



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

ESTUDIO PETROLÓGICO DE LOS CONDROS
DE LAS METEORITAS CