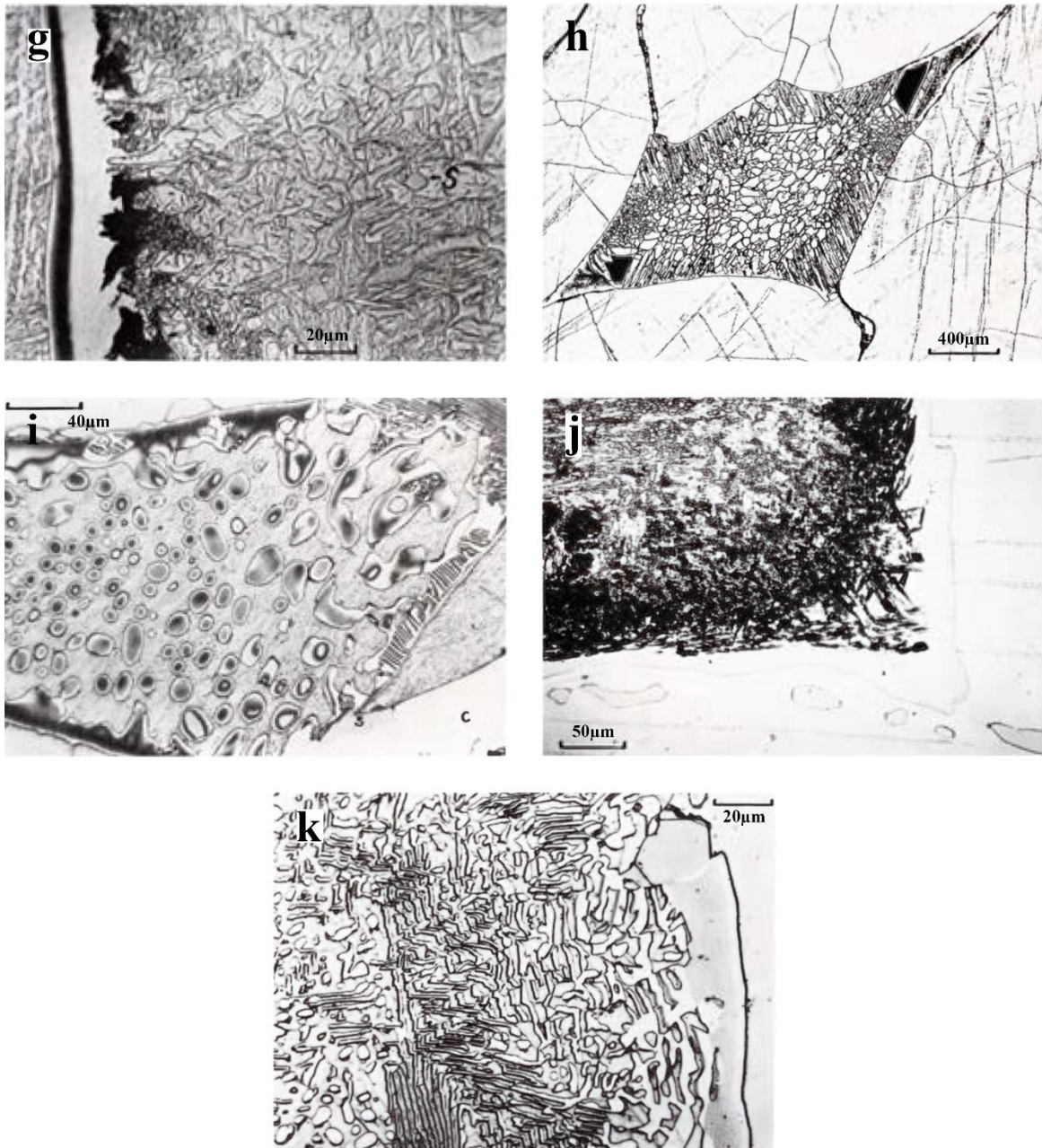


Figura 1.5 Tipos de plessita (continuación): **g.** Plessita dúplex en la meteorita Wallapai; **h.** plessita en malla en la meteorita Trenton; **i.** plessita esferoidal en la meteorita Canyon Diablo; **j.** plessita negra en la meteorita Kouga Mountains; **k.** plessita perlítica en la meteorita Mazapil. Tomadas de Buchwald (1975).

Si el fundido inicial tiene un contenido de Ni menor al 6 wt. %, la taenita parental se transformará casi por completo en kamacita. Por lo tanto, las meteoritas con contenidos entre 4.8 y 6.1 wt. % de Ni están compuestas principalmente de kamacita y son conocidas como hexaedritas. Este nombre hace alusión a la estructura cúbica o de hexaedro de la kamacita. Las hexaedritas tienen cristales con grosores mayores a 50 mm y no suelen presentar alguna estructura, más que la presencia de bandas de Neumann y algunos minerales como troilita o schreibersita (Buchwald, 1975; Hutchison, 2004; Norton y Chitwood, 2008; Grady et al., 2014).

Tabla 1.1 Clasificación textural de las meteoritas metálicas. Tomado de Grady et al. (2014).

Clasificación textural	Símbolo	Ancho de banda de la kamacita (mm)	Contenido de Ni (wt. %)
Hexaedritas	H	>50	4.8-6.1
Octaedrita muy gruesa	Ogg	3.3-50	5.6-7.0
Octaedrita gruesa	Og	1.3-3.3	6.1-8.5
Octaedrita media	Om	0.5-1.3	7.1-10.6
Octaedritas finas	Of	0.2-0.5	7.3-13.0
Octaedritas muy finas	Off	<0.2	11.1-18.1
Octaedritas plessíticas	Opl	<0.2 (husos)	9.2-16
Ataxitas	D	<0.03	>16

Cuando un fundido con contenido de Ni entre 6 y 16 wt. % se enfría hasta alcanzar la barrera de transición de fase, entre 750 y 650° C, el fundido cristaliza como un intercrecimiento de kamacita y taenita (Hutchison, 2004; Norton y Chitwood, 2008; Grady et al., 2014). Conforme la temperatura va disminuyendo hay una exsolución de kamacita a expensas de la taenita debido a la difusión del Ni. La cristalización de kamacita ocurre paralelamente a lo largo de los planos octaédricos {111} de la taenita parental (Figura 1.2), por lo que se conoce como octaedritas a estas meteoritas (Heide y Wlotzka, 1995; Hutchison, 2004; Grady et al., 2014). Las octaedritas tienen contenido de Ni entre 5.6 y el 18.1 wt. % y presentan una estructura muy característica, el patrón de Widmanstätten, generada por el intercrecimiento de los dos minerales de Fe-Ni. El grosor o ancho de banda de la kamacita está inversamente relacionado con el contenido de Ni (Tabla 1.2), por lo que se tiene una variedad de grosores en los cristales de kamacita que permite subdividir a este tipo de meteoritas en: muy gruesas (Ogg), gruesas (Og), medias (Om), finas (Of), muy finas (Off) y plessítica (Opl) (Buchwald, 1975; Heide y Wlotzka, 1995; Hutchison, 2004; Norton y Chitwood, 2008; Grady et al., 2014).

En los fundidos con un contenido de Ni mayor al 16 wt. % la nucleación de la kamacita resulta muy difícil cuando se enfrían por debajo de los 600° C ya que la difusión de los átomos de Ni es muy lenta por la baja temperatura. Por lo tanto, el patrón de Widmanstätten solamente se forma a escalas microscópicas (con un ancho de banda menor a los 0.2 mm) (Heide y Wlotzka, 1995; Hutchison, 2004; Grady et al., 2014). Aquellas meteoritas en las que no se observan texturas macroscópicas se les conocen como ataxitas (del griego “sin textura”). Estas meteoritas tienen un contenido de Ni entre el 16 y el 60 wt. %, están conformadas principalmente por taenita embebida en una matriz plessítica y suelen tener placas aisladas de kamacita (Hutchison, 2004; Norton y Chitwood, 2008; Grady et al., 2014).

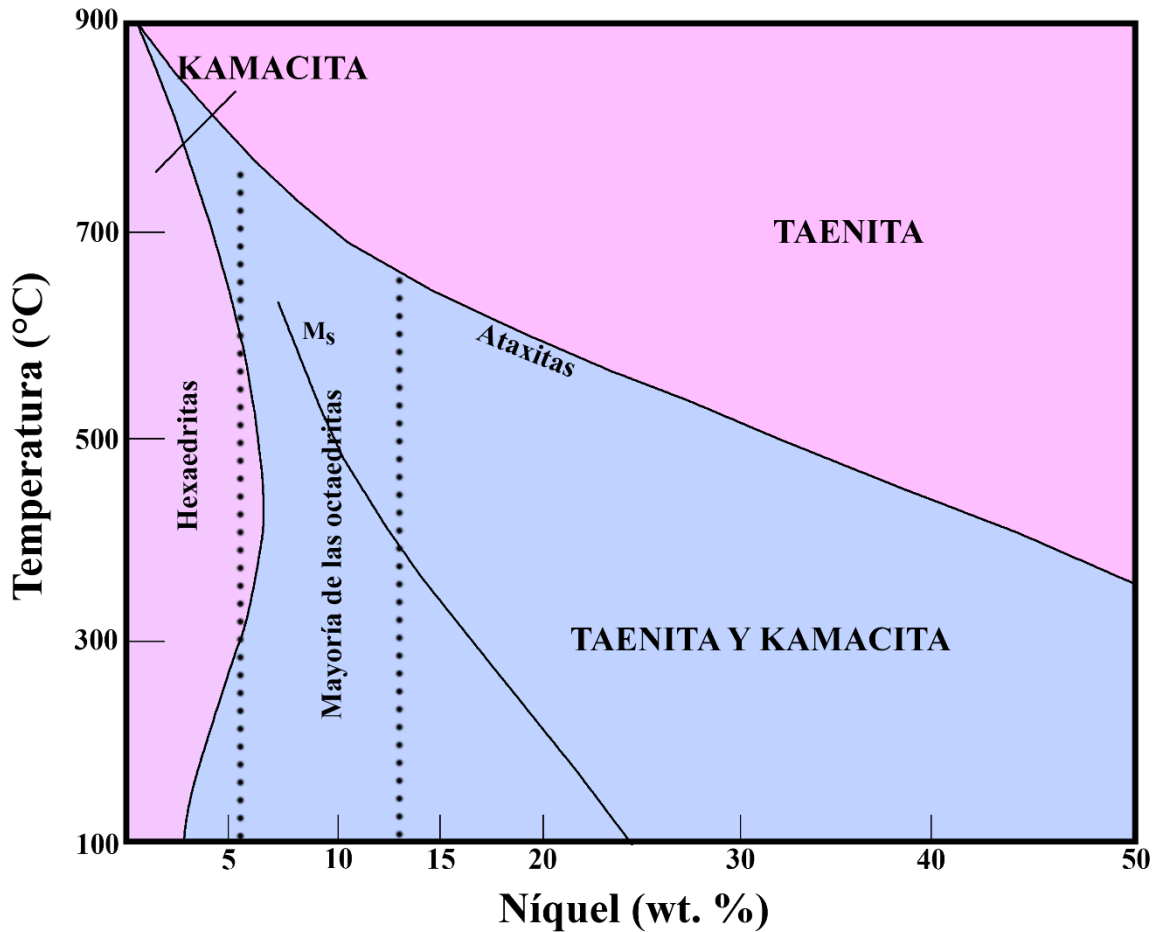


Figura 1.6 Diagrama de fase Fe-Ni. M_s : temperatura de inicio de formación de la martensita. Modificado de Norton y Chitwood (2008).

1.2.4 Clasificación química

La clasificación química fue desarrollada por Wasson y sus colegas, en una serie de artículos publicados entre 1967 a 1989, en función del contenido de níquel, galio, germanio e iridio.

Anterior a estos trabajos, Goldberg et al. en 1951 y Lovering et al. en 1957 asignaron cuatro grupos a las meteoritas metálicas con base a la concentración de Ga y Ge (como se cita en Hutchison, 2004). Estos grupos se diferenciaron con un número romano (I a IV) en orden decreciente de la concentración de estos elementos. Con los trabajos de Wasson y sus colegas se dividieron los cuatro grupos anteriores en función a las agrupaciones observadas en los gráficos de Ni contra Ga, Ge e Ir (Figuras 1.7, 1.8 y 1.9) (Hutchison, 2004). Por lo tanto, la clasificación química está conformada por 14 grupos; 11 magmáticos (IC, IIAB, IIC, IID, IIE, IIF, IIG, IIIAB, IIF, IVA, IVB) y 3 no magmáticos (IAB, IIICD, IIIE), más aquellos ejemplares que no pertenecen a ninguno de estos grupos (Grady et al., 2014).

Con base en Hutchison (2004), Norton y Chitwood (2008) y Grady et al. (2014), las características principales de los grupos químicos se enlistan en la Tabla 1.3.

Tabla 1.2 Propiedades y características principales de los grupos químicos de las meteoritas metálicas. Tomado de Hutchison (2004), Norton y Chitwood (2008) y Grady et al. (2014).

Grupo	Contenido de Ni (wt. %)	Clasificación textural relacionada	Características distintivas
IAB	6.4-60.8	Og-Om (3.3-0.5 mm)	Contienen inclusiones de silicatos y nódulos de troilita, grafito, carburos y schreibersita
IC	6.1-7.0	Og (3.3-1.3 mm)	Abundante cohenita, cromita y sulfuros Ausencia de haxonita y silicatos
IIAB	5.3-6.04	H-Ogg (>50-3.3 mm)	Abundantes líneas de Neumann. Abundante schreibersita y troilita
IIC	9.3-11.5	Off-Opl (<0.2 mm)	Schreibersita comúnmente en la matriz Ausencia de grafito y carburos
IID	9.6-11.14	Om-Of (1.3-0.2 mm)	Abundante schreibersita. La presencia de sulfuros no es común
IIE	7.5-9.7	Og-Om (3.3-0.5 mm)	Abundantes silicatos en forma de gota Ausencia de grafito, carburos y draubreélita
IIF	10.6-14.3	Opl-D (<0.2 mm)	Altas proporciones de Ge/Ga. Schreibersita dentro de los usos de kamacita
IIG	4.18-4.64	H-Ogg (>50-3.3 mm)	Abundante schreibersita
IIIAB	7.57-10.19	Og-Om (3.3-0.05 mm)	Nódulos grandes de troilita Gran contenido de fosfuros Inclusiones de silicatos, grafito y carburos son raros o ausentes Cromita y fosfatos pueden estar presentes Fosfuros y sulfuros forman láminas orientadas de Reichenbach y Brezina
IIICD	10.0-23.0	Of-Off (0.5-<0.2 mm)	Abundantes inclusiones de silicatos.
IIIE	7.81-9.6	Og (3.3-1.3 mm)	Abundante schreibersita y abundante haxonita o grafito en los campos de plessita Ausencia de cohenita
IIIF	6.8-8.5	Om-Of (1.3-0.2 mm)	Abundantes precipitados microscópicos de draubreélita Ausencia de silicatos, grafito y carburos
IVA	7.32-11.13	Of (0.5-0.2 mm)	Presencia de nódulos de troilita y precipitados de draubreélita Silicatos (tridimita) pueden estar presentes Ausencia de grafito, carburos y carlsbergita
IVB	15.9-18.0	D (<0.03 mm)	Campos de plessita e intercrecimientos de kamacita y taenita Ausencia de grafito, carburos y carlsbergita Nódulos de sulfuros son raros

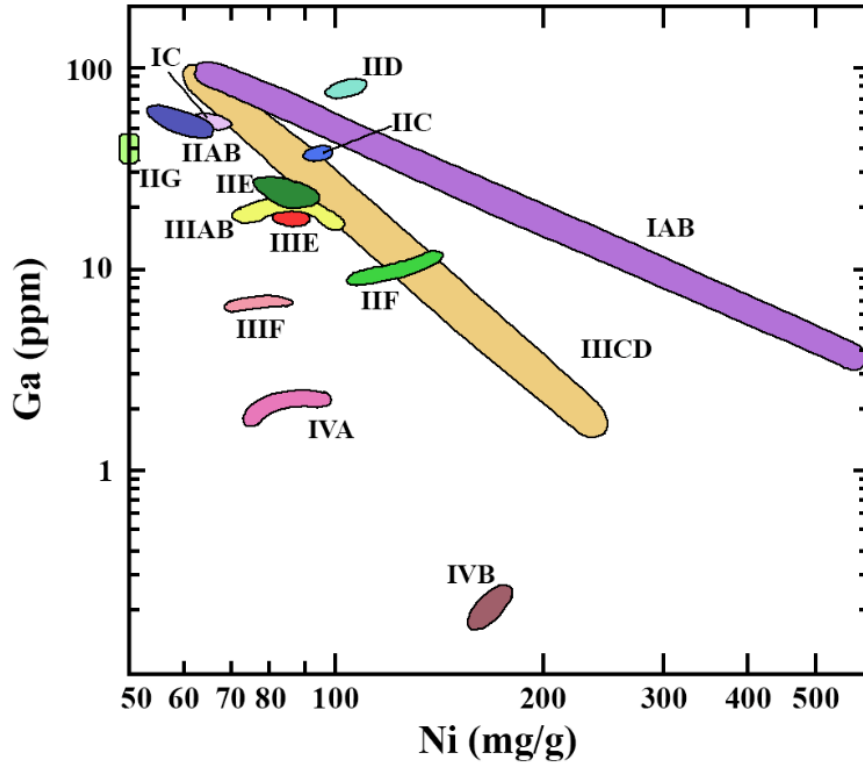


Figura 1.7 Clasificación química de las meteoritas metálicas: galio contra níquel. Modificado de Grady et al. (2014). Ppm: partes por millón, mg/g: miligramo sobre gramo.

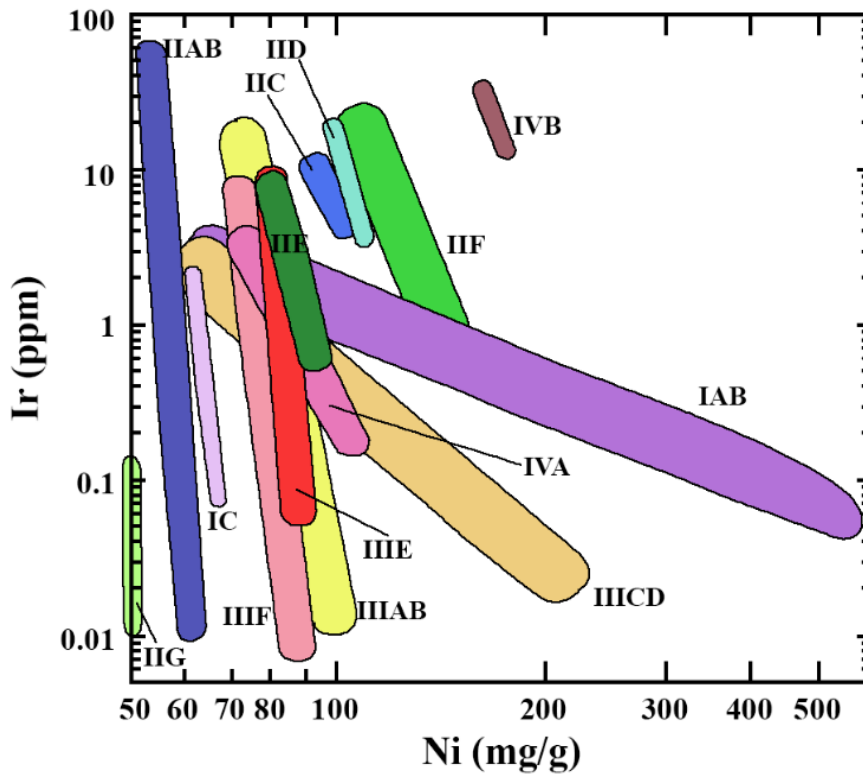


Figura 1.8 Clasificación química de las meteoritas metálicas: iridio contra níquel. Modificado de Grady et al. (2014). Ppm: partes por millón, mg/g: miligramo sobre gramo.

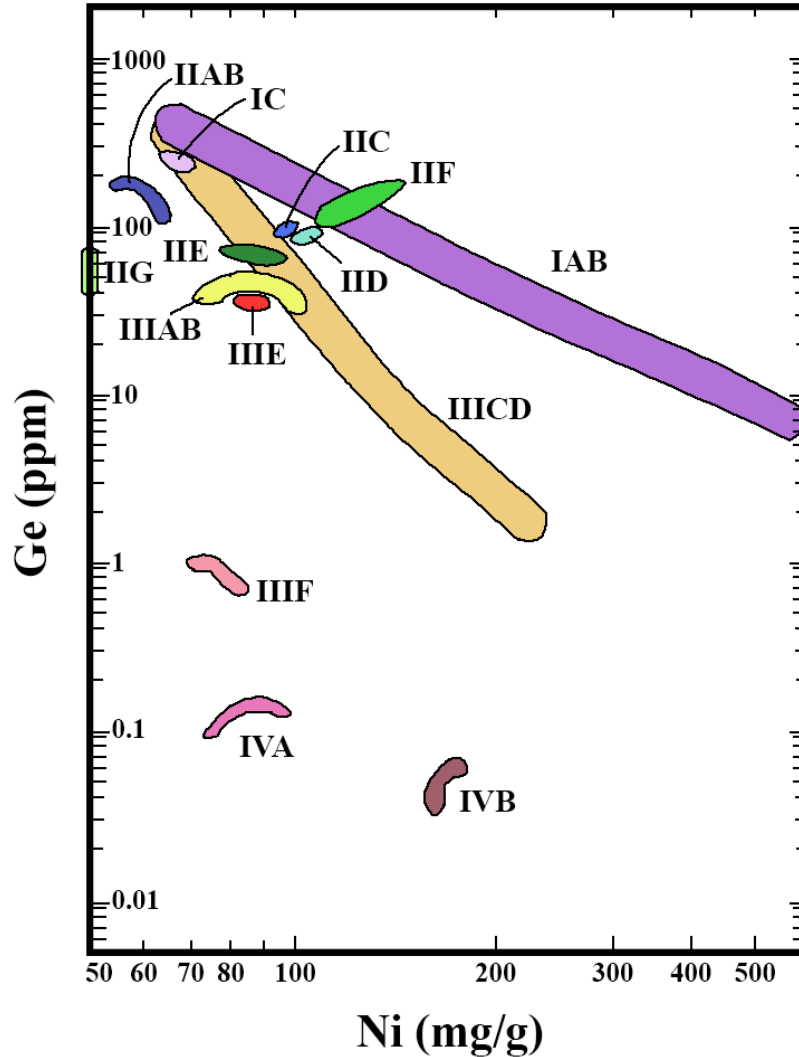


Figura 1.9 Clasificación química de las meteoritas metálicas: germanio contra níquel. Modificado de Wasson (1985). Ppm: partes por millón, mg/g: miligramo sobre gramo.

1.2.5 Asociaciones petrogenéticas

Existen ciertas similitudes entre algunos grupos químicos de meteoritas metálicas con otros tipos de meteoritas que sugieren posibles asociaciones petrogenéticas. Los criterios que se toman en cuenta para proponer estas asociaciones son las similitudes en las composiciones isotópicas de oxígeno de las inclusiones de silicatos, la química mineral, la coincidencia en la composición mineralógica y las edades de cristalización similares (edades de segregación de los metales y de cristalización del núcleo determinadas por paladio-plata o hafnio-tungsteno y por renio-osmio, respectivamente) (Hutchison, 2004; Grady et al., 2014).

Entre estas asociaciones se encuentran (Tabla 1.4): 1) Acondritas howarditas, eucritas y diogenitas (HED)-mesosideritas-metálicas IIIAB-grupo principal de palasitas (MGP) donde los criterios que la apoyan son la similitud en las composiciones isotópicas de oxígeno, la

coincidencia en la composición mineralógica, en la química mineral y en las edades de cristalización. 2) Metálicas IAB/III CD-winonaitas donde los criterios que la sustentan son la similitud fuerte en la composición mineralógica y en las composiciones isotópicas de oxígeno y las edades de cristalización parecidas. 3) Condritas H-metálicas IIE donde los criterios que la sustentan son la coincidencia en la química mineral, en las composiciones isotópicas de oxígeno y en las edades de cristalización. 4) Metálicas IVA-condritas L o LL donde el criterio que la apoya es la similitud en las composiciones isotópicas de oxígeno de algunas muestras de meteoritas metálicas IVA con las condritas L y LL (Hutchison, 2004; Grady et al., 2014).

Tabla 1.3 Asociaciones petrogenéticas entre grupos de meteoritas. Modificado de Hutchison (2004).

Asociación	Criterios
Acondritas (HED) Mesosideritas Metálicas IIIAB MGP	Entre los cuatro grupos existen similitudes en sus composiciones isotópicas de oxígeno. Los piroxenos y feldspatos de las acondritas HED coinciden con los de las mesosideritas. La composición de la parte metálica en mesosideritas y MGP está dentro del rango de composición de las meteoritas IIIAB. Los cuatro grupos presentan edades de cristalización entre 4555 y 4565 Ma.
Metálicas IAB/III CD Winonaitas	Existe una relación fuerte en la composición mineralógica y en las composiciones isotópicas de oxígeno de las inclusiones condriticas en las meteoritas IAB/III CD con las de las winonaitas ($\Delta^{17}\text{O} = -0.50 \pm 0.08 \text{ ‰}$). Estos grupos presentan edades de formación de ~4555 Ma.
Condritas H Metálicas IIE	Dentro del rango de composición de los silicatos en las meteoritas IIE, hay coincidencia con la composición de los olivinos y piroxenos de las condritas H. Las composiciones isotópicas de oxígeno de las meteoritas IIE son cercanas a las de las condritas H. Edades de cristalización entre 3500 y 4560 Ma.
Metálicas IVA Condritas L o LL	Las composiciones isotópicas de oxígeno en los piroxenos pobres en calcio de algunas meteoritas IVA caen aproximadamente en la línea de fraccionamiento de las condritas L y LL. Relación poco clara debido a la ausencia del olivino en las meteoritas metálicas.

1.3 Grado de fracturamiento

Con base a las descripciones proporcionadas por Mason (1978) en el Antarctic Meteorite Newsletter, el grado de fracturamiento para las meteoritas se divide en (Figura 1.10):

- A: se observan grietas superficiales; pocas de ellas son sobresalientes a simple vista y ninguna penetra a la muestra por completo (Figura 1.10a).
- B: se observan grietas moderadas; muchas grietas se extienden por la superficie y la muestra puede estar fracturada a lo largo de estas grietas (Figura 1.10b).
- C: se observan grietas severas que son tanto extensas como abundantes y la muestra se rompe en estas zonas (Figura 1.10c).

1.4 Grado de intemperismo

De acuerdo con Mason (1978), el grado de intemperismo para las muestras de mano se divide en (Figura 1.10):

- A: poca oxidación; algunos halos de oxidación en metales y algunas manchas de oxidación a lo largo de las fracturas (Figura 1.10d).
- B: oxidación moderada; grandes halos de oxidación en metales y manchas de oxidación dentro de las fracturas (Figura 1.10e).
- C: oxidación severa; la mayor parte de los metales han sido oxidados (Figura 1.10f).
- E: se puede observar a simple vista minerales evaporíticos (Figura 1.10g).

1.5 Corteza de fusión

Las meteoritas presentan una capa exterior de pocos milímetros de espesor, producto del calentamiento rápido y fusión sufridos al traspasar la atmósfera, llamada corteza de fusión. Esta corteza de fusión se observa fresca cuando los ejemplares son recuperados inmediatamente después de su caída (Heide y Wlotzka, 1995; Norton y Chitwood, 2008).

En las meteoritas pétreas, la corteza de fusión es producto de la fusión de los minerales de silicio en vidrio y la oxidación de los metales que contengan, dando coloraciones diferentes dependiendo la composición. Su espesor en promedio es de un milímetro, pero puede llegar a ser de varios milímetros (Heide y Wlotzka, 1995; Norton y Chitwood, 2008).

En las meteoritas metálicas, la corteza de fusión es producto de la ablación del metal que se oxida principalmente en magnetita (Fe_3O_4). Presenta un espesor menor al milímetro y es de color azulado-negro cuando está fresca (Buchwald, 1975; Norton y Chitwood, 2008). La corteza de fusión en las meteoritas metálicas se ve afectada más rápido por el intemperismo, desarrollando una capa de oxidación (Heide y Wlotzka, 1995; Norton y Chitwood, 2008).

En las meteoritas metálicas, la interfaz entre las capas fundidas y la parte no fundida da información de las características de la trayectoria de entrada y de las dimensiones del cuerpo original, permite estimar cualitativamente la edad terrestre de la meteorita y refleja las

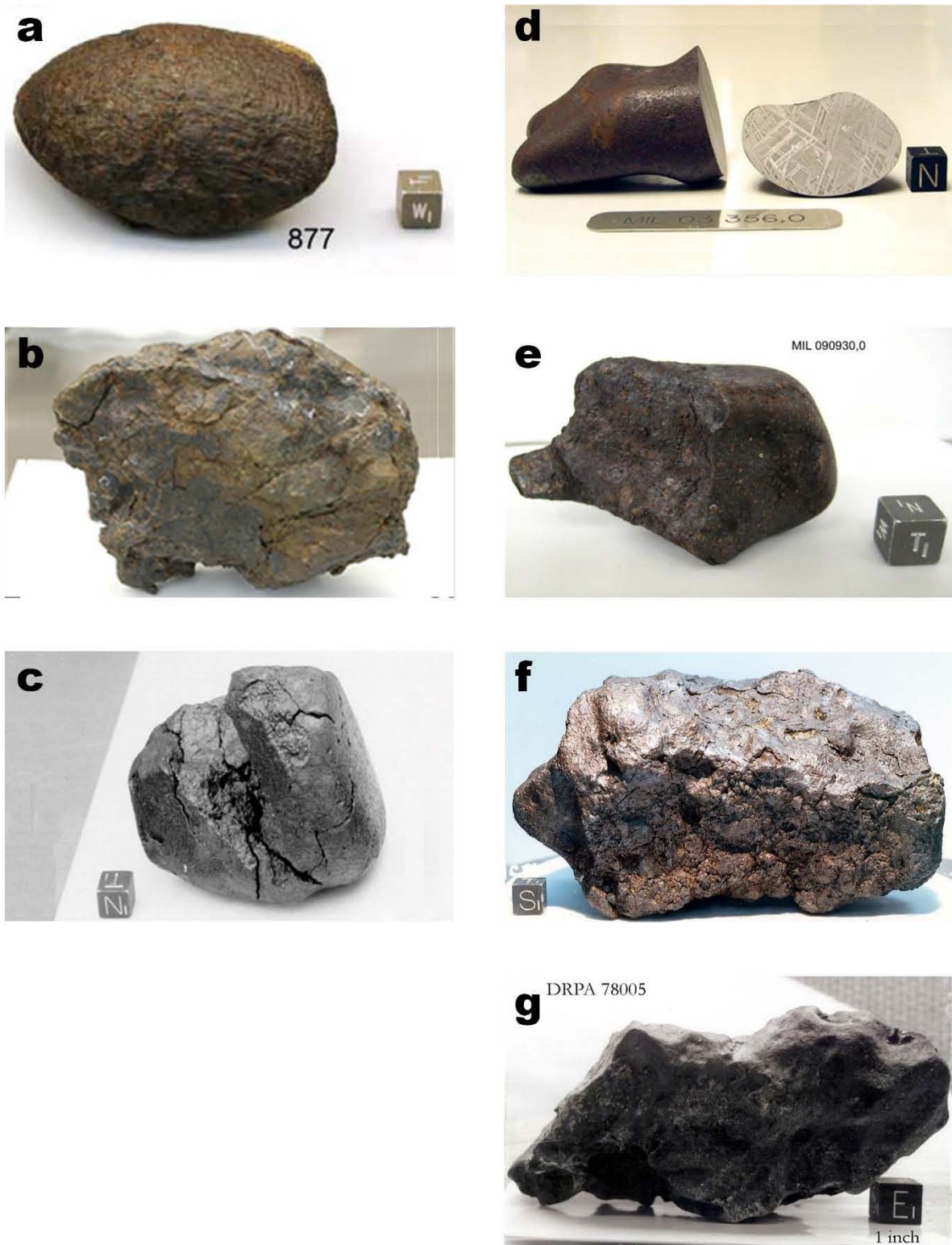


Figura 1.10 Grado de fracturamiento e intemperismo: **a.** Meteorita metálica MIL 03356; **b.** meteorita metálica MIL 090930; **c.** meteorita mesosiderita QUE 86900; **d.** meteorita metálica DRP 78005; **e.** meteorita metálica LAR 06877; **f.** meteorita metálica GRO 06050; **g.** meteorita condrita H QUE 97030. Tomadas de la base de datos de la ANSMET: <https://curator.jsc.nasa.gov/antmet/classdb.cfm>

temperaturas de fusión. Esta interfaz tiene un espesor promedio de 10 mm y se puede dividir en tres subzonas (Figura 1.11, Buchwald, 1975):

- a) Corteza de fusión: primer milímetro donde se encuentran fosfuros fundidos, correspondientes a una temperatura de 1000° C y cavidades de gas de profundidades entre 5 y 25 μ m.
- b) Zona afectada por el calor: comprende los primeros dos milímetros, incluyendo la subzona a. Al pulir una parte de la superficie, se desarrolla un borde mate que sigue el contorno de la meteorita causado por la rápida transformación de kamacita en martensita (temperaturas mayores a 750° C).
- c) Zona de recuperación de dureza: ocho milímetros más internos. Son difíciles de observar en microscopio, pero se distinguen con pruebas de microdureza.

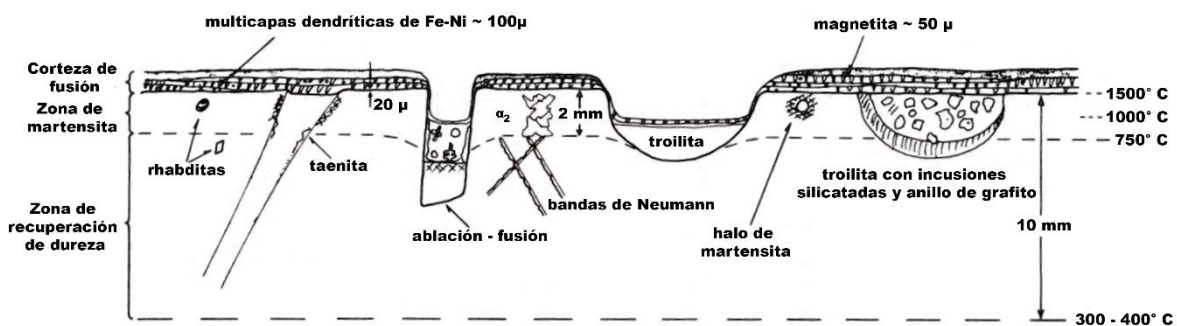


Figura 1.11 Perfil de los primeros 10 milímetros de la superficie de una meteorita metálica. Modificado de Buchwald (1975).

1.6 Antecedentes

La meteorítica dio inicio en México con Antonio del Castillo, quien realizó un catálogo descriptivo y un mapa de las meteoritas caídas en México (Del Castillo, 1889; Del Castillo et. al, 1893; Morales Rodríguez 2012). De acuerdo con la cronología de la meteorítica en México realizada por Cervantes de la Cruz (comunicación personal), el catálogo de Del Castillo fue actualizado por José C. Haro (Haro, 1931). Sin embargo, el desarrollo de la meteorítica se vio interrumpido hasta que en el 2001 es renovado el catálogo de meteoritas mexicanas con información de ejemplares de colecciones en México y el extranjero por Sánchez Rubio et. al (2001). Desde entonces se han realizado varios trabajos en este campo (e.g. Flores Gutiérrez y Urrutia Fucugauchi, 2002; Cervantes de la Cruz, 2009; Hernández Bernal y Solé 2010; Reyes Salas et al., 2010; Ostrooumov y Hernández Bernal, 2011; Cervantes de la Cruz et al., 2015; Montoya Pérez, 2016), siendo destacable para este estudio el trabajo de Dávalos (2006) en el que realizó una revisión sistemática sobre la génesis y características de las meteoritas metálicas mexicanas, retomando así el estudio de este tipo de meteoritas después de más de un siglo. Su trabajo sirvió como punto de partida para la revisión general de las meteoritas metálicas.

1.6.1 Meteorita Descubridora

Descubridora, antes de ser cortada y repartida a las colecciones en 1871, era una masa de 576 kg con dimensiones de 90 x 40 x 35 cm que fue descubierta alrededor de 1783 en las faldas de la Montaña Descubridora, en el municipio de Catorce, San Luis Potosí (Buchwald, 1975). De acuerdo con Buchwald (1975), las meteoritas Catorce (masa de 41.7 kg encontrada cerca de Catorce) y Charcas (masa de 780 kg hallada en una iglesia de Charcas), pertenecen a la lluvia de fragmentos de Descubridora. Descubridora está clasificada como una octahedrita media (ancho de banda de 1.05 ± 0.15 mm) que pertenece al grupo químico IIIAB, con una composición química de 7.89 wt. % Ni, 0.52 wt. % Co, 0.15 wt. % P, 20.1 ppm Ga, 39.9 ppm Ge, 2.2 ppm Ir. Entre sus características principales se destacan: fisuras y deformaciones causados probablemente en un evento anterior a la entrada a la Tierra, evidencia de recalentamiento artificial a 600 o 700° C, presencia de campos de plessita tipo peine y en malla en aproximadamente el 40 % de su superficie, existencia de schreibersita como precipitados intergranulares en los límites de la kamacita de 20 a 50 μm y como esferas irregulares de 5 a 40 μm dentro de la plessita, algunos prismas de rhabditas de 1 a 2 μm en la matriz y troilita en forma de nódulos (Buchwald, 1975).

CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA

2. Metodología

En este capítulo se describe la metodología empleada para la descripción y caracterización de la muestra. Como la muestra puede estar emparentada con la meteorita Descubridora, es necesario caracterizarla tanto textural como químicamente para poder compararla con los datos de la literatura (Buchwald, 1975) y concluir si está o no relacionada.

El estudio se llevó a cabo analizando la masa principal y una sección pulida con métodos no destructivos que permiten reutilizar el material para otros análisis. A continuación, se presenta de forma secuencial y resumida para qué se empleó cada técnica y método:

- Preparación de la muestra → pulido de una sección y de una superficie de la masa principal para realizar los análisis.
- Microscopía → caracterización morfológica y textural.
- Método de Ikeda y Kojima (1991) → cálculo de la superficie intemperizada para conocer el grado de intemperismo.
- Espectroscopia de energía dispersada → identificar de manera cualitativa la composición elemental y obtener mapeos elementales del área intemperizada
- Espectroscopia Raman → identificación de óxidos e hidróxidos presentes en el área intemperizada.
- Espectroscopia de longitud de onda dispersada → conocer cuantitativamente la composición química de la muestra y los estándares.
- Fluorescencia de rayos X → conocer de manera cualitativa y cuantitativa los elementos que componen a la muestra.

2.1 Preparación de la muestra

La masa principal de la meteorita y la sección fueron pulidas con abrasivos de malla 240 hasta 1000 y con abrasivos de 0.3 y 0.5 micrómetros. Posteriormente fueron pulidas con suspensión de diamante en una pulidora Struers Rotopol-35 para obtener el terminado espejo.

Las meteoritas usadas como estándares (Campo del Cielo, Gibeon y Sikhote Alin, Tabla 2.1) fueron cortadas y encapsuladas en resina y se pulieron de la misma forma que la muestra.

Tabla 2.1 Información de las meteoritas usadas como estándares en este estudio.

Meteorita	Clasificación química	Clasificación textural	Referencia
Campo del Cielo	IAB	Og	Wasson y Kallemeyn (2002) Gemelli et al. (2014)
Gibeon	IVA	Of	Wasson y Richardson (2001) Gemelli et al. (2014)
Sikhote Alin	IIAB	Ogg	Wasson et al. (2007) Gemelli et al. (2014)

2.2 Descripción general

La descripción general y macroscópica se realizó siguiendo los puntos indicados en el Meteorite News volumen 9 de la Colección japonesa de meteoritas de la Antártida (Kojima e Imae, 2000), agregando la medición del ancho de banda de kamacita. Para esto, se observó el ejemplar con un microscopio estereográfico Motic SMZ-1 68, ubicado en el Taller de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Tanto las dimensiones como el ancho de banda de los cristales se midieron con un vernier con un error de 0.01 cm, realizando cada medición tres veces para posteriormente obtener un promedio.

2.3 Intemperismo

Para obtener el grado de alteración de los minerales metálicos se siguió el método de Ikeda y Kojima (1991) en el que se calcula el área oxidada con respecto al área sin alterar. Para estimar el área oxidada se empleó el software Image Pro Plus (Media Cybernetics Inc., 2006) donde, empleando fotografías en varios ángulos de la muestra, se clasificó la superficie en dos clases para obtener el porcentaje en área de cada clase. En la primera clase (metal) se consideraron tonalidades grisáceas a blancas y en la segunda clase (óxidos) se consideraron tonalidades pardas, rojizas, anaranjadas y amarillentas. Posteriormente se le asignó un grado de intemperismo de acuerdo con la clasificación hecha por Mason (1978).

Para evaluar las mediciones hechas, se siguió el método que utilizó Cervantes de la Cruz (2009). Para esto, se creó una imagen en blanco de 10 x 10 cm con 5 cuadros rojos de 1 x 1 cm (Figura 2.1), siendo el porcentaje en área de los cuadros rojos del 5 % y el de la parte blanca del 95 %. El porcentaje en área detectado por el programa en 4 lecturas fue de 4.99 % para los cuadros y 95.01 % para la parte blanca. La exactitud del método es 2×10^{-5} , lo que lo hace un método confiable para el cálculo del área intemperizada.

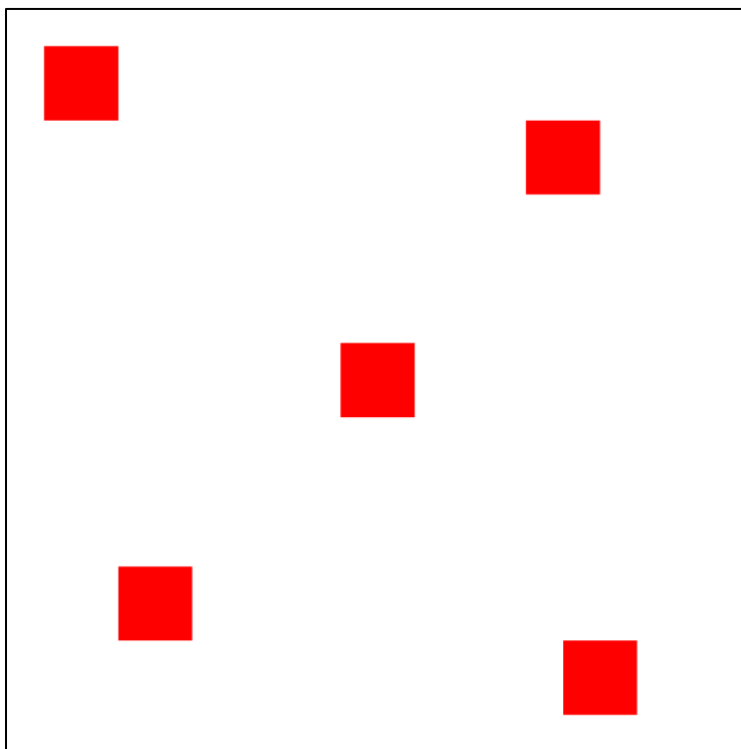


Figura 2.1 Imagen empleada para estimar la exactitud y precisión en el cálculo del área intemperizada.

2.4 Espectroscopia de energía dispersada

Para identificar la composición cualitativa de la muestra y obtener mapeos elementales del área intemperizada de la masa principal, se analizó una de las áreas intemperizadas mediante espectroscopia de energía dispersada (EDS; Günzler y Williams, 2001). El equipo empleado para esto fue un microscopio electrónico Hitachi TM3030 Plus, ubicado en el Laboratorio Nacional de Ciencias para la Investigación y Conservación del Patrimonio Cultural (LANCIC) del Instituto de Física de la UNAM.

Los análisis se llevaron a cabo en tres zonas, dos de ellas a un aumento de x500 y una a x150, con un tiempo de recolección de 15 minutos en condiciones de bajo vacío y con un voltaje de 15 keV. En cada zona se realizó un mapeo elemental y la cuantificación de elementos en dos puntos.

2.5 Espectroscopia Raman

A partir de las observaciones realizadas con el microscopio estereográfico y de los mapeos elementales obtenidos por EDS se analizó una de las zonas intemperizadas con espectroscopia Raman (Larkin, 2011) para poder identificar los óxidos e hidróxidos que pudiera presentar la muestra. Para esto, se utilizó el equipo i-RAMAN Plus B&W TEK con un láser de longitud de onda de 785 nm y una potencia máxima de 420 mW, ubicado en el LANCIC del Instituto de Física de la UNAM. Se empleó un objetivo de 20x cuyo tamaño de

spot es de 105 μm , una potencia de entre el 10 y 20 %, con un tiempo de integración de 10 segundos, realizando 3 repeticiones en cada toma.

Los espectros se procesaron con el programa Origin Pro (OriginLab Corporation, 2007), que utiliza ajustes de tipo gaussiano para obtener el valor de las bandas principales. Posteriormente, se compararon los valores resultantes con los reportados en la literatura (Adar, 2014) para óxidos e hidróxidos.

2.6 Espectroscopia de longitud de onda dispersada

Para conocer la composición de la muestra de estudio y de los estándares se realizaron análisis elementales por espectroscopia de longitud de onda dispersada (WDS; Günzler y Williams, 2001) en las zonas pulidas de cada ejemplar. Esto se llevó a cabo mediante una microsonda electrónica de barrido (EMPA) JEOL-Super probe JXA 8900R, ubicada en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Los análisis se efectuaron con un haz de 1 μm de diámetro, usando un tiempo de adquisición de 40 segundos en condiciones de alto vacío (1×10^6 torr), un voltaje de 20 keV y una corriente de 20 nano amperes. Para la corrección de matriz se utilizó el programa ZAF de Jeol.

La exactitud del método se obtuvo a partir de una prueba de bondad de ajuste de chi cuadrada (χ^2) para más de dos categorías con un nivel de significancia del 5 % con el programa STATISTICA (Versión 10; Mendenhall et. al, 2008). La hipótesis nula fue que las medias de las concentraciones obtenidas por el método no son diferentes a los valores reportados para el estándar empleado para calibrar el equipo (Pentlandita), siendo la χ^2 calculada de 0.015. Como el valor de la χ^2 de tablas ($\chi^2_{0.05,4}=7.815$) es mayor a la χ^2 calculada, así como el valor p es mayor a 0.05, la hipótesis nula no se rechaza. Por lo tanto, las concentraciones obtenidas por WDS no son diferentes a los valores reportados en la literatura.

La precisión se obtuvo mediante el coeficiente de variación (C_v) de cada elemento (Christian, 2009), siendo menor al 2 % para el Fe y Ni, menor al 3 % para el S y aproximadamente del 9 % para el Co.

2.7 Fluorescencia de rayos X

Para conocer de qué elementos está compuesto el ejemplar de estudio se realizaron análisis químicos de elementos mayores, menores y traza por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX; Günzler y Williams, 2001). Se empleó el equipo portable SANDRA (Sistema de Análisis No Destructivo de Rayos X), desarrollado y ubicado en el LANCIC del Instituto de Física de la UNAM (Ruvalcaba Sil et. al, 2010). El equipo cuenta con un tubo de rayos X de molibdeno Oxford XTF5011A, cuyo haz fue colimado a un diámetro 0.5 mm, y un detector Amptek SDD 1-2-3. Presenta límites de detección bajos para elementos de masa atómica mayor a la del Mg, siendo para metales de ~ 10 ppm en la zona más sensible del

equipo como, por ejemplo, para el Cu, Ga y Ge. Su desviación estándar es del 5 % de la medición para elementos mayores y del 10 % para elementos traza.

Se analizaron 9 puntos en una de las zonas pulidas, repitiendo tres veces cada análisis para posteriormente usar el promedio. Los análisis fueron realizados en las siguientes condiciones: una distancia de separación de ~1 cm, una corriente de 0.100 mA, un voltaje de 40 keV y un tiempo de recolección de 180 segundos. Así mismo, se realizaron análisis en dos puntos de las meteoritas Campo del Cielo y Gibeon y cuatro puntos meteorita Sikhote Alin bajo las mismas condiciones empleadas en la muestra de estudio.

Para el procesamiento de los espectros resultantes se empleó el programa AXIL-PC (Van Espen et al., 1986) con el cual se identificaron los picos de la señal de los elementos y se calculó el área bajo la curva de cada pico.

CAPÍTULO 3: RESULTADOS

3. Resultados

3.1 Descripción general y clasificación textural

La meteorita en un inicio tenía forma de yunque, dos superficies pulidas, una masa de 52 ± 1 g y dimensiones de $3.72 \times 3.42 \times 2.88 \pm 0.01$ cm (Figura 3.1). Posteriormente, se pulieron dos superficies más y se le cortó una sección de dimensiones $11.08 \times 9.12 \times 5.33 \pm 0.1$ mm y masa de 2 ± 1 g.

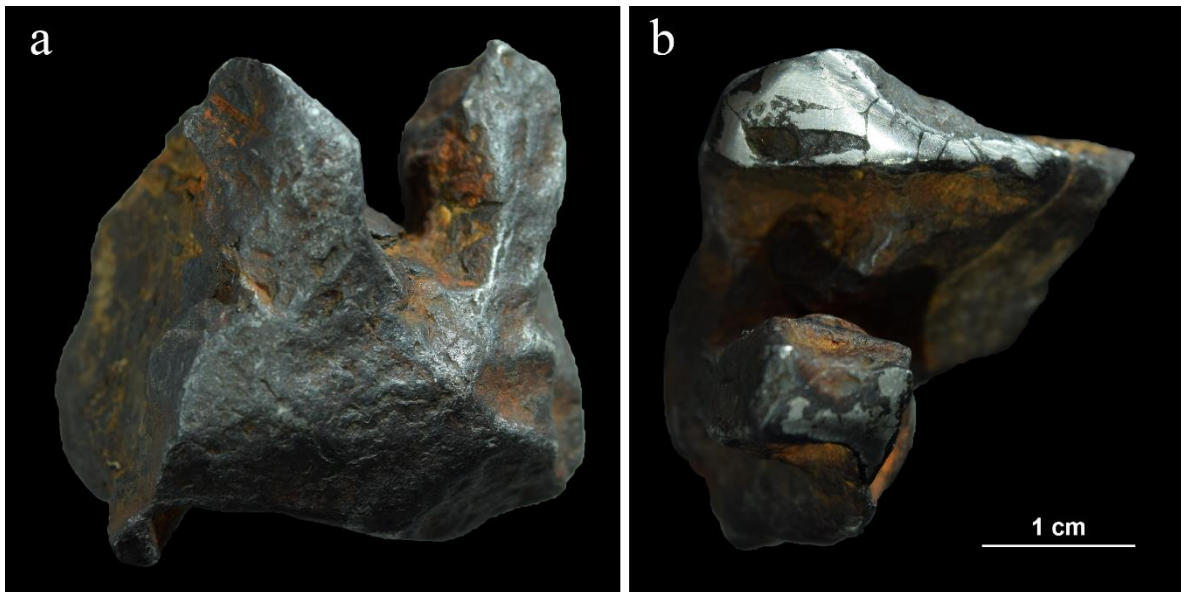


Figura 3.1 Fotografías de la muestra estudiada antes del corte: a) vista delantera y b) vista cenital donde se aprecian las dos superficies pulidas con las que contaba la muestra.

La muestra actualmente presenta una masa de 48 ± 1 g, dimensiones de $3.48 \times 3.43 \times 2.23 \pm 0.01$ cm y cuatro superficies pulidas (Figura 3.2).

El ejemplar de estudio es color gris oscuro-anaranjado en la superficie exterior y color blanco metálico en las regiones pulidas. Principalmente presenta grietas superficiales, algunas de ellas poco profundas, salvo una fractura con abertura de 0.95 ± 0.01 mm que abarca hasta dos terceras partes de la muestra.

En las superficies pulidas se puede apreciar el patrón de Widmanstätten (Figura 3.2b y c), siendo el ancho de banda promedio de la kamacita de 2.34 ± 0.1 mm. Además, en las imágenes por electrones retrodispersados obtenidas con EPMA, se observó la presencia de schreibersita entre los cristales de kamacita con un tamaño entre 300 a 600 μm de largo y

con contenidos de entre 15 a 17 wt. % de P y entre 32 a 34 wt. % de Ni (valores obtenidos a través de análisis EDS semicuantitativos), rhabditas dentro de los cristales de kamacita (de 5 a 30 μm de largo) con contenidos de entre 15 a 17 wt. % de P y entre 41 a 45 wt. % de Ni (valores obtenidos a través de análisis EDS semicuantitativos) y plessita tipo degenerada y peine (Figura 3.3).

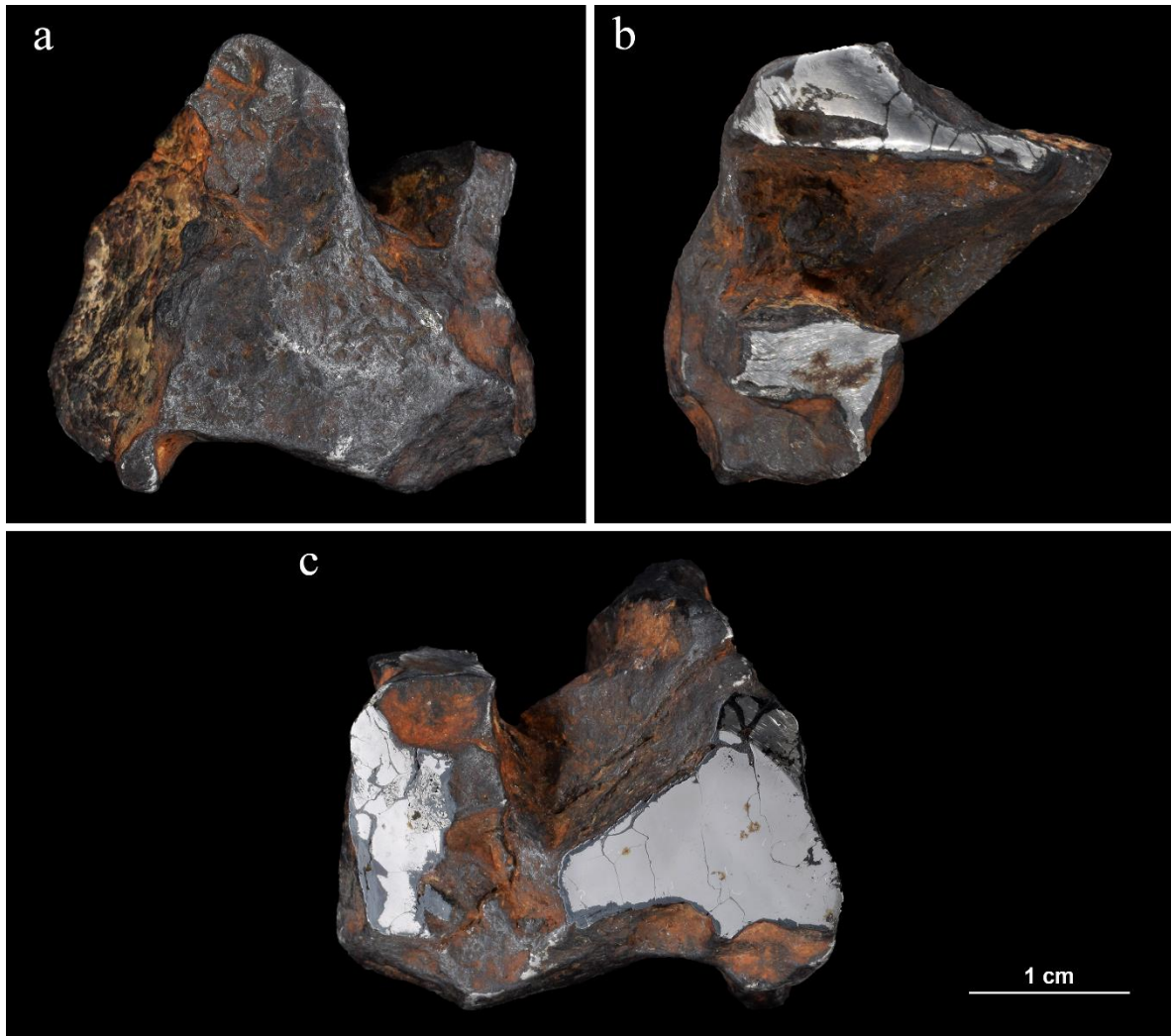


Figura 3.2 Fotografías de la muestra estudiada después de ser modificada: a) vista delantera, b) vista cenital y c) vista trasera.

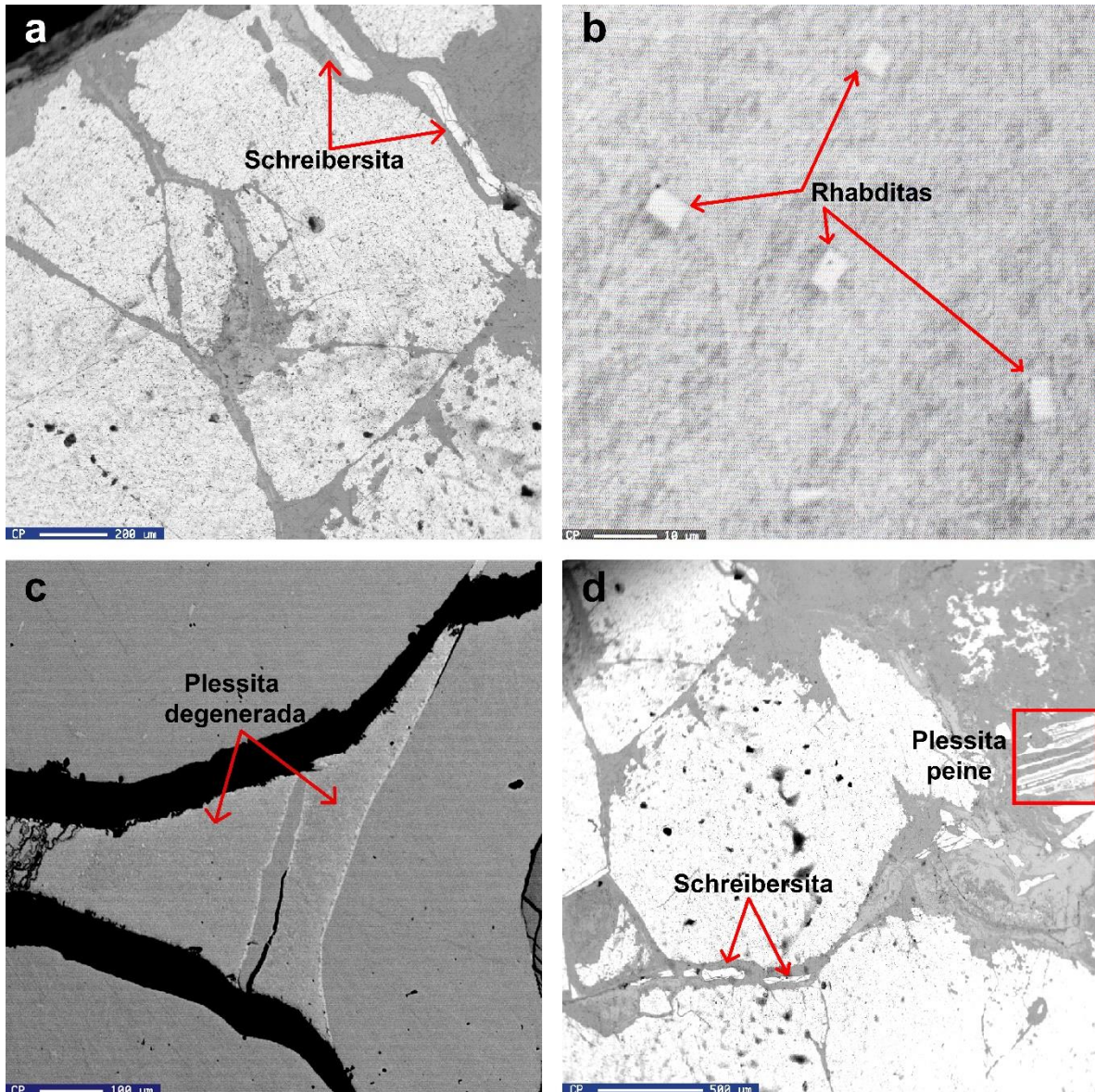


Figura 3.3 Imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con EPMA donde se observa: **a.** schreibersita (~500 μm) entre los cristales de kamacita, **b.** rhabditas (~5 μm) dentro de la kamacita, **c.** plessita tipo degenerada y **d.** schreibersita (~200-300 μm) entre los cristales de kamacita y plessita tipo peine.

3.2 Intemperismo

A partir de la clasificación de la superficie de la meteorita se obtuvo que el porcentaje de superficie no intemperizada es del $72.90 \pm 1.83 \%$, mientras que el $27.10 \pm 0.49 \%$ de la superficie se encuentra intemperizada.

Con base a la observación de la muestra de mano con microscopio estereográfico (Figura 3.4), los mapeos elementales obtenidos en el microscopio electrónico de barrido (Figura 3.5) y los espectros resultantes del análisis con espectroscopia Raman (Figuras 3.6) comparados

con los espectros de óxidos e hidróxidos de hierro de la literatura (Adar, 2014), se pudieron identificar los siguientes minerales:

Carbonato de calcio (CaCO_3): al inspeccionar con el microscopio estereográfico la superficie más intemperizada de la muestra estudiada (Figura 3.4) se observó la presencia de un mineral blanquecino en algunas zonas de ésta. El mapeo elemental realizado en la zona 1 (Figura 3.5a) muestra una gran distribución de carbono, oxígeno y calcio en la esquina inferior derecha, lugar donde se puede observar este mineral, por lo que se infiere la presencia de carbonatos de calcio.

Magnetita (Fe_3O_4): al observar la muestra estudiada con el microscopio estereográfico (Figura 3.4) se observó en varias regiones de la superficie un mineral opaco de color negro grisáceo con brillo metálico. En el mapeo elemental de la zona 2, región donde se aprecia bien este mineral (Figura 3.5b), se observa una gran distribución de Fe y O (Figura 3.5c) en proporción casi 1:1 que podría implicar la presencia de óxidos y por las características del mineral, específicamente magnetita. Lo anterior se ratifica con los espectros de Raman de las Figuras 3.6a y 3.6b donde se distingue una banda en 668.5 cm^{-1} que coincidiría con la banda más intensa de la magnetita 663.6 cm^{-1} , considerando un desplazamiento aproximadamente de 5 cm^{-1} como error de medición. La presencia de este mineral puede ser debida a la oxidación del metal por intemperismo, pero a la vez puede ser un remanente de la corteza de fusión de la meteorita.

Goethita ($\alpha\text{-Fe}^{+3}\text{O(OH)}$): en varias zonas de la muestra se observa un mineral de color anaranjado y brillo sedoso (Figura 3.4). En el espectro de Raman de la Figura 3.4 se distingue una banda en 302.9 cm^{-1} que coincidiría con la banda 298.6 cm^{-1} , considerando un desplazamiento aproximadamente de 5 cm^{-1} como error de medición. Mientras que en el espectro de la Figura 3.6c se distingue una banda en 397.89 cm^{-1} que pudiera ser la contribución de la banda más intensa de la goethita (386 cm^{-1}) y la banda 417.7 cm^{-1} de la hematita.

Hematita (Fe_2O_3): en algunas regiones de la superficie intemperizada (Figura 3.4) se observó un mineral rojizo con brillo metálico. El mapeo elemental realizado en la zona 3 (Figura 3.5d) muestra una mayor cantidad de Fe y O principalmente en la parte superior de la zona implicando presencia de óxidos, en específico hematita por las características observadas. Lo anterior se ratifica en el espectro de Raman de la Figura 3.6c donde se distingue una banda en 220.45 cm^{-1} que podría ser la banda 225.6 cm^{-1} de la hematita, considerando un desplazamiento aproximadamente de 5 cm^{-1} como error de medición.

Lepidocrocita ($\gamma\text{-Fe}^{+3}\text{O(OH)}$): en varias zonas de la superficie más intemperizada (Figura 3.4) se observó un mineral de tonalidad marrón amarillenta con brillo sub-metálico. Así como en el mapeo elemental de la zona 3 se observó presencia de óxidos en la parte superior (Figura 3.5d), en la parte inferior de esta zona hay una distribución mayor de O que de Fe, lo que podría implicar presencia de hidróxidos, en especial de lepidocrocita. Lo anterior se comprueba con los espectros de Raman de las Figuras 3.6a y 3.6b donde se distinguen dos bandas en 248.86 y 379.49 cm^{-1} que podrían corresponder a las bandas más características de la lepidocrocita 250.3 y 379.8 cm^{-1} .

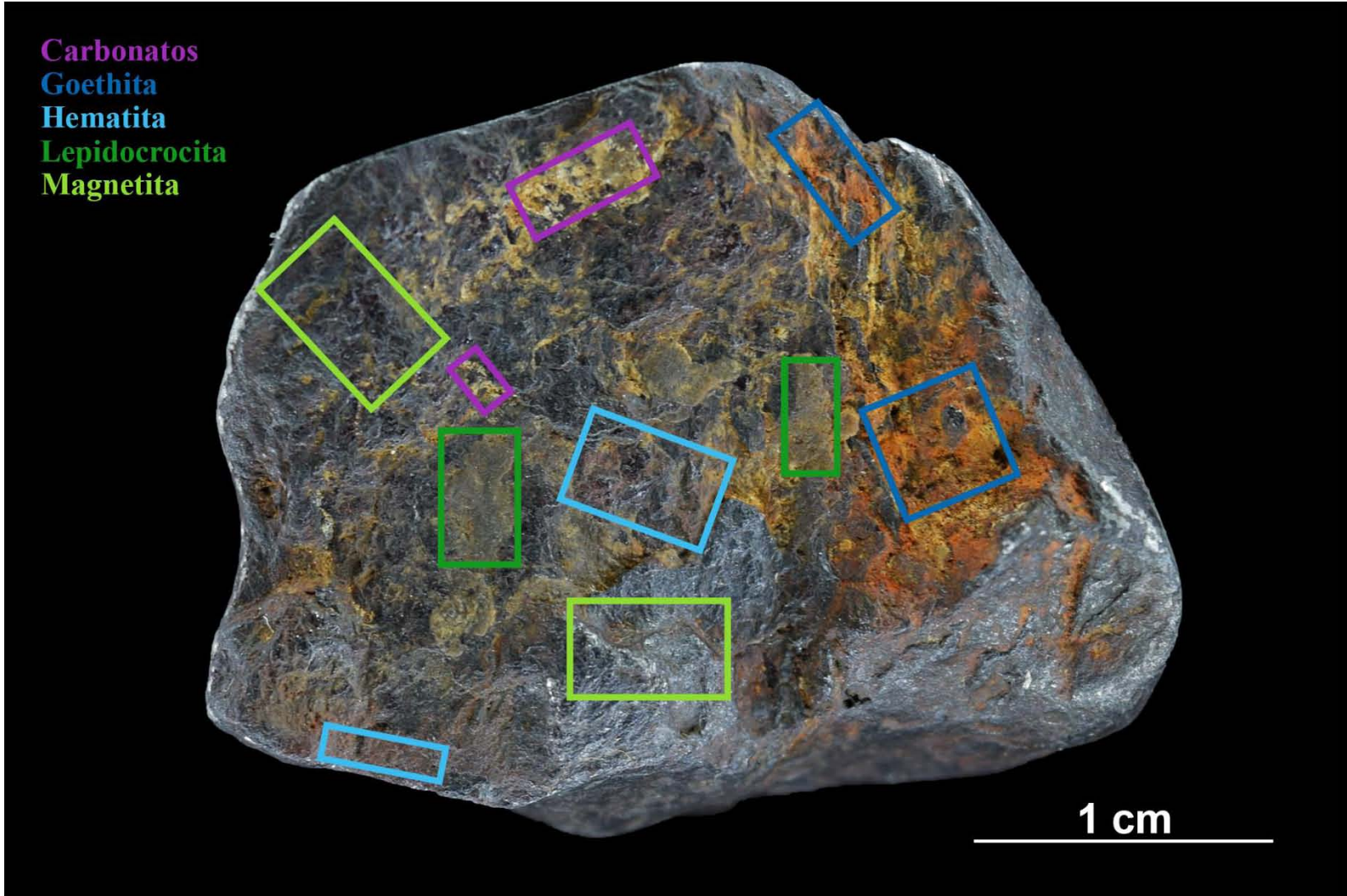
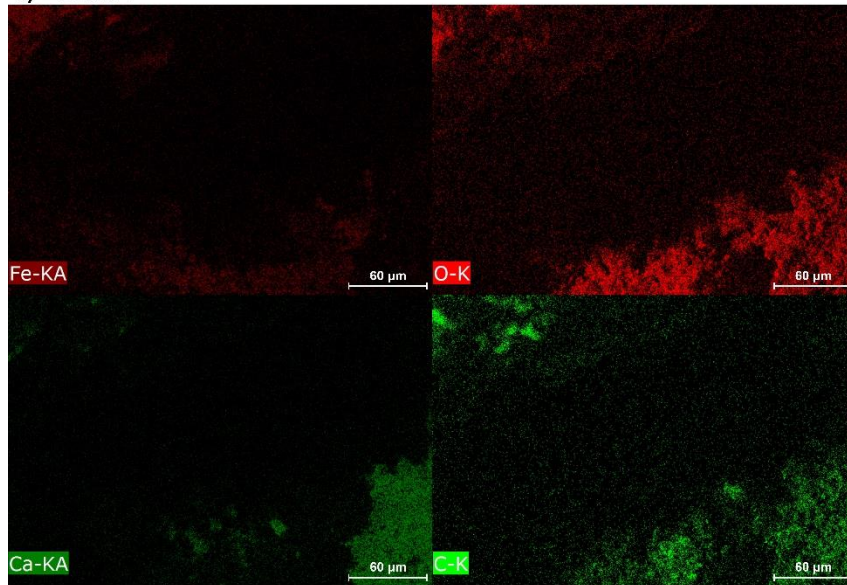
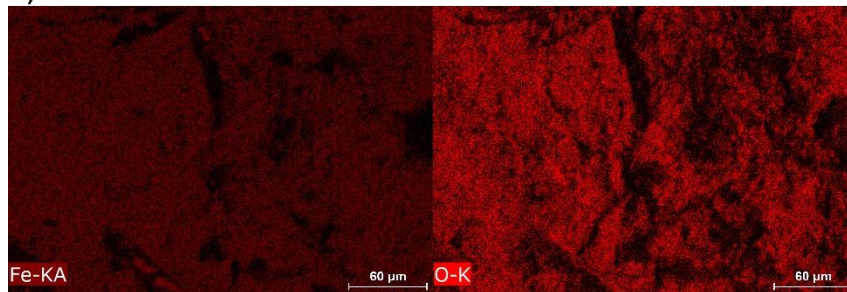


Figura 3.4 Fotografía de la superficie más intemperizada tomada con microscopio estereográfico donde se muestran ejemplos de regiones donde se observan los minerales de intemperismo identificados.

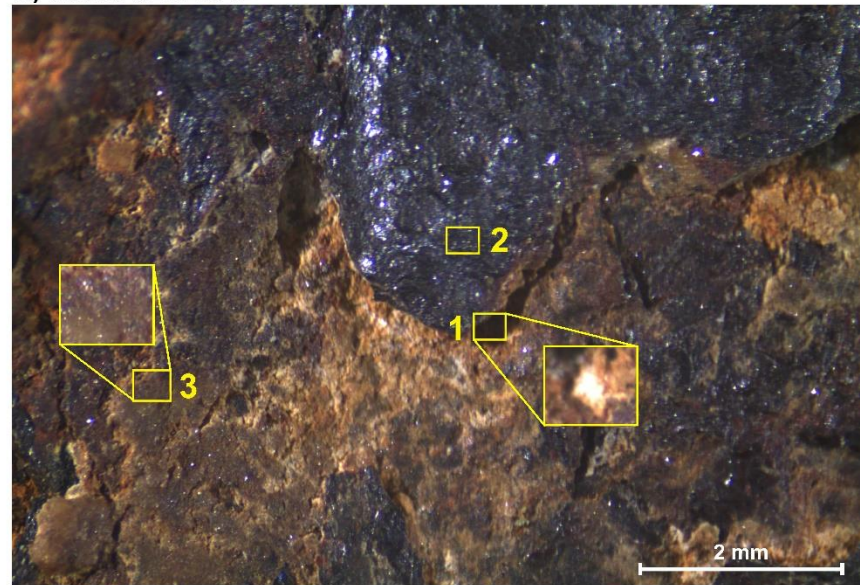
a) ZONA 1



c) ZONA 2



b) VISTA GENERAL



d) ZONA 3

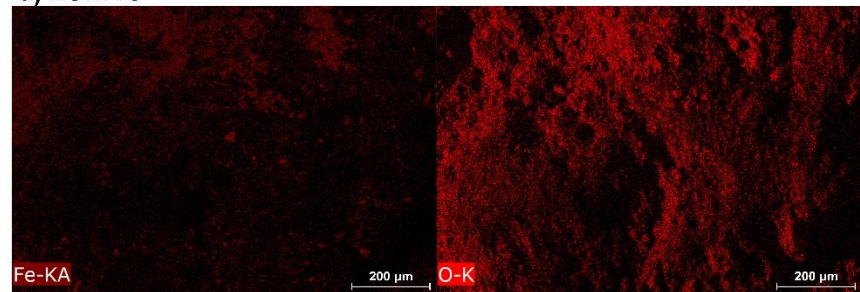


Figura 3.5 Mapeos elementales de las tres zonas analizadas por EDS. **a)** Mapeo elemental de la zona 1 donde se observa una distribución significativa de C, O y Ca en la esquina inferior, **b)** región intemperizada de la muestra donde se realizaron los análisis por EDS, **c)** mapeo elemental de la zona 2 donde se observa una distribución en proporción casi 1:1 de Fe y O, **d)** mapeo elemental de la zona 3 donde se observa una mayor distribución de Fe y O en la parte superior de ésta y una mayor cantidad de O que de Fe en la parte inferior.

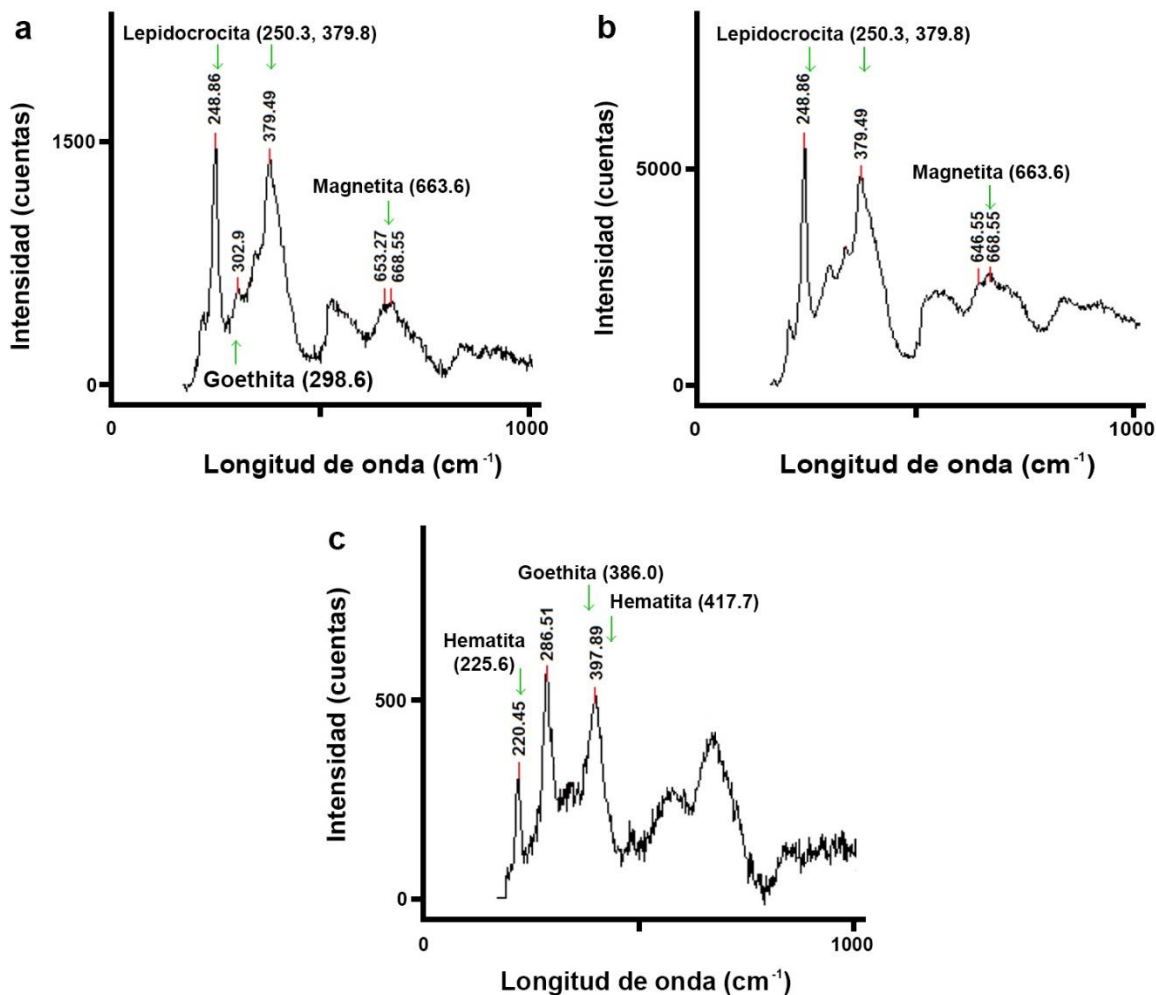


Figura 3.6 Espectros obtenidos por espectroscopia Raman en los que se observan: **a)** las bandas 248.86 y 379.49 cm^{-1} que podrían corresponder a la lepidocrocita, la banda 302.9 cm^{-1} que podría estar relacionada a la goethita y la banda 668.5 cm^{-1} que podría indicar la presencia de la magnetita; **b)** las bandas 248.86 y 379.49 cm^{-1} que podrían corresponder a la lepidocrocita y la banda 668.5 cm^{-1} que podría coincidir con la magnetita y **c)** la banda 220.45 cm^{-1} que podría relacionarse con la hematita y la banda 397.89 cm^{-1} que pudiera ser la contribución de goethita y hematita. Las flechas indican el valor reportado en la literatura (Adar,2014) de las bandas de cada mineral.

3.3 Composición química

3.3.1 Análisis químico por espectroscopia de longitud de onda dispersada

Mediante EPMA se determinó cuantitativamente por WDS la concentración de P, S, Fe, Co, Ni, Cu, Ga y Ge para la muestra estudiada, así como para los estándares (Apéndice 2).

Los análisis realizados en la muestra estudiada se realizaron en un transecto oblicuo a los cristales de kamacita, en zonas libres de plessita y minerales accesorios (Figura 3.7). En la Tabla 3.1 se presenta la concentración de estos elementos obtenida para cada punto analizado en la muestra estudiada, siendo la concentración promedio de la meteorita de 93.5 ± 0.5 wt. % Fe, 0.35 ± 0.02 wt. % Co, 6.51 ± 0.27 wt. % Ni, 330 ± 340 ppm Ga y 250 ± 260 ppm Ge.

Tabla 3.1 Análisis cuantitativos WDS obtenidos mediante EPMA para la meteorita estudiada. El promedio, así como la desviación estándar (s) de cada elemento se presentan en las últimas filas. ND = no detectado.

Meteorita estudiada								
P (wt. %)	S (wt. %)	Fe (wt. %)	Co (wt. %)	Ni (wt. %)	Cu (ppm)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	Total (wt. %)
0.036	ND	93.8	0.40	6.22	ND	ND	440	100.4
0.023	ND	94.5	0.37	6.17	160	540	260	101.2
0.017	0.002	94.4	0.37	6.39	190	270	820	101.3
0.053	ND	93.6	0.32	6.83	260	40	180	100.8
0.005	0.012	93.7	0.37	6.45	220	230	ND	100.5
0.079	ND	93.8	0.35	6.16	120	80	210	100.5
0.156	0.013	93.4	0.37	6.78	ND	230	560	100.8
0.004	0.005	93.6	0.35	6.68	380	970	ND	100.8
0.043	0.006	93.3	0.36	6.53	210	160	ND	100.3
0.053	0.001	93.1	0.30	6.91	260	200	90	100.4
0.04	0.019	92.9	0.34	6.78	250	200	590	100.1
0.026	0.014	93.2	0.35	6.13	30	ND	ND	99.7
0.142	ND	93.2	0.35	6.51	ND	550	210	100.3
0.073	0.012	92.8	0.33	6.70	240	1090	150	100.0
0.054	0.006	93.5	0.35	6.51	170	330	250	Promedio
0.046	0.007	0.5	0.02	0.27	120	340.	260	s

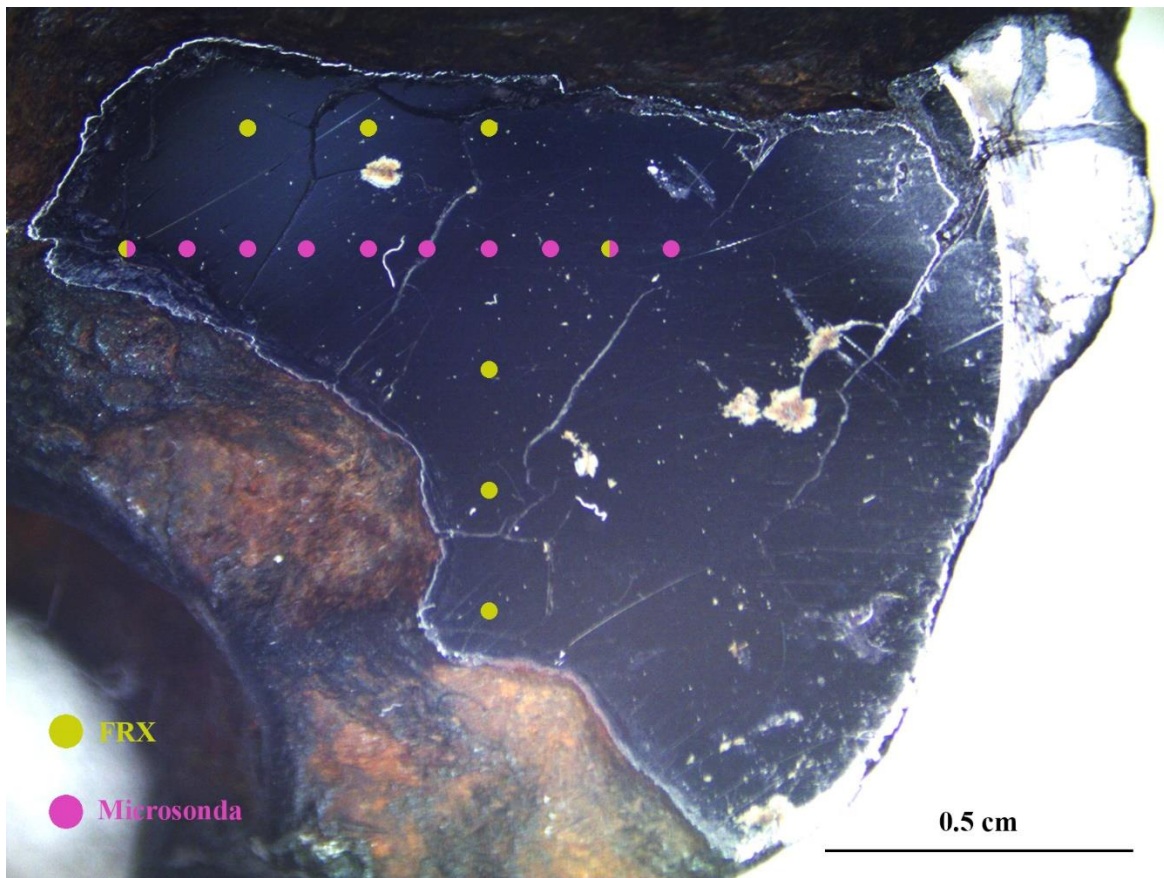


Figura 3.7 Mapa de los puntos donde se realizaron los análisis por WDS y FRX.

3.3.2 Cálculo de la composición química a partir de calibrar con una matriz similar

Con el fin de obtener resultados cuantitativos mediante los análisis realizados por fluorescencia de rayos X a partir de calibrar con una matriz similar, se comparan los resultados obtenidos de la muestra de estudio con los de algún material de referencia cuya composición es bien conocida y con matriz similar a la de la muestra (Rousseau et al., 1996). Para esto, se parte de la relación teórica entre las intensidades de rayos X medidas a partir del espectro y la concentración de los elementos en el material, siendo la intensidad de rayos X emitida por un elemento (I) directamente proporcional a la concentración de este elemento (C):

$$I = kCM \quad [1]$$

donde k es una constante en la que se encuentran implicadas la geometría del sistema, la eficiencia del detector, la absorción del elemento y el factor de excitación y M representa el coeficiente de absorción de masa y la densidad de la muestra (Thomsen, 2007).

Suponiendo que el material de referencia y el material de la muestra presentan matrices muy similares, implicando que la absorción de rayos X en ambos materiales es semejante y que las correcciones de matriz no son significativas, se puede considerar que k y M tanto del estándar como de la muestra son iguales (Rousseau et al., 1996). Por lo tanto, partiendo de la ecuación [1], se puede hacer una relación entre la intensidad y concentración de cada elemento del estándar (valores conocidos I y C) con la intensidad (I_m) y concentración (C_m) de los elementos en la muestra de estudio, para calcular la concentración de cada elemento:

$$\begin{aligned} I &= kCM \rightarrow kM = I/C \\ I_m &= kC_m M \rightarrow kM = I_m/C_m \\ \frac{I}{C} &= \frac{I_m}{C_m} \\ C_m &= \frac{I_m}{I} C \end{aligned} \quad [2]$$

El cálculo anterior (ecuación [2]) se llevó a cabo para obtener la concentración resultante a partir de los análisis de FRX hechos tanto en la muestra de mano (Figura 3.7), como en los estándares. Los estándares internos empleados fueron las meteoritas Campo del Cielo y Sikhote Alin, cuyas composiciones son bien conocidas y con matriz similar a la muestra estudiada (Wasson y Kallemeyn, 2002; Wasson et al., 2007; Gemelli et al., 2014).

Para calcular la concentración de la meteorita estudiada se empleó como valor C el promedio de concentración de cada elemento de los análisis WDS de Sikhote Alin. Mientras que para I se usó el promedio de la intensidad de cada elemento de los puntos analizados por FRX cercanos a donde se hicieron los análisis por WDS. En el caso del Ge se empleó a la meteorita Campo del Cielo como estándar por su alto contenido en este elemento. Los valores de C e I empleados para este elemento fueron la concentración promedio de los análisis WDS y la intensidad de los puntos analizados por FRX cercano a los análisis WDS, respectivamente.

En la Tabla 3.2. se presenta la concentración de cada elemento obtenida a partir de este método para cada punto analizado de la muestra estudiada, siendo la concentración promedio de la meteorita de 92.3 ± 1.4 wt. % Fe, 0.36 ± 0.01 wt. % Co, 7.04 ± 0.87 wt. % Ni, 90 ± 70 ppm Ga y 130 ± 60 ppm Ge.

Tabla 3.2 Concentración de cada elemento de la muestra estudiada obtenida a partir de FRX utilizando una calibración de matriz similar. En las últimas filas se presenta el promedio y desviación estándar (s) de cada elemento. ND = no detectado.

Meteorita estudiada								
P (wt. %)	S (wt. %)	Fe (wt. %)	Co (wt. %)	Ni (wt. %)	Cu (ppm)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	Total (wt. %)
0.264	0.007	91.8	0.35	7.53	90	150	170	99.9
0.159	0.008	91.3	0.36	6.72	40	90	150	98.6
0.274	0.008	90.8	0.36	8.44	190	210	230	99.9
0.233	0.011	90.6	0.36	7.81	90	80	140	99.1
0.235	0.006	93.1	0.36	6.09	120	100	130	99.8
0.175	0.007	92.8	0.34	7.32	100	60	110	100.7
0.204	0.009	94.6	0.36	6.23	190	ND	50	101.4
0.273	0.009	93.7	0.38	6.17	30	ND	30	100.5
0.227	0.008	92.3	0.36	7.04	110	90	130	Promedio
0.044	0.002	1.4	0.01	0.87	60	70	60	s

Las meteoritas usadas como estándares fueron analizadas por FRX en varios puntos (I_m) a partir de los cuales se calculó la concentración (C_m) como si fueran muestras desconocidas. Para cada estándar los valores C e I fueron el promedio de la concentración de los análisis WDS de cada elemento (Apéndice 2) y la intensidad de cada elemento de los puntos analizados por FRX correspondientes a la misma zona de los análisis WDS, respectivamente. Este cálculo se llevó a cabo para conocer la exactitud y la precisión de este método, a través de una prueba de bondad de ajuste de chi cuadrada (χ^2) y del coeficiente de variación (C_v), respectivamente. Posteriormente, se obtuvo el promedio de las concentraciones calculadas por este método para comparar y graficar contra los valores reportados en la literatura (Wasson y Kallemeyn, 2002; Wasson et al., 2007; Gemelli et al., 2014). Estos resultados serán discutidos en la sección 4.4.2 *Cálculo de la composición química por fluorescencia de rayos X a partir de calibrar con una matriz similar.*

La concentración promedio de cada elemento obtenida por este método para los estándares, así como la desviación estándar y el coeficiente de variación de cada elemento, se presentan en la Tabla 3.3.

Tabla 3.3 Composición obtenida a partir de FRX utilizando una calibración de matriz similar para los estándares Campo del Cielo y Sikhote Alin. Valores de referencia tomados de ¹Wasson y Kallemeyn (2002), ²Wasson et al. (2007) y ³Gemelli et al. (2014).

	Campo del Cielo				Sikhote Alin			
	Ref. ^{1,3}	Promedio (n=4)	s	%C _v	Ref. ^{2,3}	Promedio (n=10)	s	%C _v
P (wt. %)	0.112	0.087	0.013	15.8	0.184	0.248	0.109	44.1
S (wt. %)	0.013	0.014	0.005	37.1	0.031	0.006	0.002	31.1
Fe (wt. %)	92.7	94.0	0.9	1.0	93.2	94.6	0.4	0.4
Co (wt. %)	0.32	0.35	0.01	1.6	0.37	0.37	0.01	2.9
Ni (wt. %)	6.6	6.0	0.11	1.8	5.8	5.2	0.07	1.3
Cu (ppm)	50	80	50	61.2	190	60	60	97.2
Ga (ppm)	93	370	160	42.4	53.7	70	70	95.2
Ge (ppm)	394	260	20	6.0	158	320	250	79.9

3.3.3 Cálculo de la composición química a partir de curvas de calibración

A fin de calcular la concentración de los elementos que conforman a la muestra estudiada mediante un método estadístico, se realizó una curva de calibración para cada elemento a partir de un análisis de regresión por mínimos cuadrados. Este método es ampliamente utilizado en el análisis de muestras geológicas (e.g. Lozano Santa Cruz y Bernal Uruchurtu, 2005)

Para hacer un análisis de regresión por mínimos cuadrados se sabe que, si la respuesta del instrumento está relacionada linealmente con la concentración del analito, se puede construir una curva de calibración a partir de la respuesta de concentraciones conocidas del analito. El mejor ajuste para esto es una línea recta que obedece a la ecuación (Skoog et al., 2008; Christian, 2009):

$$y = xm + b \quad [3]$$

donde y es la respuesta del instrumento, x es la concentración del analito, m la pendiente de la curva y b la intersección con el eje de ordenadas.

La línea que mejor se adecua a la serie de datos experimentales (Figura 3.8) es aquella para la cual la suma de los cuadrados de las desviaciones (residuales) de los puntos es mínima (Christian, 2009):

$$S = \sum (y_i - \hat{y}_i)^2 = \sum [y_i - (mx_i + b)]^2 \quad [4]$$

Empleando cálculo diferencial, de la ecuación [4] se pueden derivar las ecuaciones para m y b :

$$m = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum(x_i - \bar{x})^2} = \frac{\sum x_i y_i - [(\sum x_i \sum y_i)/n]}{\sum x_i^2 - [(\sum x_i)^2/n]} \quad [5]$$

$$b = \bar{y} - m\bar{x} \quad [6]$$

donde n es el número de pares de datos para construir la curva de calibración y \bar{x} y \bar{y} son los valores promedio de las variables.

La desviación estándar de cada desviación sobre el eje y se conoce como la desviación estándar de la regresión (s_r) (ecuación [5]). A partir de la desviación estándar de la regresión se pueden obtener las desviaciones estándar de la pendiente (s_m) y la intersección (s_b) para calcular la incertidumbre de la variable incógnita (x) (Skoog et al., 2008; Christian, 2009):

$$s_r = \sqrt{\frac{\sum[y_i - (mx_i + b)]^2}{n - 2}} \quad [7]$$

$$s_m = \sqrt{\frac{s_r^2}{\sum(\bar{x} - x_i)^2}} = \sqrt{\frac{s_r^2}{\sum x_i^2 - (\sum x_i)^2/n}} \quad [8]$$

$$s_b = s_r \sqrt{\frac{s_y \sum x_i^2}{n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2}} = s_r \sqrt{\frac{1}{n - (\sum x_i)^2/\sum x_i^2}} \quad [9]$$

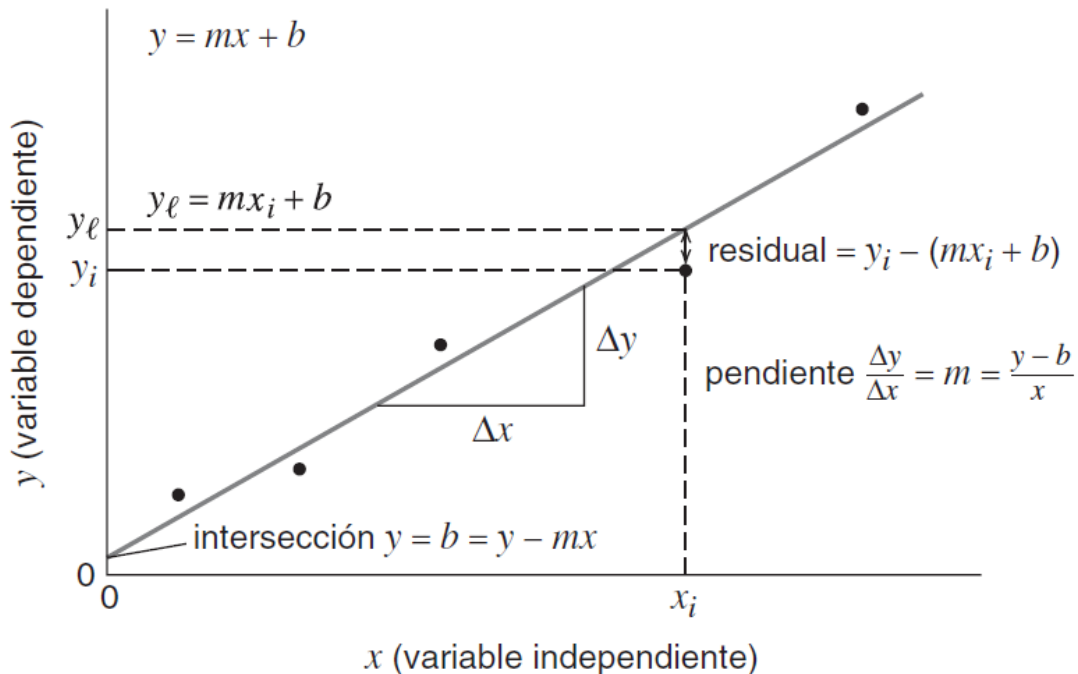


Figura 3.8 Gráfica de la recta calculada con un ajuste por mínimos cuadrados. Tomado de Christian (2009).

Para este estudio se elaboraron curvas de calibración para los siguientes elementos: P, S, Fe, Co, Ni, Cu y Ge; donde la respuesta del instrumento es la intensidad del elemento obtenida por FRX (y) y la concentración del analito es la concentración obtenida por WDS (x) de cada uno de estos elementos en las meteoritas estándares (Campo del Cielo, Gibeon y Sikhote Alin). Los datos empleados para elaborar las curvas de calibración, así como el valor de la pendiente, la intersección, las desviaciones estándares y las curvas de calibración obtenidas se encuentran en el Apéndice 3.

En la Tabla 3.4 se muestra la concentración calculada para cada elemento a partir de estas curvas de calibración en los puntos analizados de la muestra estudiada, siendo la concentración promedio de la meteorita de 92.5 ± 1.5 wt. % Fe, 0.36 ± 0.2 wt. % Co, 6.93 ± 0.99 wt. % Ni y 70 ± 70 ppm Ge.

Tabla 3.4 Concentración de cada elemento de la muestra estudiada obtenida a partir de FRX utilizando curvas de calibración. En las últimas filas se presenta el promedio y desviación estándar (s) de cada elemento.

Meteorita estudiada							
P (wt. %)	S (wt. %)	Fe (wt. %)	Co (wt. %)	Ni (wt. %)	Cu (ppm)	Ge (ppm)	Total (wt. %)
0.215	0.014	90.4	0.34	7.54	90	190	98.6
± 0.017	± 0.002	± 4.3	± 0.05	± 0.40	± 20	± 50	± 4.3
0.179	0.010	92.5	0.36	6.01	140	110	99.1
± 0.016	± 0.002	± 4.3	± 0.05	± 0.35	± 30	± 40	± 4.3
0.104	0.014	92.1	0.34	7.32	110	60	99.8
± 0.014	± 0.002	± 4.3	± 0.05	± 0.40	± 30	± 40	± 4.3
0.140	0.020	94.8	0.8	6.16	260	-	101.5
± 0.014	± 0.002	± 4.4	± 0.05	± 0.36	± 40	-	± 4.4
0.100	0.016	91.9	0.8	8.43	100	120	100.8
± 0.013	± 0.002	± 4.3	± 0.05	± 0.43	± 20	± 40	± 4.3
0.225	0.019	93.4	0.37	6.10	-	-	100.1
± 0.017	± 0.002	± 4.4	± 0.05	± 0.36	-	-	± 4.4
0.160	0.015	92.5	0.36	6.93	120	70	Promedio
0.054	0.004	1.5	0.2	0.99	90	70	s

Así como en el anterior método, se calculó la concentración de los tres estándares, como si fueran muestras desconocidas, a partir de las curvas de calibración. Esto se llevó a cabo para conocer la exactitud y la precisión del análisis de regresión por mínimos cuadrados, a través de una prueba de bondad de ajuste de χ^2 y del coeficiente de variación, respectivamente. Además, se compararon y graficaron las concentraciones promedio obtenidas por este método contra los valores reportados en la literatura (Wasson y Richardson, 201; Wasson y Kallemeyn, 2002; Wasson et al., 2007; Gemelli et al., 2014). Estos resultados serán discutidos en la sección 4.4.3 *Cálculo de la composición química por fluorescencia de rayos X a partir de curvas de calibración*.

La concentración promedio de cada estándar, así como la desviación estándar y el coeficiente de variación de cada elemento, se presentan en la Tabla 3.5.

Tabla 3.5 Composición obtenida a partir de FRX por curvas de calibración para los estándares Campo del Cielo, Gibeon y Sikhote Alin. Valores de referencia tomados de ¹Wasson y Richardson (2001), ²Wasson y Kallemeyn (2002), ³Wasson et al. (2007) y ⁴Gemelli et al. (2014).

	Campo del Cielo				Gibeon			
	Ref. ^{2,4}	Promedio (n=3)	s	%C_v	Ref. ^{1,4}	Promedio (n=3)	s	%C_v
P (wt. %)	0.112	0.093	0.039	41.3	0.016	0.076	0.045	59.5
S (wt. %)	0.013	0.009	0.005	49.8	0.095	0.012	0.004	36.2
Fe (wt. %)	92.7	93.9	0.12	0.2	91.8	85.3	0.5	0.6
Co (wt. %)	0.32	0.34	0.005	1.4	0.25	0.29	0.005	1.7
Ni (wt. %)	6.6	5.9	0.06	1.0	7.8	6.9	0.04	0.6
Cu (ppm)	50	140	90	66.8	161	130	70	57.9
Ge (ppm)	394	320	20	5.1	0.111	30	60	173.2
	Sikhote Alin							
	Ref. ^{3,4}	Promedio (n=11)	s	%C_v				
P (wt. %)	0.184	0.184	0.117	63.7				
S (wt. %)	0.031	0.010	0.005	48.3				
Fe (wt. %)	93.2	94.5	0.7	0.8				
Co (wt. %)	0.37	0.37	0.01	3.5				
Ni (wt. %)	5.8	5.1	0.07	1.4				
Cu (ppm)	190	70	80	122.2				
Ge (ppm)	158	60	60	101.6				

CAPÍTULO 4: DISCUSIÓN

4. Discusión

4.1 Clasificación textural y descripción general

La clasificación textural de las meteoritas metálicas puede determinarse con base en el ancho de banda de la kamacita de la muestra, como se observa en la Tabla 1.2. De acuerdo con Buchwald (1975), una meteorita metálica cuyo ancho de banda de la kamacita se encuentra entre 1.3 y 3.3 mm se clasifica como una octaedrita gruesa (Og). Por lo tanto, siendo el ancho de banda promedio de la muestra estudiada de 2.34 ± 0.01 mm, la meteorita de este estudio se clasifica como una octaedrita gruesa. Esta clasificación textural difiere de la de la meteorita Descubridora, la cual está clasificada como una octaedrita media (0.5 a 1.3 mm) con un ancho de banda de 1.05 ± 0.15 mm (Buchwald, 1975).

Con las imágenes por electrones retrodispersados obtenidas con EPMA se observó la presencia de schreibersita, rhabditas y plessitas tipo peine y degenerada. La identificación se hizo a partir de los siguientes criterios:

- Schreibersita y rhabditas: contenido de P y Ni mayor al 15 y 30 wt. %, respectivamente, obtenido por análisis EDS semicuantitativos, haciendo distinción entre ambos por su hábito, tamaño y ubicación. De acuerdo con Reed (1965) y Buchwald (1975), la schreibersita puede llegar a medir algunos milímetros y se encuentra en la interfaz de kamacita-taenita; mientras que las rhabditas son granos generalmente menores a $25 \mu\text{m}$, con hábito prismático o laminar que precipitan dentro de la kamacita. Aunque la schreibersita es uno de los minerales más comunes en casi todas las meteoritas metálicas, la presencia de rhabditas suele ser abundante principalmente en hexaedritas y octaedritas gruesas y poco común en meteoritas metálicas ricas en Ni (Reed, 1965).
- Plessita degenerada: de acuerdo con Buchwald (1975; Figura 1.4) este tipo de plessita es un desarrollo imperfecto particularmente de plessita tipo peine, red y celular.
- Plessita tipo peine: se identificó a partir de la descripción hecha por Buchwald (1975; Figura 1.5) donde menciona que este tipo de plessita tiene una estructura de *ribs* de taenita irradiando hacia dentro del cristal y orientadas con el patrón de Widmstätten.

De acuerdo con Buchwald (1975), Descubridora presenta campos de plessita tipo peine y en malla en aproximadamente el 40 % de su superficie, schreibersita como precipitados intergranulares en los límites de la kamacita de 20 a $50 \mu\text{m}$ y como esferas irregulares de 5 a $40 \mu\text{m}$ dentro de la plessita, algunos prismas de rhabditas de 1 a $2 \mu\text{m}$ en la matriz y troilita en forma de nódulos e inclusiones rómbicas. Estas características difieren con las observadas

en la muestra ya que los campos plessíticos no son abundantes, el tamaño de la schreibersita y de las rhabditas difiere totalmente y no se observan ni nódulos ni inclusiones de troilita.

4.2 Grado de fracturamiento

Se observó que la muestra estudiada contiene principalmente grietas superficiales poco profundas. Sin embargo, presenta una grieta que fractura a la muestra hasta dos terceras partes de su extensión. De acuerdo con Mason (1978), el grado de fracturamiento A se asigna cuando la muestra presenta principalmente grietas superficiales que no penetran por completo, mientras que el grado B se asigna cuando hay presencia de muchas grietas que podrían estar fracturando a la muestra. Por lo tanto, se considera que el grado de fracturamiento de la muestra estudiada es A/B.

4.3 Grado de intemperismo

A partir del cálculo del porcentaje de la superficie alterada de la meteorita estudiada, mediante el método de Ikeda y Kojima (1991), se obtuvo que aproximadamente un 30 % de ésta se encuentra intemperizada. Además, se identificó la presencia de minerales de intemperismo como carbonatos, goethita, hematita, lepidocrocita y magnetita en varias zonas de la superficie y dentro de las grietas de la muestra estudiada.

Las descripciones proporcionadas por Mason (1978) carecen de un porcentaje de alteración para poder asignar un grado de intemperismo a partir de este dato. Sin embargo, se puede hacer una analogía con la escala de intemperismo propuesta por Wlotzka (1993) para condritas ordinarias. Wlotzka (1993) clasifica a una condrita con una oxidación moderada (grado W2 en su escala) cuando sus minerales metálicos se encuentran alterados entre el 20 y 60 %. Por lo tanto, si el grado B corresponde a una oxidación moderada donde se observan manchas de oxidación dentro de las fracturas (Mason, 1978), se considera que la meteorita estudiada presenta un grado de intemperismo B.

La magnetita, además de ser un mineral secundario debido al intemperismo terrestre para las meteoritas metálicas, es el principal componente de la corteza de fusión (Buchwald, 1975; Rubin 1997; Norton y Chitwood, 2008). Por consiguiente, a pesar de que la muestra estudiada presenta una oxidación moderada, aquellas zonas donde la textura de la magnetita identificada asemeja a una cobertura podrían ser el remanente de su corteza de fusión.

4.4 Validación de los estándares y métodos empleados

Para validar el uso de las meteoritas metálicas empleadas como estándares, así como los métodos usados en este estudio, se calculó la exactitud y precisión tanto de los análisis hechos a los estándares por WDS, como de las concentraciones calculadas para ellos a partir de las intensidades obtenidas por FRX por ambos métodos (calibración con una matriz similar y

por curvas de calibración).

La exactitud se obtuvo a partir de una bondad de ajuste de chi cuadrada (χ^2 , Mendenhall, 2008) para más de dos categorías con un nivel de significancia del 5 % con el programa STATISTICA (StatSoft Inc., 2011). La hipótesis nula fue que las medias de las concentraciones obtenidas por el método, respectivamente, no son diferentes a los valores reportados en la literatura.

La precisión se obtuvo mediante la desviación estándar porcentual, o coeficiente de variación (C_v , Christian, 2009), de cada elemento con la ecuación:

$$C_v = 100 \times s/\bar{x}$$

donde s es la desviación estándar y \bar{x} es la concentración promedio para cada elemento.

4.4.1 Validación de los estándares

A falta de materiales certificados que pudiera usarse como estándares para una meteorita metálica, se ocuparon en su lugar las meteoritas metálicas Campo del Cielo, Gibeon y Sikhote Alin, cuyas composiciones son conocidas y se encuentran reportadas en la literatura (Wasson y Richardson, 2001; Wasson y Kallemeyn, 2002; Wasson et al., 2007; Gemelli et al., 2014). Para validar su uso como estándares en los métodos empleados en este estudio, se calculó la exactitud y precisión de los análisis químicos obtenidos por WDS de estas meteoritas.

La exactitud se obtuvo a partir de una bondad de ajuste de χ^2 , donde las χ^2 calculadas para Campo del Cielo, Gibeon y Sikhote Alin fueron 0.225, 1.517 y 0.187, respectivamente. Como los valores de las χ^2 de tablas ($\chi^2_{0.05,7} = 14.067$ para Campo del Cielo y Sikhote Alin, $\chi^2_{0.05,6} = 12.592$ para Gibeon, sin tomar en cuenta el Ge; Zar, 2010) son mayores a los valores calculados, así como el valor p es mayor a 0.05 en los tres casos, la hipótesis nula no se rechaza. Por lo tanto, las concentraciones obtenidas por WDS no son diferentes a los valores reportados en la literatura.

La precisión se obtuvo mediante el coeficiente de variación de cada elemento (ver Apéndice 2). En las tres meteoritas se observan coeficientes de variación menores al 1 % en el Fe. En Campo del Cielo y Gibeon el coeficiente de variación del Ni es menor al 3 %, mientras que para Sikhote Alin es del 5 %. Para el Co se tienen coeficientes de variación entre el 2 y 4 % en Campo del Cielo y Sikhote Alin y aproximadamente del 9 % para Gibeon. Los elementos menos abundantes (P, S, Cu, Ga y Ge) presentan coeficientes de variación mayores al 10 %, en los tres casos, que puede deberse a su baja concentración (<0.5 wt. %).

4.4.2 Cálculo de la composición química por fluorescencia de rayos X a partir de calibrar con una matriz similar

En el primer método empleado para calcular la composición química se emplearon estándares cuyas matrices fuesen muy similares a la de la muestra estudiada, de manera que la absorción

de rayos X fuera similar y las correcciones de matriz no fueran significativas. Para esto, los materiales usados como estándares fueron las meteoritas metálicas Campo del Cielo y Sikhote Alin.

La exactitud y precisión del método se determinaron a partir de la concentración elemental calculada por este método para cada estándar.

Las χ^2 calculadas para Campo del Cielo y Sikhote Alin fueron de 0.179 y 0.151, respectivamente. Como los valores de χ^2 calculados son menores a los del valor de χ^2 de tablas ($\chi^2_{0.05,7} = 14.067$; Zar, 2010) y el valor p es mayor a 0.05 en los dos casos, la hipótesis nula no se rechaza. Por consiguiente, las concentraciones obtenidas por este método para ambos estándares no presentan diferencias significativas respecto a los valores reportados en la literatura.

En cuanto a la precisión (ver Tabla 3.3), los coeficientes de variación en ambos estándares para los elementos más abundantes (Fe, Co y Ni) se encuentra entre 0.5 y 3 %, siendo valores dentro del rango aceptable (<1-5 %) de acuerdo con Gemelli et al. (2014). Los coeficientes de variación altos (>10 %) se observaron generalmente en el P, S, Cu, Ga y Ge, con excepción del Ge en Campo del Cielo que es del 6 %. Estos coeficientes de variación altos podrían deberse a la baja concentración del elemento en la muestra (< 0.5 wt. %), impidiendo una buena reproducibilidad de la medición, o la sub o sobrestimación de la concentración, como en el caso del Ga, proveniente desde el análisis por WDS.

Además de obtener la exactitud y precisión, se realizó una comparación del promedio de las concentraciones obtenidas por el método contra lo reportado en la literatura (Wasson y Kallemeyn, 2002; Wasson et al., 2007; Gemelli et al., 2014; Figura 4.1). En el gráfico de comparación para Campo del Cielo (Figura 4.1a) se puede observar que los elementos que muestran mayor similitud con la literatura son el S, Fe, Co y Ni; mientras que en el gráfico de comparación para Sikhote Alin (Figura 4.1b) son el P, Fe, Co, Ni y Ga.

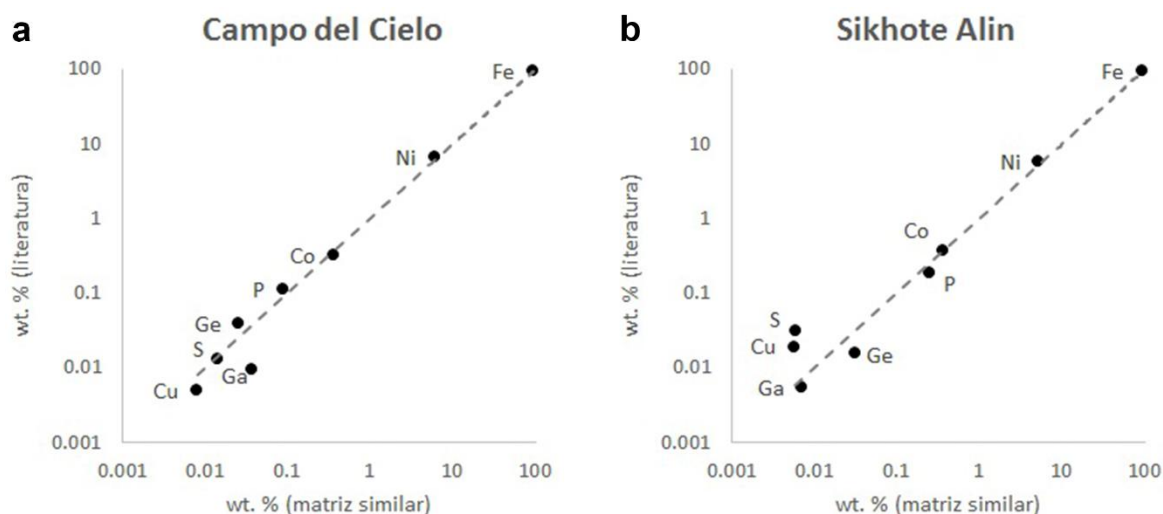


Figura 4.1 Gráfico de comparación entre las concentraciones promedio obtenidas por FRX a partir de una calibración con una matriz similar vs. los valores reportados en la literatura (ver Tabla 3.3). La línea punteada representa una relación 1:1.

Puesto que el método presenta una exactitud con un 95 % de confianza, una buena precisión para Fe, Co y Ni, una precisión aceptable para el Ge y resultados muy similares a los reportados en la literatura de los estándares, se considera que el método propuesto permite obtener resultados adecuados.

4.4.3 Cálculo de la composición química por fluorescencia de rayos X a partir de curvas de calibración

El segundo método empleado para calcular la composición química de la muestra estudiada fue el uso de curvas de calibración construidas a partir de diferentes concentraciones e intensidades de las tres meteoritas metálicas usadas como estándares.

Una medida que permite saber la precisión del ajuste es el coeficiente de determinación (R^2) que indica la fracción de la variación total en el eje y respecto al valor dado por el modelo de regresión. De manera general, $0.90 < r^2 < 0.95$ indica un ajuste aceptable, $0.95 < r^2 < 0.99$ indica un buen ajuste y $r^2 < 0.99$ indica un ajuste excelente (Christian, 2009). El ajuste en las curvas de calibración construidas para este estudio se puede considerar bueno ya que los coeficientes de determinación de éstas se encuentran entre 0.95 y 0.99 (Apéndice 2).

Para evaluar la exactitud y precisión se calculó la composición química de cada estándar usando las ecuaciones de recta obtenidas a partir de las curvas de calibración previamente elaboradas.

Las χ^2 calculadas de Campo del Cielo, Gibeon y Sikhote Alin fueron de 0.117, 1.808, 0.129, respectivamente. Como el valor de χ^2 de tablas ($\chi^2_{0.05,6}=12.592$; Zar, 2010) es mayor al de las χ^2 calculadas, así como el valor de p es mayor a 0.05 en los tres casos, no se rechaza la hipótesis nula. Por lo tanto, las concentraciones obtenidas a partir de curvas de calibración no son diferentes a los valores reportados en la literatura de los tres estándares.

En cuanto a la precisión (ver Tabla 3.5), las tres meteoritas estándares presentan coeficientes de variación entre 0.2 y 4 % para los elementos más abundantes (Fe, Ni y Co), que son valores dentro del intervalo aceptable (<1-5 %) de acuerdo con Gemelli et al. (2014). Con excepción del Ge en Campo del Cielo ($C_v=5.1$ %), los coeficientes de variación del P, S, Cu y Ge son mayores al 10 %. Esto podría deberse a la baja concentración de estos elementos en la muestra (< 0.5 wt. %).

Además de obtener los tres valores previamente mencionados (R^2 , χ^2 y C_v), se realizó una comparación del promedio de las concentraciones obtenidas por este método contra lo reportado en la literatura (Wasson y Richardson, 2001; Wasson y Kallemeyn, 2002; Wasson et al., 2007; Gemelli et al., 2014; Figura 4.2). En los tres gráficos de comparación de la Figura 4.2 se puede observar que principalmente los elementos más abundantes (Fe, Co y Ni) presentan valores muy similares a los reportados. Los elementos de menor concentración (P, S, Cu y Ge) se encuentran algo alejados de lo reportado en la literatura, menos en el gráfico de comparación de Campo del Cielo (Figura 4.2a) donde casi todos los valores son muy similares a la literatura.

Se considera que el método permite obtener buenos resultados dado que: R^2 indica un ajuste bueno en las curvas de calibración construidas, la exactitud obtenida es confiable en un 95 %, presenta buena precisión Fe, Co, Ni y Ge en Campo del Cielo y las concentraciones obtenidas presentan gran similitud con los valores de literatura de los tres estándares.

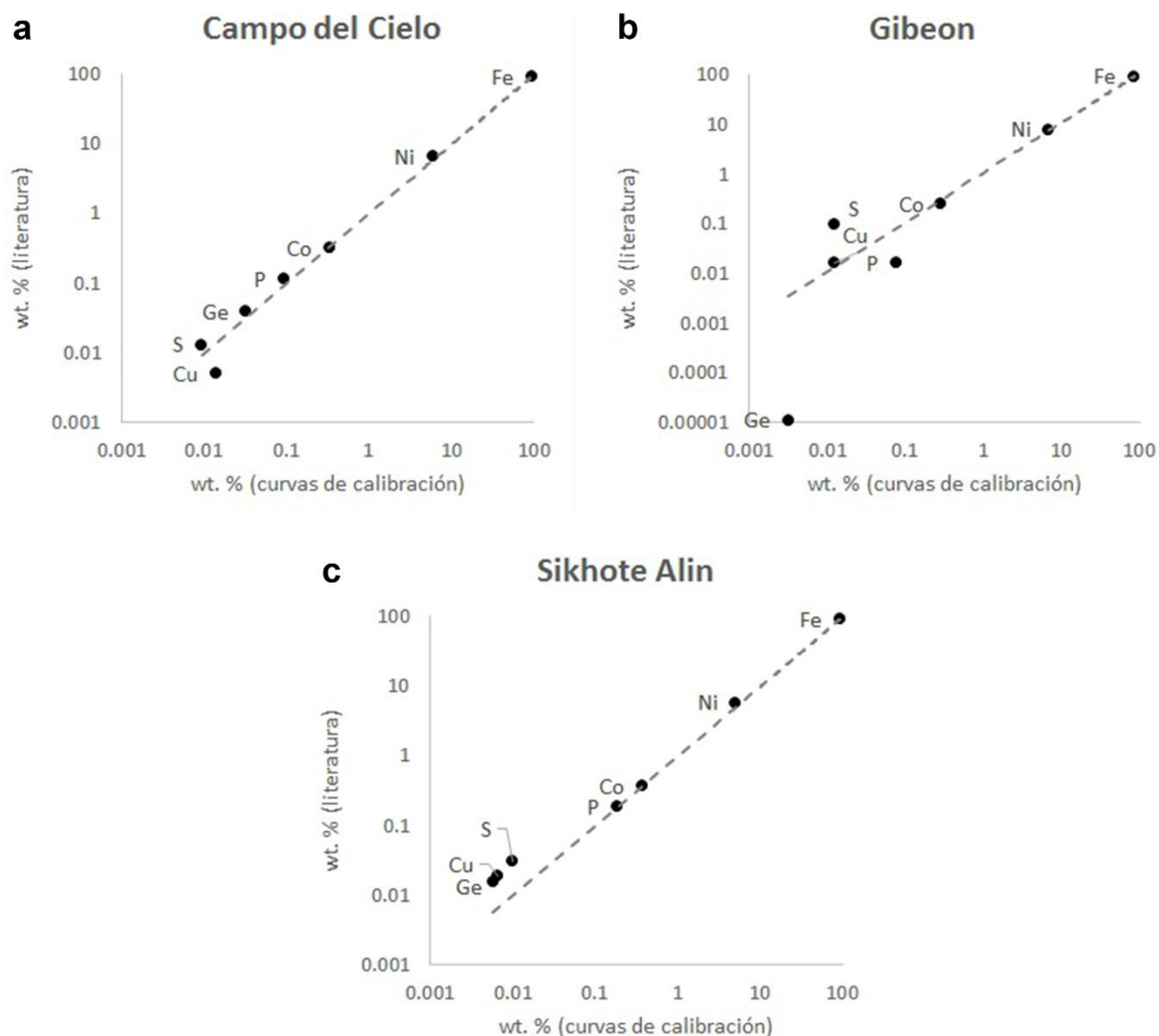


Figura 4.2 Gráfico de comparación entre las concentraciones promedio obtenidas por FRX a partir de curvas de calibración vs. los valores reportados en la literatura (ver Tabla 3.5). La línea punteada representa una relación 1:1.

4.5 Comparación de métodos

A partir de los dos métodos empleados en este estudio se obtuvo la concentración tanto de la muestra de estudio como de los estándares. Comparando la concentración promedio de Campo de Cielo y Sikhote Alin de un método contra el otro en un gráfico (Figura 4.3) se observa a simple vista una gran similitud entre los resultados obtenidos, principalmente para el Fe, Co y Ni.

Para confirmar que por ambos métodos se obtienen relativamente los mismos resultados, se realizaron pruebas t de Student para variables independientes con varianzas homogéneas y un nivel de confianza del 95 %. En estas pruebas se comparó la media de la concentración obtenida por cada método de cada elemento (P, S, Fe, Co, Ni, Cu y Ge), donde la hipótesis nula es que las medias son iguales.

Las t calculadas en estas pruebas fueron: P ($t = -0.951$; $p > 0.05$), S ($t = 1.383$; $p > 0.05$), Fe ($t = -1.686$; $p > 0.05$), Co ($t = -0.925$; $p > 0.05$), Ni ($t = -0.383$; $p > 0.05$), Cu ($t = 1.197$; $p > 0.05$) y Ge ($t = -0.447$; $p > 0.05$); siendo estos valores menores a las t de tablas ($t_{0.05(2).30} = 2.042$ para Co, Ni y Cu; $t_{0.05(2).24} = 2.064$ para P, S y Fe; $t_{0.05(2).10} = 2.228$ para Ge; Zar, 2010). Por lo tanto, no se rechaza la hipótesis nula y se confirma que no hay diferencias significativas en la concentración obtenida por cada método.

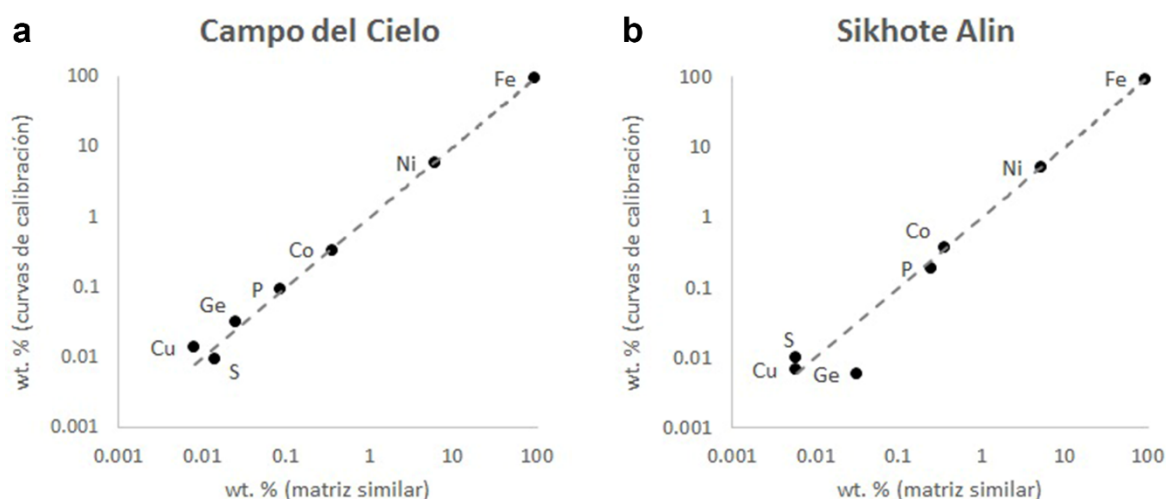


Figura 4.3 Gráfico de comparación entre las concentraciones promedio obtenidas por el método de calibración con una matriz similar vs. concentraciones promedio obtenidas por curvas de calibración. La línea punteada representa una relación 1:1.

Además, se realizaron diagramas de caja y bigotes (ver Apéndice 4) para ver la variación entre las concentraciones obtenidas por estos métodos. En estos diagramas se observa que el método de calibración a partir de una matriz similar presenta una variación menor en el S, Fe, Co y Cu (Figura 4.4).

Como la calibración con una matriz similar permitió obtener resultados confiables y con una menor variación que el uso de curvas de calibración, se empleó la composición química calculada por este método para la asignación del grupo químico de la meteorita de estudio.

4.6 Uso del equipo SANDRA y de la calibración a partir de una matriz similar

Uno de los objetivos de este trabajo fue el uso de técnicas no destructivas para caracterizar al ejemplar de estudio. Entre los dispositivos empleados para realizar esta caracterización se encuentra el equipo de FRX SANDRA (utilizado para el análisis puntual de una de las secciones pulidas), el cual no es usado en análisis de rutina para muestras como meteoritas y el método se encuentra aún en fase experimental. No obstante, a partir de los análisis

realizados con este equipo se pudo desarrollar una metodología para calcular la composición química de la meteorita metálica a través de una calibración con una matriz similar.

El uso del equipo SANDRA y el cálculo de la composición química por FRX a partir de calibrar con una matriz similar presentan características destacables: 1) es un método no destructivo, es decir, permite reutilizar el material para otros análisis, 2) la preparación necesaria para analizar la muestra es mínima (superficie plana y/o pulida), 3) el tamaño del spot del equipo SANDRA es 500 veces más grande (0.5 mm) que el de EPMA (1 μm), permitiendo una mejor reproducibilidad y un cálculo de la composición química promedio con menor variación, 4) se evitan las correcciones de matriz, 5) es una manera rápida y directa de calcular la concentración, 6) las concentraciones calculadas por este método son muy similares a las obtenidas con curvas de calibración y presentan una menor variación, 7) permite obtener la composición química de meteoritas metálicas y 8) permite asignar una clasificación química preliminar. Además, la técnica de FRX con el equipo SANDRA permite una rápida identificación o confirmación de meteoritas, como se demostró en el trabajo de Montoya Pérez (2016), y al ser un equipo portátil podría emplearse en el estudio de meteoritas pertenecientes a museos o colecciones privadas.

Existen otros trabajos donde se destacan varias de las características anteriormente mencionadas y el potencial de emplear equipos de FRX para el análisis no destructivo de meteoritas metálicas. Algunos ejemplos son los trabajos de Gemelli et al. (2014), donde evaluaron el desempeño de un equipo de FRX de mano analizando 15 meteoritas metálicas, y Comelli et al. (2016), donde determinaron la composición química de la daga de Tutankamón para apoyar la hipótesis del origen meteorítico del metal usado para su elaboración.

Las meteoritas son parte fundamental para conocer, proponer y enriquecer los diferentes modelos de formación planetaria. Sin embargo, las meteoritas son materiales escasos y de difícil obtención, comparables con los objetos arqueológicos, por lo que lo ideal es emplear técnicas no destructivas al momento de estudiarlas para así poder conservarlas y reutilizarlas en futuros análisis. El alcance que tiene el desarrollo de técnicas no destructivas se puede ver en su implementación en dispositivos como sondas o rovers para el análisis de las superficies de cuerpos como asteroides, satélites o planetas, presentando la ventaja de evitar la molienda del material como hace el rover Curiosity (Grotzinger et al., 2012)

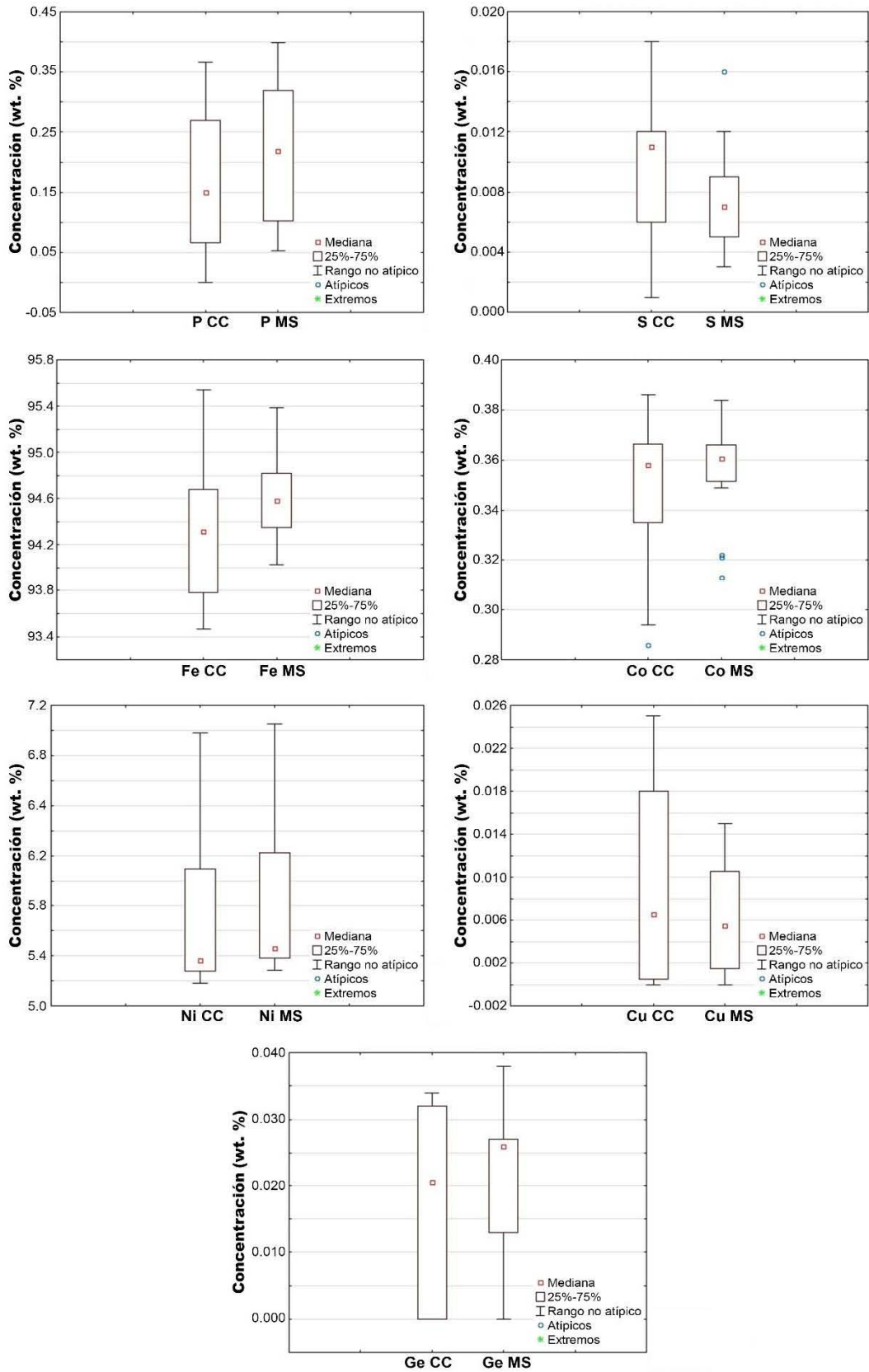


Figura 4.4 Diagramas de caja y bigotes de cada elemento donde se compara la variación entre las concentraciones obtenidas por cada método. CC: curvas de calibración. MS: matriz similar.

4.7 Clasificación química y composición química

Para asignar el grupo químico al que pertenece la muestra de estudio se tiene que conocer el contenido de Ni, Ga, Ge e Ir, ya que la clasificación química está en función de estos elementos (Wasson, 1974). No obstante, se puede hacer una delimitación previa del grupo químico al que pertenece la meteorita al conocer la clasificación textural. De acuerdo con Norton y Chitwood (2008) y Grady et al. (2014), los grupos químicos relacionados con las octaedritas gruesas, clasificación textural de la muestra de estudio, son: IAB, IC, IIE, IIIAB y IIIE. Esta relación entre la clasificación textural con la clasificación química permite asignar el grupo químico de manera más acertada.

En este trabajo se cuenta con dos composiciones químicas de la muestra de estudio: una obtenida a partir de WDS y otra por FRX a través de calibración con una matriz similar (Tabla 4.1). Sin embargo, la concentración de Ga se considera sobrestimada dado que los valores obtenidos por WDS para los estándares fueron mucho mayores (>100 ppm) a lo reportado en la literatura para cualquier clasificación química (Hutchison 2004; Grady et al., 2014). Por esta razón, la asignación del grupo químico se realizó a partir del Ni y Ge, que presentó una mejor exactitud y precisión. Hay que resaltar que la asignación del grupo químico no se debe hacer considerando solamente la concentración individual de cada elemento, sino a través de la relación que tiene el Ni con el Ga, Ge e Ir. Por lo tanto, al graficar las concentraciones obtenidas en el diagrama de Ni vs. Ge (Figura 4.5) se tiene que el grupo químico en el que cae la composición de la meteorita de este estudio, tanto por WDS como por FRX, es el IC.

Tabla 4.1 Composición química de la muestra de estudio (por WDS y FRX) y de la meteorita Descubridora. ¹Buchwald (1975).

Meteorita	P (wt. %)	Co (wt. %)	Ni (wt. %)	Ga (ppm)	Ge (ppm)
Muestra (WDS)	0.05	0.35	6.51	330	250
Muestra (FRX)	0.23	0.36	7.04	90	130
Descubridora ¹	0.15	0.52	7.89	20.1	39.9

El grupo IC se caracteriza por: tener concentraciones entre 6.1 a 7.0 wt. % de Ni y entre 85 a 250 ppm de Ge, estar conformado por ejemplares clasificados principalmente como octaedritas gruesas, presentar abundante cohenita, la ausencia de silicatos y haxonita y mostrar una correlación negativa del Ni con el Ga e Ir (Scott y Wasson, 1976; Hutchinson, 2004; Norton y Chitwood, 2008; Grady et al., 2014). Dado que la meteorita de este estudio es una octaedrita gruesa que no presenta silicatos y cuyo contenido de Ni y Ge se encuentra dentro del intervalo reportado para este grupo, se considera que su clasificación química es IC.

Esta clasificación química difiere del grupo IIIAB reportado para la meteorita Descubridora (Figura 4.5, Buchwald, 1975). Así mismo, se pueden observar diferencias significativas entre la composición química reportada para Descubridora con las composiciones de la muestra de estudio (Tabla 4.1), cuyas concentraciones no se encuentran dentro de los intervalos

reportados para el grupo IIIAB (0.491 a 0.558 wt. % Co, 7.57 a 10.19 wt. % Ni, 18 a 22.2 ppm Ga y 32.8 a 51 ppm Ge, Grady et al., 2014).

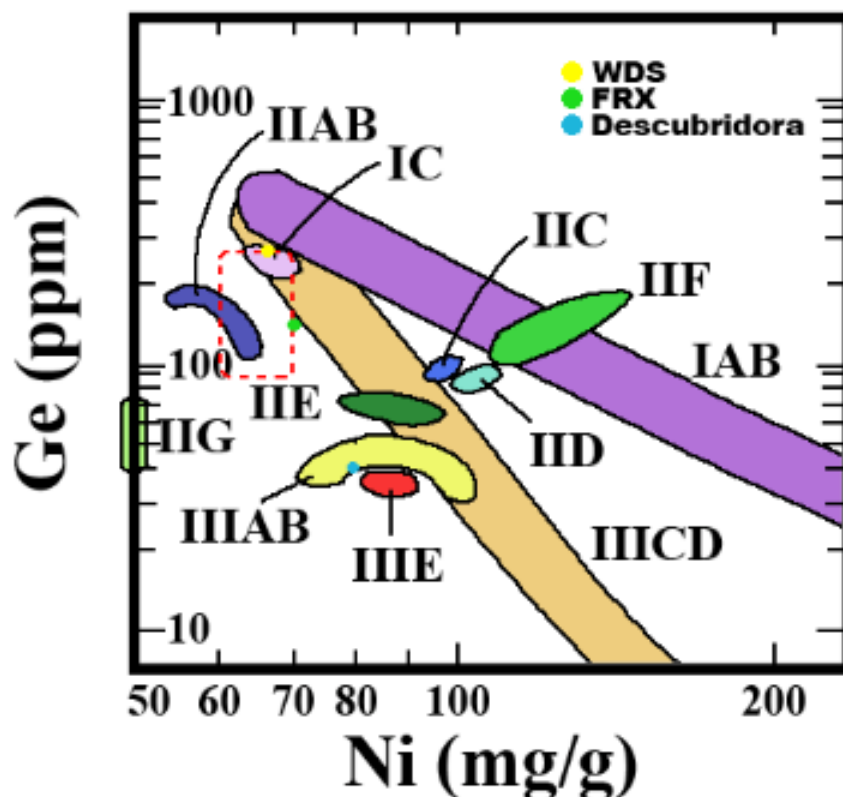


Figura 4.5 Acercamiento del gráfico Ge contra Ni donde se muestra el grupo químico de la meteorita estudiada al graficar la concentración de Ni y Ge (tanto por WDS como por FRX) y el de Descubridora al graficar las concentraciones de Ni y Ge reportadas en la literatura (Buchwald, 1975). El rectángulo rojo representa el intervalo de concentraciones de Ni y Ge reportados por Grady et al. (2014) para el grupo químico IC. Modificado de Wasson (1985).

Como la meteorita de este estudio presenta una clasificación textural, una clasificación química y características mineralógicas, texturales y químicas que difieren con las reportadas para la meteorita Descubridora, se considera que no hay relación entre la meteorita estudiada y los ejemplares de la lluvia de fragmentos de Descubridora.

Se recomienda realizar a futuro la clasificación química por Ga e Ir y la búsqueda de cohenita para reafirmar el grupo químico. Para esto se proponen dos alternativas: 1) caracterizar la muestra a través de la microsonda de iones desarrollada recientemente en el Instituto de Física de la UNAM (Mitrani Viggiano, 2017) o 2) analizar los estándares a través de un análisis instrumental por activación de neutrones (INAA) o por espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), que permita repetir la metodología descrita en la sección 3.3.2 *Cálculo de la composición química a partir de calibrar con una matriz similar* y poder calcular la concentración de estos elementos.

CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES

5. Conclusiones

A partir de los resultados obtenidos se concluye que:

- 1) La meteorita estudiada es una octaedrita gruesa ya que tiene un ancho de banda promedio de 2.34 ± 0.01 mm.
- 2) La meteorita presenta schreibersita entre los cristales de kamacita, rhabditas dentro de los cristales de kamacita y plessita tipo degenerada y peine.
- 3) La meteorita estudiada presenta varias grietas superficiales y una fractura que la atraviesa en dos terceras partes de su extensión, por lo que su grado de fracturamiento es A/B.
- 4) El grado de intemperismo de la meteorita es B ya que se identificaron minerales de intemperismo y aproximadamente el 30 % de su superficie se encuentra intemperizada.
- 5) A pesar de la falta de materiales de referencia certificados, el uso de las meteoritas Campo del Cielo, Gibeon y Sikhote Alin como estándares permitió obtener resultados confiables.
- 6) A partir de los análisis hechos con el equipo de FRX SANDRA se pudo desarrollar una metodología para calcular la composición química (para P, S, Fe, Co, Ni y Ge) de meteoritas metálicas.
- 7) El cálculo de la composición química por FRX a partir de calibrar con una matriz similar es un método no destructivo rápido que permite obtener resultados muy similares a los calculados con curvas de calibración y con una menor variación, haciéndolo un método confiable para el P, S, Fe, Co, Ni y Ge.
- 8) El equipo SANDRA puede ser empleado para calcular la composición química y asignar una clasificación química preliminar de una meteorita metálica con una preparación mínima de la muestra (superficie plana y/o pulida).
- 9) Las meteoritas son materiales escasos, de difícil obtención y de gran importancia para la ciencia, por lo que el desarrollo de técnicas no destructivas es lo ideal para conservar estas rocas aún después de ser estudiadas.
- 10) La clasificación química de la meteorita estudiada es IC ya que: su contenido de Ni (entre 6.51 y 7.04 wt. %) y Ge (entre 130 y 250 ppm) se encuentra dentro del intervalo reportado para este grupo químico (Grady et al., 2014), hay ausencia de silicatos, su clasificación textural está altamente relacionada con el grupo químico y presenta rhabditas que refuerzan la clasificación textural y, por lo tanto, la relación con el grupo químico.

Finalmente se concluye que la meteorita de estudio no se encuentra relacionada con las meteoritas Catorce, Charcas y Descubridora. Como se mencionó en los antecedentes, los ejemplares de la lluvia de Descubridora están clasificados como octaedritas medias del grupo químico IIIAB y con una composición de 7.89 % Ni, 0.52 % Co, 0.15 % P, 20.1 ppm Ga, 39.9 ppm Ge, 2.2 ppm Ir (Buchwald, 1975). Por lo tanto, como la meteorita de estudio presenta una clasificación textural, una clasificación química, una composición química y características mineralógicas y estructurales que difieren con los datos reportados en la literatura para los ejemplares de la lluvia de meteoritas de Descubridora, se debe reportar como un ejemplar nuevo, para el que se sugiere el nombre de Catorce b.

APÉNDICE 1

Tabla 1 Minerales presentes en las meteoritas metálicas. Modificado de Buchwald (1975) y Rubin (1997). La información de los minerales fue obtenida de la base de datos de minerales de Bathelmay (2004) disponible en línea en <http://webmineral.com/>. Las fases en negritas fueron identificadas en la meteorita de estudio.

Mineral	Fórmula química	Composición	Color	Hábito	Dureza	Brillo	Raya	Densidad (g/cm ³)	Sistema cristalino	Notas
<i>Aleaciones de Fe-Ni</i>										
Kamacita	$\alpha(\text{Fe,Ni})$	Fe 89.54 % Ni 10.46 %	Negro metálico/ gris metal	Masivo	4	Metálico	Gris	7.9	Cúbico (centrado en el cuerpo)	Ni < 6 wt. %
Martensita	$\alpha_2(\text{Fe,Ni})$	-	-	-	-	-	-	-	-	Fase metaestable.
Taenita	$\gamma(\text{Fe,Ni})$	Fe 79.19 % Ni 20.81 %	Blanco grisáceo/ blanco plateado	Masivo/ granular/ inclusiones de exsolución	5-5.5	Metálico	Gris claro	8.01	Cúbico (centrado en las caras)	Ni > 25 wt. %
Tetrataenita	Fe,Ni	Fe 48.76 % Ni 51.24 %	Blanco grisáceo/ blanco plateado	Masivo/ granular/ inclusiones de exsolución	3.5	Metálico	Gris	8.275	Tetragonal	Ni ~50 wt. % Se forma en los márgenes de la taenita parental, a temperaturas de ~300° C
<i>Carburos</i>										
Cohenita	$(\text{Fe,Ni,Co})_3\text{C}$	Fe 54.92 % Ni 9.66 % Co 28.86 % C 6.56 %	Blanco amarillento	-	5.5-6	Metálico	-	7.42	Ortorrómbico	
Haxonita	$(\text{Fe,Ni})_{23}\text{C}_6$	Fe 81.82 % Ni 12.90 % C 5.28 %	Blanco estaño	Cristales microscópicos	5.5-6	Metálico	-	7.7	Cúbico	
<i>Fases de C</i>										
Grafito	C	C 100.00 %	Negro metálico/ gris metal/ negro/gris oscuro	Tabular/ exfoliado	1.5-2	Submetálico	Negra	2.16	Hexagonal	
Diamante	C	C 100.00 %	Incoloro	Granular/ cristales euédricos	10	Adamantino	-	3.51	Cúbico	Por metamorfismo de impacto en meteoritas IAB

Mineral	Fórmula química	Composición	Color	Hábito	Dureza	Brillo	Raya	Densidad (g/cm ³)	Sistema cristalino	Notas
Lonsdaleíta	C	C 100.00 %	Negro pardo/ amarillo pardo	Cristales microscópicos	7-8	Adamantino	Amarilla parda	3.41	Hexagonal	Por metamorfismo de impacto en meteoritas IAB
<i>Nitruros</i>										
Carlsbergita	CrN	Cr 78.78 % N 21.22 %	Gris	Laminar/ cristales microscópicos	7	Metálico	-	5.9	Cúbico	
Roaldita	(Fe,Ni) ₄ N	Fe 89.18 % Ni 4.93 % N 5.89 %	Blanco estaño	-	5.5-6.5	Metálico	-	7.21	Cúbico	
<i>Fosfuros</i>										
Schreibersita	(Fe,Ni) ₃ P	Fe 62.63 % Ni 21.94 % P 15.44 %	Bronce/ marrón/ amarillo latón/ blanco plateado	-	6.5-7	Metálico	Gris oscuro	7.4	Tetragonal	Cuando presenta hábito prismático y mayor contenido de Ni (27-50 %) se conoce como rhabdita
<i>Fosfatos</i>										
Brianita	Na ₂ CaMg(PO ₄) ₂	Na 15.31 % Ca 13.35 % Mg 8.09 % P 20.63 % O 42.62 %	Incoloro	-	4-5	Vítreo	Blanca	3	Monoclínico	En inclusiones de silicatos en meteoritas IAB/IIICD
Buchwaldita	NaCaPO ₄	Na 14.55 % Ca 25.36 % P 19.60 % O 40.49 %	Blanco	-	2-3	-	Blanca	3.21	Ortorrómico	En nódulos de troilita en la meteorita Cape York
Clorapatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ Cl	Ca 38.48 % P 17.84 % Cl 6.81 % O 36.87 %	Blanco/ amarillo claro/ blanco rosado	Masivo	5	Vítreo- mate	Blanca	3.15	Hexagonal	Junto con el grafito en la meteorita Youndegin
Graftonita	(Fe,Mn,Ca) ₃ (PO ₄) ₂	Ca 3.42 % Mn 14.05 % Fe 28.56 % P 17.60 % O 36.37 %	Marrón/ rosa/ marrón oscuro/ marrón rojizo	Masivo/ laminar	5	Vítreo- graso	Rosa pálido	3.68	Monoclínico	Presente en meteoritas IIIAB

Mineral	Fórmula química	Composición	Color	Hábito	Dureza	Brillo	Raya	Densidad (g/cm ³)	Sistema cristalino	Notas
Johnsomervilleita	Na ₂ Ca(Mg,Fe,Mn) ₇ (PO ₄) ₆	Na 3.37 % Ca 4.61 % Mg 7.89 % Mn 4.03 % Fe 20.46 % P 19.45 % O 40.19 %	Marrón oscuro/ gris negruzco	Coloforme/ dendrítico/ granular	4.5	Vítreo	Marrón claro	3.35	Trigonal	Presente en meteoritas IIIAB
Maricita	NaFePO ₄	Na 13.23 % Fe 32.13 % P 17.82 % O 36.82 %	Incoloro/ gris/ blanco grisáceo/ marrón claro	-	4-4.5	Vítreo	Blanca	3.66	Ortorrómico	En inclusiones en la meteorita HOW 88403
Panethita	(Ca,Na,K) ₂ (Mg,Fe,Mn) ₂ (PO ₄) ₂	K 2.42 % Na 8.54 % Ca 7.44 % Mg 9.03 % Mn 3.40 % Fe 10.37 % P 19.18 % O 39.62 %	Amarillo pardo	Granular	-	Vítreo	-	2.95	Monoclínico	En inclusiones de silicatos en meteoritas IAB/IIICD
Sarcópsido	(Fe,Mg,Mn) ₃ (PO ₄) ₂	Mg 2.16 % Mn 4.87 % Fe 39.63 % P 17.40 % O 35.95 %	Rojo/ azul violáceo/ verde/ marrón rojizo	Fibroso	4	Sedoso	Blanca	3.68	Monoclínico	Presente en meteoritas IIIAB
Whitlockita	Ca ₉ (Mg,Fe)(PO ₄) ₆ (PO ₃ OH)	Ca 33.66 % Mg 1.59 % Fe 2.61 % P 20.24 % H 0.09 % O 41.81 %	Incoloro/ gris/ blanco grisáceo/ amarillento/ blanco	Tabular/ cristales romboédricos	5	Vítreo-resinoso	Blanca	3.13	Trigonal	En inclusiones de silicatos en meteoritas IAB/IIICD
<i>Sulfuros</i>										
Alabandina ferromagnesiana	(Mn,Fe)S		Negro/ gris plomo/ gris pardo	Granular/ masivo	3.5-4	Submetálica	Verde oscuro	3.99	Cúbico	
Brezinaita	Cr ₃ S ₄	Cr 54.88 % S 45.12 %	Gris pardo/ gris	-	3.5-4.5	Metálico-mate	-	4.12	Monoclínico	
Calcopirita	CuFeS ₂	Fe 30.43 % Cu 34.63 % S 34.94 %	Amarillo latón/ amarillo miel	Cristales euhedrales/ drusa/ estriado	3.5	Metálico	Negra verdosa	4.19	Tetragonal	

Mineral	Fórmula química	Composición	Color	Hábito	Dureza	Brillo	Raya	Densidad (g/cm ³)	Sistema cristalino	Notas
Daubreilita	FeCr ₂ S ₄	Cr 36.10 % Fe 19.38 % S 44.52 %	Negro	-	4.5-5	Metálico	Negra marrón	3.81	Cúbico	
Djerfisherita	K ₆ Na(Fe,Cu,Ni) ₂₅ S ₂₆ Cl	K 0.38 % Na 0.92 % Fe 42.43 % Cu 10.16 % Ni 2.35 % S 33.34 % Cl 1.42 %	Marrón bronce/ marrón verdoso/ verde olivo	Granular	3.5	Submetálico	-	-	Cúbico	
Esfalerita	(Zn,Fe)S	Zn 64.06 % Fe 2.88 % S 33.06 %	Marrón/ amarillo/ rojo/ verde/ negro	Granular/ coloforme/ Cristales euhedrales	3.5-4	Resinoso- graso	Blanca parda	4.05	Cúbico	
Mackinawita	(Fe,Ni)S _{0.9}	Fe 49.04 % Ni 17.18 % S 33.79 %	Bronce/ blanco grisáceo	Cristales microscópicos/ cristales anhedrales	2.5	Metálico	Negra	-	Tetragonal	
Pentlandita	(Fe,Ni) ₉ S ₈	Fe 32.56 % Ni 34.21 % S 33.23 %	Bronce/ marrón	Granular/ masivo	3.5-4	Metálico	Negra verdosa	4.8	Cúbico	
Troilita	FeS	Fe 63.53 % S 36.47 %	Marrón bronce/ gris marrón	Masivo/ tabular/ laminado	3.5-4	Metálico	Negra grisácea	4.61	Hexagonal	
<i>Óxidos</i>										
Cromita	FeCr ₂ O ₄	Cr 46.46 % Fe 24.95 % O 28.59 %	Negro/ negro pardo	Granular/ masivo/ en pepitas	5.5	Metálico	Marrón	4.79	Cúbico	
Ilmenita	FeTiO ₃	Ti 31.56 % Fe 36.81 % O 31.63 %	Negro metálico/ negro	Masivo/ tabular	5-5.5	Submetálico	Negra parda	4.72	Trigonal	En inclusiones de silicatos en meteoritas IIE
Rutilo	TiO ₂	Ti 59.94 % O 40.06 %	Rojo oscuro/ azulado/ amarillo pardo/ rojo marrón/ violeta	Acicular/ masivo/ prismático	6-6.5	Adamantino	Negra grisácea	4.25	Tetragonal	
<i>Silicatos</i>										
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	Na 8.30 % Ca 0.76 % Al 10.77 % Si 31.50 % O 48.66 %	Blanco/ gris/ gris verdoso/ verde azulado	En bloques/ granular/ estriado	7	Vítreo	Blanca	2.62	Triclínico	En inclusiones de silicatos en meteoritas IAB/IIICD

Mineral	Fórmula química	Composición	Color	Hábito	Dureza	Brillo	Raya	Densidad (g/cm ³)	Sistema cristalino	Notas
Augita	(Mg,Fe,Al,Ti)(Ca,Na)(Si,Al) ₂ O ₆	Na 0.97 % Ca 15.26 % Mg 9.26 % Ti 2.03 % Al 4.57 % Fe 4.73 % Si 22.58 % O 40.62 %	Marrón verdoso/ verde/ marrón claro/ marrón oscuro/ negro	Columnas/ granular/ masivo	5-6.5	Vítreo-resinoso	Gris verdoso	3.4	Monoclínico	En inclusiones de silicatos en meteoritas IIE
Clinoenstatita	Mg ₂ Si ₂ O ₆	Mg 24.21 % Si 27.98 % O 47.81 %	Blanco/ verde amarillento/ marrón/ blanco verdoso/ gris	Masivo/ laminado	5.5	Vítreo-perlado	Gris	3.2	Ortorrómbico	
Cristobalita	SiO ₂	Si 46.74 % O 53.26 %	Gris azulado/ gris/ marrón/ amarillo/ blanco	Cristalino/ esferoidal	6.5	Vítreo	Blanca	2.27	Tetragonal	Presente en la meteorita Carbo
Diópsido	CaMgSi ₂ O ₆	Ca 18.51 % Mg 11.22 % Si 25.94 % O 44.33 %	Azul/ marrón/ incoloro/ verde/ gris	En bloques/ granular/ prismático	6	Vítreo	Blanca verdosa	3.4	Monoclínico	En inclusiones de silicatos en meteoritas IAB/IIICD
Kosmochlor (Ureyita)	NaCrSi ₂ O ₆	Na 10.12 % Cr 22.89 % Si 24.73 % O 42.26 %	Verde esmeralda	-	6-7	Vítreo	Verde claro	3.6	Monoclínico	
Krinovita	NaMg ₂ CrSi ₃ O ₁₀	Na 6.25 % Mg 13.21 % Cr 14.14 % Si 22.91 % O 43.49 %	Verde oscuro/ verde esmeralda	Cristales anhedrales	6-7	Sub-adamantino	Blanca verdosa	3.38	Triclínico	
Olivino	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄	Mg 25.37 % Fe 14.57 % Si 18.32 % O 41.74 %	Verde amarillento/ verde olivo/ negro verdoso/ marrón rojizo	Masivo	6.5-7	Vítreo	Blanca	3.32	Ortorrómbico	

Mineral	Fórmula química	Composición	Color	Hábito	Dureza	Brillo	Raya	Densidad (g/cm ³)	Sistema cristalino	Notas
Plagioclasa	(Na,Ca)(Si,Al) ₄ O ₈	Na 4.25 % Ca 7.40 % Al 9.96 % Si 31.12 % O 47.27 %	Blanco/ gris/ blanco azulado/ blanco rojizo/ blanco verdoso	Masivo	6-6.5	Vítreo	Blanca	2.68	Triclínico	
Richterita	Na(CaNa)(Mg,Fe) ₅ (Si ₈ O ₂₂)(OH) ₂	Na 5.22 % Ca 4.55 % Mg 8.27 % Fe 12.67 % Si 25.49 % H 0.23 % O 43.57 %	Azul/ marrón/ rojo marrón/ gris violáceo/ amarillo	Tabular	6	Vítreo	Blanca	3.09	Monoclínico	
Roedderita	(Na,K) ₂ (Mg,Fe) ₅ Si ₁₂ O ₃₀	K 1.89 % Na 3.34 % Mg 8.83 % Fe 6.76 % Si 32.66 % O 46.51 %	Verde azulado/ incoloro/ amarillo/ marrón rojizo	-	5-6	Vítreo	Blanca	2.6	Hexagonal	
Sanidina	(K,Na)(Al,Si) ₄ O ₈	K 10.69 % Na 2.10 % Al 9.84 % Si 30.72 % O 46.66 %	Incoloro/ blanco/ gris/ blanco amarillento/ blanco rojizo	En bloques/ prismático/ masivo	6	Vítreo- perlado	Blanca	2.52	Monoclínico	En inclusiones de silicatos en meteoritas IIE
Tridimita	SiO ₂	Si 46.74 % O 53.26 %	Incoloro/ blanco/ blanco amarillento/ gris	Laminado/ esférico	6.5-7	Vítreo	Blanca	2.3	Triclínico	En inclusiones de silicatos en meteoritas IIE. Se encuentra en las meteoritas São João Nepomuceno y Steinbach
Yagiita	(Na,K) ₃ Mg ₄ (Al,Mg) ₆ (Si,Al) ₂₄ O ₆₀	K 1.67 % Na 2.60 % Mg 7.93 % Al 9.48 % Si 30.32 % O 48.20 %	Incoloro	-	5-6	Vítreo	Blanca	2.7	Hexagonal	En inclusiones de silicatos en meteoritas IIE

Mineral	Fórmula química	Composición	Color	Hábito	Dureza	Brillo	Raya	Densidad (g/cm ³)	Sistema cristalino	Notas
<i>Otros</i>										
Cobre	Cu	Cu 100.00 %	Marrón/ rojo cobre/ rosa claro/ rojo	Arborescente/ nodular	2.5-3	Metálico	Rosácea	8.94	Cúbico	
Minerales de alteración terrestre										
<i>Óxidos e hidróxidos por oxidación de las aleaciones de Fe-Ni</i>										
Akaganeita	β -FeO(OH,Cl)	Fe 55.75 % Ni 3.08 % H 1.28 % Cl 6.05 % O 33.83 %	Marrón/ marrón oxidado	Masivo/ en polvo	-	Adamantino	Amarilla marrón	3	Monoclínico	
Bunsenita	NiO	Ni 78.58 % O 21.42 %	Verde- amarillo oscuro/ verde pistache	Cristales de buen tamaño	5.5	Adamantino	Negra marrón	6.6	Cúbico	
Goethita	α -FeO(OH)	Fe 62.85 % H 1.13 % O 36.01 %	Marrón/ marrón rojizo/ marrón amarillento/ amarillo pardo/ amarillo ocre	Acicular/ radial/ reniforme	5-5.5	Adamantino- sedoso	Marrón amarillenta	3.8	Ortorrómico	
Hematita	α -Fe ₂ O ₃	Fe 69.94 % O 30.06 %	Gris rojizo/ negro/ rojo negruzco	Tabular/ en bloques	6.5	Metálico	Marrón rojiza	5.3	Trigonal	
Hibbingita	γ -(Fe,Mg) ₂ (OH) ₃ Cl	Mg 6.66 % Fe 45.93 % H 1.66 % Cl 19.44 % O 26.32 %	Incoloro/ amarillo/ verde claro/ rojo	-	3.5	-	Blanca	3.5	Ortorrómico	
Lepidocrocita	γ -FeO(OH)	Fe 62.85 % H 1.13 % O 36.01 %	Rojizo/ marrón amarillento/ marrón negruzco	Fibroso/ en polvo/ escamoso	5	Submetálico	Amarilla- marrón oscura	4	Ortorrómico	
Maghemita	γ -Fe ₂ O ₃	Fe 69.94 % O 30.06 %	Marrón oscuro	Masivo/ granular	6	Metálico	Marrón	4.9	Cúbico	

Mineral	Fórmula química	Composición	Color	Hábito	Dureza	Brillo	Raya	Densidad (g/cm ³)	Sistema cristalino	Notas
Magnetita	Fe ₃ O ₄	Fe 72.36 % O 27.64 %	Negro grisáceo/ negro metal	Cristales de buen tamaño/ masivo/ granular	5.5-6	Metálico	Negra	5.15	Cúbico	
Trevorita	NiFe ₂ O ₄	Mg 0.42 % Al 0.12 % Fe 55.16 % Ni 16.71 % O 27.60 %	Negro	-	5	Metálico	Negra	5.165	Cúbico	
Zaratita	Ni ₃ (CO ₃)(OH) ₄ ·4H ₂ O	Ni 46.81 % H 3.22 % C 3.19 % O 46.79 %	Verde esmeralda	Mamilar/ masivo/ incrustaciones	3-3.5	Vítreo-graso	Verde claro	2.6	Cúbico	
<i>Fosfatos por descomposición de schreibersita</i>										
Apatita	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F,OH,Cl)	Ca 39.36 % P 18.25 % H 0.07 % Cl 2.32 % O 38.76 % F 1.24 %	Blanco/ amarillo/ verde/ rojo/ azul	Coloforme/ masivo	5	Vítreo	Blanca	3.19	Hexagonal	
Arupita	(Ni,Fe) ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	Mg 1.85 % Mn 12.56 % Fe 4.26 % Ni 13.42 % P 12.59 % H 3.28 % O 52.04 %	Azul/ turquesa	-	1.5-2	Mate	Azul clara	-	Monoclínico	
Cassidyita	Ca ₂ (Ni,Mg)(PO ₄) ₂ ·2H ₂ O	Ca 22.50 % Mg 1.71 % Ni 12.36 % P 17.39 % H 1.13 % O 44.91 %	Verde/ verde claro	-	3.5	Vítreo	-	3.1	Triclínico	
Collinsita	Ca ₂ (Mg,Fe)(PO ₄) ₂ ·2H ₂ O	Ca 23.69 % Mg 5.39 % Fe 4.13 % P 18.31 % H 1.19 % O 47.29 %	Incoloro/ blanco/ marrón claro	-	3-3.5	Sedoso	Blanca	2.95	Triclínico	

Mineral	Fórmula química	Composición	Color	Hábito	Dureza	Brillo	Raya	Densidad (g/cm ³)	Sistema cristalino	Notas
Lipscombite	(Fe,Mn)Fe ₂ (PO ₄) ₂ (OH) ₂	Mn 3.51 % Fe 39.25 % P 15.83 % H 0.52 % O 40.89 %	Verde gris/ verde olivo/ negro	-	-	-	-	3.66	Tetragonal	
Vivianite	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	Fe 33.40 % P 12.35 % H 3.22 % O 51.03 %	Incoloro/ verde/ azul/ verde oscuro/ verde oscuro azulado	Concrecionado/ divergente	1.5-2	Vítreo- perlado	Blanca azulada	2.65	Monoclínico	
<i>Sulfatos por descomposición de troilita</i>										
Honessite	Ni ₆ Fe ₂ SO ₄ (OH) ₁₆ ·4H ₂ O	Fe 12.35 % Ni 38.95 % H 2.68 % S 3.55 % O 42.47 %	Marrón/ verde/ amarillo verdoso/ amarillo	Masivo	1-1.5	Mate	Blanca marrón	-	Trigonal	
Jarosita	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	K 7.81 % Fe 33.45 % H 1.21 % S 12.81 % O 44.73 %	Marrón/ amarillo/ amarillo marrón/ amarillo claro	Cristales de buen tamaño/ fibroso/ masivo	2.5-3.5	Vítreo	Amarilla	3.09	Trigonal	
<i>Sulfuros</i>										
Bornite	Cu ₅ FeS ₄	Fe 11.13 % Cu 63.31 % S 25.56 %	Rojo cobre/ marrón bronce/ morado	Granular/ masivo/ reniforme	3	Metálico	Negra grisácea	5.09	Ortorrómico	
Calcopirita	CuFeS ₂	Fe 30.43 % Cu 34.63 % S 34.94 %	Amarillo latón/ amarillo miel	Cristales euhedrales/ drusa/ estriado	3.5	Metálico	Negra verdosa	4.19	Tetragonal	
Heazlewoodite	Ni ₃ S ₂	Ni 73.30 % S 26.70 %	Bronce claro/ amarillo latón	Diseminado/ masivo	4	Metálico	Bronce claro	5.82	Trigonal	
Isocubanite	CuFe ₂ S ₃	Fe 41.15 % Cu 23.41 % S 35.44 %	Bronce	-	3.5	Metálico	-	3.925	Cúbico	
Pentlandite	(Fe,Ni) ₉ S ₈	Fe 32.56 % Ni 34.21 % S 33.23 %	Bronce/ marrón	Granular/ masivo	3.5-4	Metálico	Negra verdosa	4.8	Cúbico	

Mineral	Fórmula química	Composición	Color	Hábito	Dureza	Brillo	Raya	Densidad (g/cm ³)	Sistema cristalino	Notas
<i>Carbonatos</i>										
Reevesita	Ni ₆ Fe ₂ (CO ₃)(OH) ₁₆ ·4H ₂ O	Fe 12.87 % Ni 40.57 % H 2.79 % C 1.38 % O 42.39 %	Verde amarillo/ amarillo claro	-	2	Perlado	-	2.84	Trigonal	
Siderita	FeCO ₃	Fe 48.20 % C 10.37 % O 41.43 %	Marrón amarillento/ marrón/ gris/ gris amarillento/ gris verdoso	Botroidal/ masivo/ tabular	3.5	Vítreo	Blanca	3.96	Trigonal	
<i>Por descomposición de cohenita y haxonita</i>										
Grafito	C	C 100.00 %	Negro metálico/ gris metal/ negro/ gris obscuro	Tabular/ exfoliado	1.5-2	Submetálico	Negro	2.16	Hexagonal	
Kamacita	α(Fe,Ni)	Fe 89.54 % Ni 10.46 %	Negro metálico/ gris metal	Masivo	4	Metálico	Gris	7.9	Cúbico	
<i>Otros</i>										
Azufre	S	S 100.00 %	Amarillo/ marrón amarillento/ gris amarillento/ rojizo/ verdoso	Masivo/ reniforme/ estalactítico	1.5-2.5	Resinoso	Blanca	2.06	Ortorrómbico	
Cobre	Cu	Cu 100.00 %	Marrón/ rojo cobre/ rosa claro/ rojo	Arborescente/ nodular	2.5-3	Metálico	Rosácea	8.94	Cúbico	
Ópalo	SiO ₂ ·nH ₂ O	Si 32.24 % H 3.47 % O 64.29 %	Blanco/ amarillo/ rojo/ marrón/ azul	Amorfo/ masivo/ reniforme	5.5-6	Vítreo-mate	Blanca	2.09	Amorfo	
Pecorafta	Ni ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	Si 14.77 % Ni 46.30 % H 1.06 % O 37.87 %	Verde obscuro	-	2.5	-	Verde claro	3.46	Monoclínico	

APÉNDICE 2

Composición química de las meteoritas Campo del Cielo, Gibeon y Sikhote Alin, obtenida por WDS mediante EPMA.

Campo del Cielo								
P	S	Fe	Co	Ni	Cu	Ga	Ge	Total
(wt. %)	(wt. %)	(wt. %)	(wt. %)	(wt. %)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(wt. %)
0.062	0.010	94.4	0.37	5.96	50	ND	150	100.9
0.106	0.020	94.0	0.36	6.22	80	190	180	100.7
0.056	ND	93.9	0.34	5.97	260	1010	350	100.4
0.075	0.010	94.1	0.36	6.05	130	400	230	Promedio
0.027	0.010	0.3	0.01	0.15	110	540	110	s
36.6	100.0	0.3	3.8	2.4	87.4	134.2	47.6	C_v

ND: no detectado. C_v: coeficiente de variación.

Gibeon								
P	S	Fe	Co	Ni	Cu	Ga	Ge	Total
(wt. %)	(wt. %)	(wt. %)	(wt. %)	(wt. %)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(wt. %)
0.076	ND	92.9	0.32	7.12	ND	ND	560	100.5
0.07	ND	93.3	0.31	7.03	ND	120	ND	100.7
0.005	ND	93.2	0.29	7.14	140	430	ND	100.7
0.063	0.006	93.9	0.32	7.08	70	310	ND	101.5
0.001	ND	93.9	0.36	6.80	ND	ND	120	101.1
0.043	0.001	93.5	0.32	7.03	40	170	140	Promedio
0.037	0.003	0.5	0.02	0.14	60	190	240	s
106.6	-	0.5	8.9	2.2	200.0	147.7	156.5	C_v

ND: no detectado. C_v: coeficiente de variación.

Sikhote Alin								
P	S	Fe	Co	Ni	Cu	Ga	Ge	Total
(wt. %)	(wt. %)	(wt. %)	(wt. %)	(wt. %)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(wt. %)
0.466	ND	93.5	0.37	5.66	160	ND	ND	100.0
0.033	0.001	94.5	0.38	5.13	ND	430	380	100.2
0.114	0.014	94.7	0.37	5.09	80	ND	530	100.3
0.13	0.012	93.5	0.36	5.03	ND	ND	ND	99.1
0.275	ND	94.3	0.37	5.40	110	ND	910	100.5
0.204	0.005	94.1	0.37	5.26	70	90	360	Promedio
0.171	0.007	0.6	0.01	0.26	70	190	380	s
83.8	129.4	0.6	2.5	5.0	100.0	223.6	105.6	C_v

ND: no detectado. C_v: coeficiente de variación.

APÉNDICE 3

Datos empleados para construir las curvas de calibración usadas en este estudio. Se reportan la pendiente e intersección con sus correspondientes desviaciones estándar, la desviación estándar de la regresión y el coeficiente de determinación.

P						
Estándar	y (# cuentas)	x (wt. %)	m (# cuentas/wt. %)	bs (# cuentas)	s _r	r ²
Campo del Cielo	26	0.056	156.351 ± 8.432	17.745 ± 1.292	1.499	0.994
	29	0.062				
	33	0.106				
Sikhote Alin	61	0.275				

S						
Estándar	y (# cuentas)	x (wt. %)	m (# cuentas/wt. %)	b (# cuentas)	s _r	r ²
Campo del Cielo	40	0.01	2362.025 ± 138.849	14.901 ± 1.458	1.380	0.993
Sikhote Alin	42	0.012				
	48	0.014				
	17	0.001				

Fe							
Estándar	y (# cuentas)	x (wt. %)	m (# cuentas/wt. %)	b (# cuentas)	s _r	r ²	
Campo del Cielo	732903	93.908	5070.744 ± 166.571	256587.253 ± 15662.093	182.881	0.996	
		732996					93.971
Sikhote Alin		730551					93.518
		731103					93.538
		735974					94.530
		736672					94.688

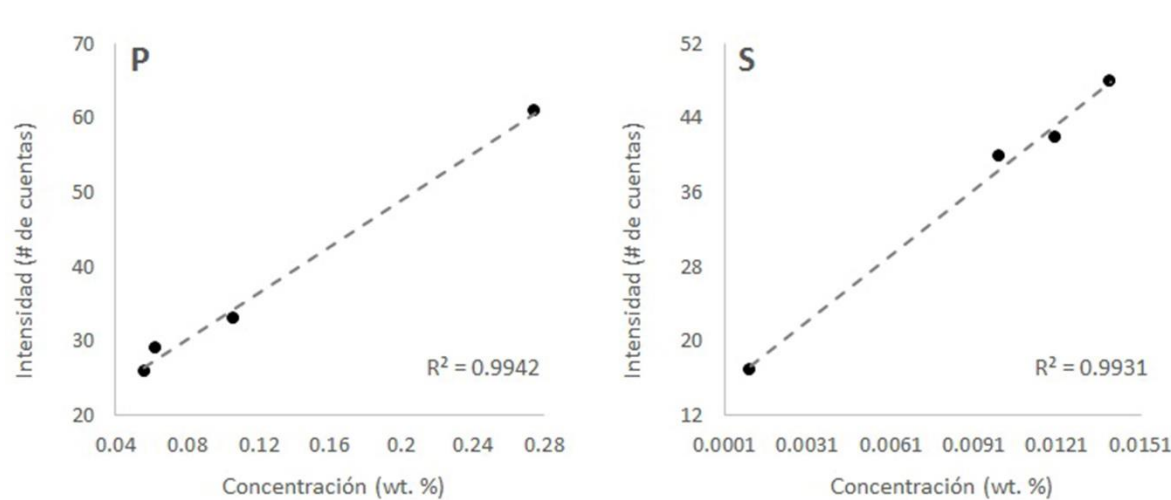
Co							
Estándar	y (# cuentas)	x (wt. %)	m (# cuentas/wt. %)	b (# cuentas)	s _r	r ²	
Campo del Cielo	8605	0.341	23791.945 ± 2277.544	627.674 ± 796.289	156.431	0.965	
Gibeon	7552	0.29					
Sikhote Alin		9178					0.356
		9431					0.363
		9206					0.369
	9543	0.372					

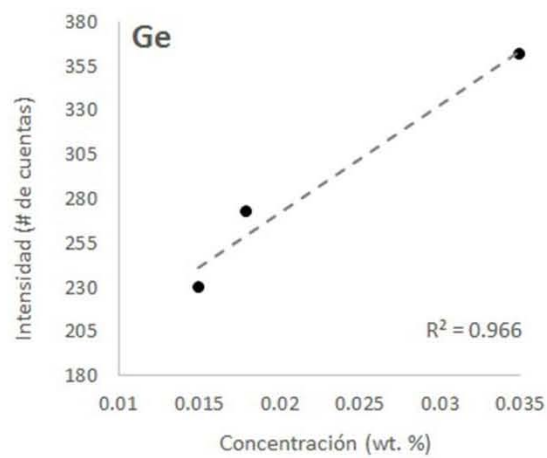
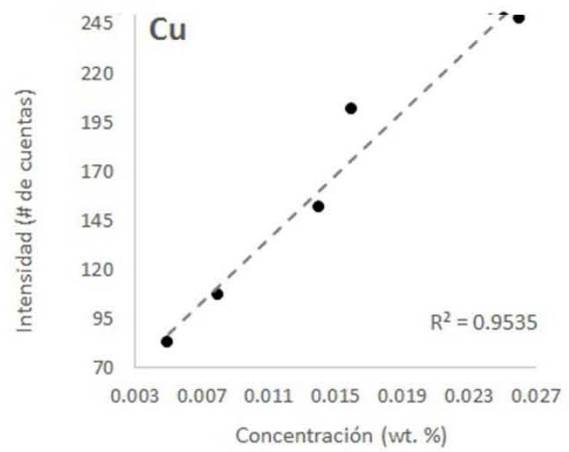
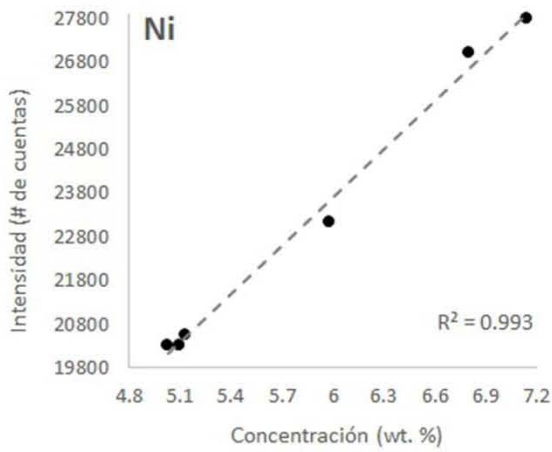
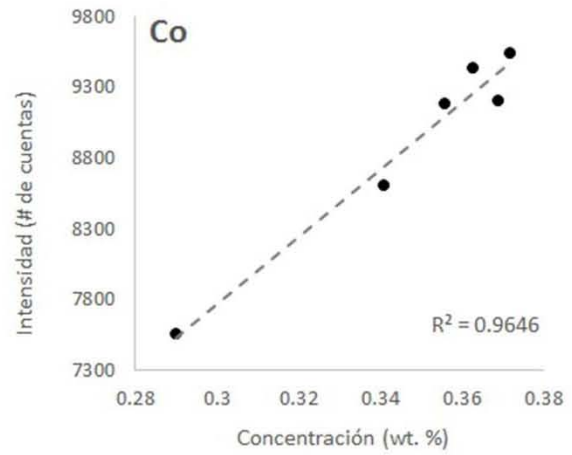
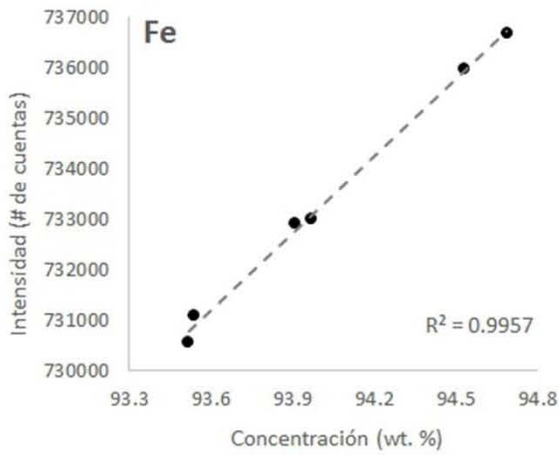
Ni						
Estándar	y (# cuentas)	x (wt. %)	m (# cuentas/wt. %)	b (# cuentas)	s _r	r ²
Campo del Cielo	23138	5.973	3875.615 ± 154.112	1654.069 ± 912.485	321.147	0.993
Gibeon	27014	6.8				
	27786	7.136				
Sikhote Alin	20335	5.027				
	20320	5.094				
	20555	5.127				

Cu						
Estándar	y (# cuentas)	x (wt. %)	m (# cuentas/wt. %)	b (# cuentas)	s _r	r ²
Campo del Cielo	83	0.005	8117.069 ± 1034.629	46.384 ± 16.142	16.836	0.954
	107	0.008				
	248	0.026				
Gibeon	152	0.014				
Sikhote Alin	202	0.016				

Ge						
Estándar	y (# cuentas)	x (wt. %)	m (# cuentas/wt. %)	b (# cuentas)	s _r	r ²
Campo de Cielo	230	0.015	6134.67 ± 1151.392	149.281 ± 27.999	17.563	0.966
	273	0.018				
	362	0.035				

Curvas de calibración





Glosario estadístico

- Bondad de ajuste de χ^2 : prueba estadística para determinar si un conjunto de datos se ajusta a una distribución teórica específica (Mendenhall et al., 2008):

$$\chi^2 = \frac{\sum(O_i - E_i)^2}{E_i}$$

donde O es la frecuencia observada y E es la frecuencia esperada.

- Coeficiente de variación (C_v): o desviación relativa estándar porcentual (%RSD), es la desviación estándar expresada como porcentaje de la media (Christian, 2009):

$$C_v = 100 \times s/\bar{x}$$

donde s es la desviación estándar y \bar{x} es la media.

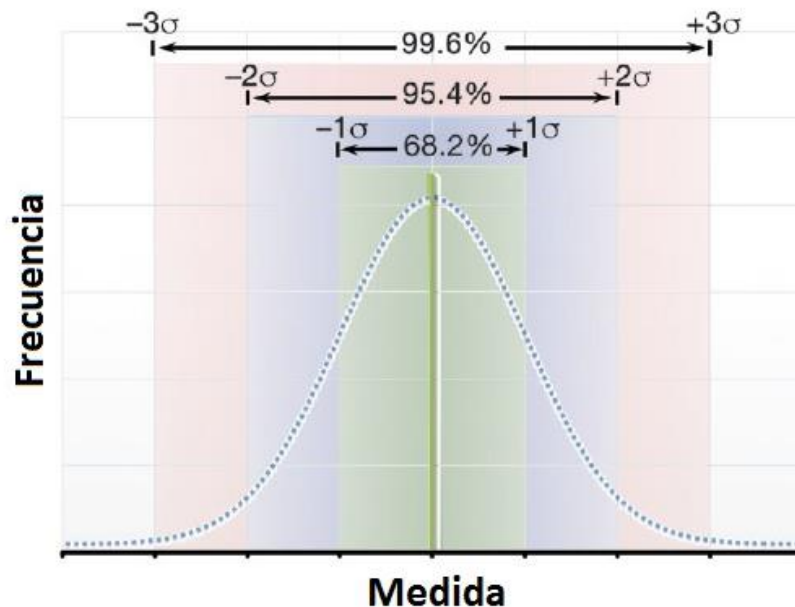


Figura 1 Dispersión en distribución normal. Modificada de Hull (2017).

- Desviación estándar (s): medida de dispersión de un conjunto de datos con respecto al valor promedio. Se define como la raíz cuadrada de la varianza (Mendenhall et al., 2008; Christian, 2009):

$$s = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{n - 1}}$$

donde x es la medición hecha, \bar{x} es la media de las mediciones hechas y n es el número de mediciones.

En una distribución normal, el 68 % de las mediciones caerán dentro de una desviación estándar ($\pm s$) de la media, 95 % de las mediciones caerán dentro de dos desviaciones estándar ($\pm 2s$) y más del 99 % dentro de tres desviaciones estándar ($\pm 3s$) (Figura 1; Hull, 2017).

- Diagrama de caja y bigotes: herramienta de análisis exploratorio de un conjunto de datos que permite ver la tendencia central, la dispersión y la simetría de los datos de estudio.

El diagrama de caja y bigotes divide los datos en cuatro cuartiles (Q) de igual frecuencia: dos de ellos representados por la caja central (Q2 y Q3) y los otros dos por los bigotes (Q1 y Q4). La caja encierra la mitad de los datos (del 25 al 75%), el rango intercuartil (R.I.), y a la mediana, valor medio que muestra la simetría del conjunto. Los bigotes representan la otra mitad de los datos (25% en cada bigote) y muestran el valor mínimo y máximo de la serie de datos.

Si existen datos que se encuentran lejos de la tendencia general (valores alejados 1.5 R.I. del cuartil más cercano) se les conoce como valores atípicos. Un valor atípico es extremo cuando está a más de 3 R.I. del cuartil más cercano (Figura 2, Llinás Solano y Rojas Álvarez, 2006).

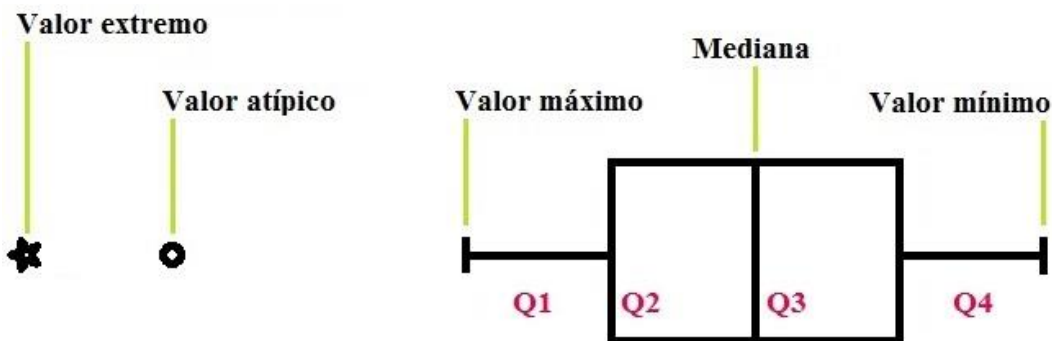


Figura 2 Diagrama de caja y bigotes.

- Exactitud: grado de concordancia entre el valor medido y el valor esperado (Figura 3; Christian, 2009).
- Precisión: grado de concordancia entre mediciones repetidas de la misma magnitud, es decir, es la reproducibilidad de un resultado (Figura 3; Christian, 2009).
- Prueba t de Student: prueba estadística para determinar si hay diferencia significativa entre dos poblaciones o entre los resultados obtenidos por dos métodos diferentes cuando el tamaño de la muestra es pequeño (Mendenhall et al., 2008; Christian, 2009):

$$t = \frac{\bar{x} - \mu}{s/\sqrt{n}}$$

donde \bar{x} es la media de la muestra, μ es el valor aceptado (de otras mediciones), s la desviación estándar y n es el número de mediciones.

- Valor p : probabilidad de observar una prueba estadística tan extrema o más que el valor medido, si la hipótesis nula es verdadera (Mendenhall et al., 2008).

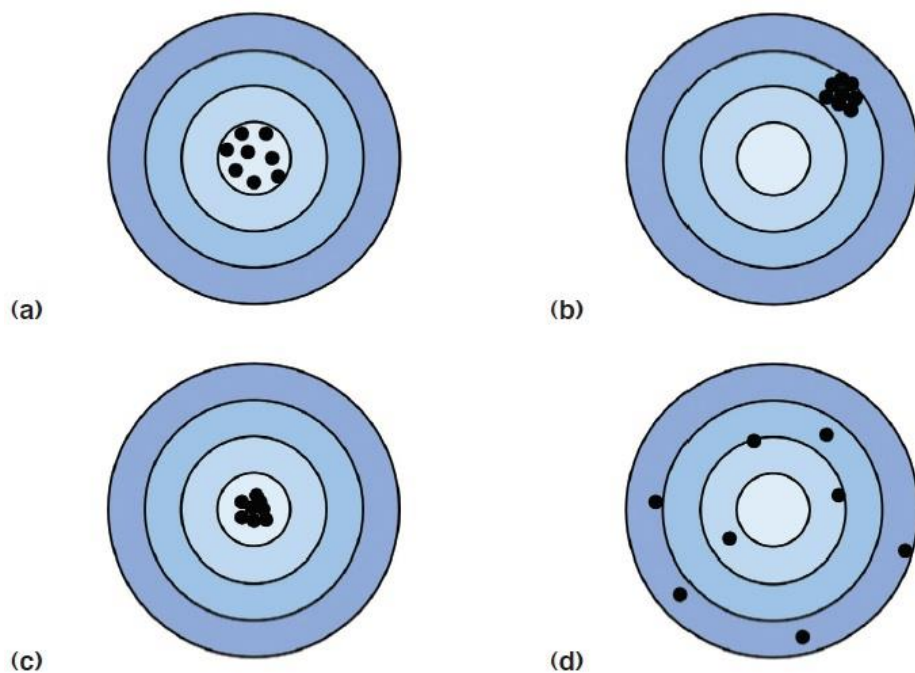


Figura 3 Representación de la exactitud y precisión en la medición: a) exacto, pero no preciso, b) preciso, pero no exacto, c) exacto y preciso y d) inexacto e impreciso. Tomado de Hull (2017).

REFERENCIAS

- Adar F. 2014. Raman spectra of metal oxides. *Spectroscopy*, 29, 1-4.
- Bathelmay D. 2004. Mineralogy database. 19 a 22 de abril del 2017 en línea en <http://webmineral.com>.
- Buchwald V. F. 1975. Handbook of iron meteorites: Their history, distribution, composition, and structure. Volumes 1, 2 & 3. Berkeley: University of California Press. pp. 49-55, 65-69, 87-100, 442-447, 1123-1124.
- Cervantes de la Cruz K. E. 2009. Estudio de los condros de las meteoritas condriticas mexicana Cuartaparte, Cosina, y Nuevo Mercurio: origen y evolución de dichas estructuras. Tesis de doctorado. Instituto de Geología, UNAM. Distrito Federal, México. pp. 37-38.
- Cervantes de la Cruz K. E., Ortega Gutiérrez F., Solé Viñas J., Segura Peralta A., Reyes Salas M. A., Ángeles García B. S., Macías Romo M. D. C. y Linares-López C. 2015. Experimental chondrules by melting samples of olivine, clays and carbon with a CO² laser. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(3), 401-412.
- Christian G. D. 2009. Química analítica, 6ta edición. México: McGrawHill Interamericana Editores. pp. 13, 102-107.
- Comelli D., D'orazio M., Folco L., El-Halwagy M., Frizzi T., Alberti R., Capogrosso V, Elnaggar A., Hassan H., Nevin A., Porcelli F., Rashed M. G. y Valentini G. 2016. The meteoritic origin of Tutankhamun's iron dagger blade. *Meteoritics & Planetary Science*, 51(7), 1301-1309.
- Dávalos Elizondo M. G. 2006. Una revisión sobre la naturaleza y el origen de las meteoritas metálicas y estudio preliminar de una meteorita metálica mexicana. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, Nuevo León, México.
- Del Castillo A. 1889. Catalogue descriptif des météorites (fers et pierres météoriques) du Mexique, avec l'indications des localités dans lesquelles ces météorites sont tombés ou ont été découverts. Imprinta de Léon Ouin. París.
- Del Castillo A., Becerril L. G. y Moreau E. 1893. Carte de los meteoritos de México o regiones de la Republica en que han caído fierros y piedras meteóricas. Biblioteca nacional de Francia, departamento de mapas y planes, GE D-22083 [recurso en línea] http://www.europeana.eu/portal/es/record/9200365/BibliographicResource_3000059511146.html

Gemelli M., D'Orazio M. y Folco L. 2014. Chemical analysis of iron meteorites using a hand-held X-ray fluorescence spectrometer. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 39(1), 55-69.

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

Grotzinger J. P., Crisp J., Vasavada A. R., Anderson R. C., Baker C. J., Barry R., Blake D. F., Conrad P., Edgett K. S., Ferdowski B., Gellert R., Gilbert J. B., Golombek M., Gómez-Elvira J., Hassler D. M., Jandura L., Litvack M., Mahaffy P., Maki J., Meyer M., Malin M.C., Mitrofanov I., Simmonds J.J., Vaniman D., Welch R. V. y Wiens R. C. 2012. Mars Science Laboratory mission and science investigation. *Space science reviews*, 170(1-4), 5-56.

Flores Gutiérrez D. y Urrutia Fucugauchi J. 2002. Hysteresis properties of chondritic meteorites: New results for chondrules from the Allende meteorite. *Geofísica Internacional*, 41(2), 179-188.

Günzler H. y Williams A. 2001. *Handbook of Analytical Techniques*. Alemania: WILEY-VCH Verlag GmbH. pp. 753-762.

Haack H. y McCoy T. J. 2007. Iron and Stony-iron Meteorites. En *Meteorites, Comets, and Planets: Treatise on Geochemistry* editado por Davis A. M. Italia: Elsevier. pp. 325-345.

Haro J. C. 1931. Las meteoritas mexicanas. Generalidades sobre meteoritas y catálogo descriptivo de las meteoritas mexicanas. Boletín Número 50. México: Instituto de Geología, UNAM.

Heide F. y Wlotzka F. 1995. *Meteorites*, traducido por Clarke Jr R. S. y Wlotzka F. Nueva York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. pp. 136-147.

Hernández Bernal M. D. S. y Solé J. 2010. Single chondrule K-Ar and Pb-Pb ages of Mexican ordinary chondrites as tracers of extended impact events. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1).

Hull M. W. 2017. Accuracy, Precision, and Confidence in X-ray Fluorescence for Positive Material Identification. *The NDT Technician*, 16(1), 1-6.

Hutchison R. 2004. *Meteorites: A petrologic, chemical and isotopic synthesis*. Nueva York: Cambridge University Press. pp. 5-7, 321-355, 397-418.

Ikeda Y. y Kojima H. 1991. Terrestrial alteration of Fe-Ni metals in Antarctic ordinary chondrites and the relationship to their terrestrial ages. *Antarctic Meteorite Research*, 4, 307.

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

Krot A. N., Keil K., Goodrich C. A., Scott E. R. D. y Weisberg M. K. 2005. Classification of Meteorites. En *Meteorites, Comets, and Planets: Treatise on Geochemistry* editado por Davis A. M. Italia: Elsevier. pp. 83-128.

Larkin P. J. 2011. IR and Raman spectroscopy. Principles and spectral interpretation. Estados Unidos de América: Ed. Elsevier. pp. 7-25.

Llinás Solano H. y Rojas Álvarez C. 2006. Estadística descriptiva y distribuciones de probabilidad. Colombia: Ediciones Uninorte. pp. 74-75.

Lozano Santa Cruz R. y Bernal Uruchurtu J. P. 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 329-344.

Mason B. 1978. *Antarctic Meteorite Newsletter*, 1(3), 1-38.

Media Cybernetics, Inc. 2006. Image Pro Plus, versión 6.0.0.260. <http://www.mediacy.com/imageproplus>

Mendenhall W., Beaver R. J. y Beaver B. M. 2008. Introducción a la probabilidad y estadística. México: International Thomson Editors. pp. 62, 346, 387-388, 596-597

Mitrani Viggiano A. 2017. Desarrollo e implementación de una microsonda de iones para caracterización de materiales. Tesis de Doctorado, Instituto de Física, UNAM, Ciudad Universitaria, Ciudad de México, México.

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

Morales Rodríguez L. 2012. La geología mexicana en el siglo XIX. Una revisión histórica de la obra de Antonio del Castillo, Santiago Ramírez y Mariano Bárcena. México: Secretaría de Cultura de Michoacán/Plaza y Valdés.

Norton O. R. y Chitwood L. A. 2008. *Field guide to meteors and meteorites*. Londres: Springer Science & Business Media. pp. 53-56, 78, 86, 149-165.

Ostrooumov M., y del Sol Hernández Bernal M. 2011. Mineralogical composition of the meteorite El Pozo (Mexico): A Raman, infrared and XRD study. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 83(1), 437-443.

OriginLab Corporation. 2007. Origin Pro, versión 8. [Software] <https://www.originlab.com/>

Reed S. J. B. 1965. Electron-probe microanalysis of schreibersite and rhabdite in iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 29(5), 513-534.

- Reisener R. J. y Goldstein J. I. 2003. Ordinary chondrite metallography: Part 2. Formation of zoned and unzoned metal particles in relatively unshocked H, L, and LL chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*, 38(11), 1679-1696.
- Reyes Salas A. M., Sánchez Rubio G., Altuzar Coello P., Ortega Gutiérrez F., Flores Gutiérrez D., Cervantes de la Cruz K., Reyes E. y Linares, C. 2010. Petrography and mineral chemistry of Escalón meteorite, an H4 chondrite, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1).
- Rousseau R. M., Willis J. P. y Duncan A. R. 1996. Practical XRF calibration procedures for major and trace elements. *X-Ray Spectrometry*, 25(4), 179-189.
- Rubin A. E. 1997. Mineralogy of meteorite groups. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(2), 231-247.
- Ruvalcaba Sil J. L., Ramírez Miranda D., Aguilar Melo V., y Picazo F. 2010. SANDRA: a portable XRF system for the study of Mexican cultural heritage. *X-Ray Spectrometry*, 39(5), 338-345.
- Sánchez Rubio G., Rubinovich Kogan R., Lozano Santa Cruz R., Medina Malagón S. y Flores Gutiérrez D. 2001. *Las Meteoritas de México*. Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México. pp. 1-2.
- Scott E. R. y Wasson J. T. 1975. Classification and properties of iron meteorites. *Reviews of Geophysics and Space physics*, 13(4), 527-546.
- Scott E. R. y Wasson J. T. 1976. Chemical classification of iron meteorites—VIII. Groups IC, IIE, IIIF and 97 other irons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(1), 103-115.
- Skoog D. A., West D. M., Holler J. F. y Crouch S. R. 2008. *Fundamentos de Química Analítica*, 8ta edición. Madrid: Ediciones Paraninfo, S.A. pp. 198-209.
- Spencer L. J. 1951. Reichenbach” and “Brezina” lamellae in meteoritic irons. *The Mineralogic Magazine*, 29(213), 545-556.
- StatSoft, Inc. 2011. STATISTICA (data analysis software system), version 10. [Software] www.statsoft.com.
- Thomsen V. 2007. Basic Fundamental Parameters in X-ray Fluorescence. *Spectroscopy - Springfield then Eugene then Duluth-*, 22(5), 46.
- Todd N. S. Antarctic Meteorite Classification Database. 18 de agosto 2017 en línea en: <https://curator.jsc.nasa.gov/antmet/classdb.cfm>.
- Van Espen P., Janssens K. y Nobels J. 1986. AXIL-PC, software for the analysis of complex X-ray spectra. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 1(1), 109-114.

Wasson J. T. 1974. *Meteorites: Classification and Properties*, editado por von Engelhardt W., Hahn T. T., y Aachen. Nueva York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg. pp. 11-35.

Wasson J. T. 1985. *Meteorites: Their Record of Early Solar System History*. Nueva York: W. H. Freeman. pp. 267.

Wasson J. T. y Richardson J. W. 2001. Fractionation trends among IVA iron meteorites: Contrasts with IIIAB trends. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(6), 951-970.

Wasson J. T. y Kallemeyn G. W. 2002. The IAB iron-meteorite complex: A group, five subgroups, numerous grouplets, closely related, mainly formed by crystal segregation in rapidly cooling melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(13), 2445-2473.

Wasson J. T., Huber H. y Malvin D. J. 2007. Formation of IIAB iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(3), 760-781.

Weisberg M. K., McCoy T. J. y Krot A. N. 2006. Systematics and evaluation of meteorite classification. *Meteorites and the early solar system II*, 19, 19-52.

Wlotzka F. 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*, 28 (3), 460.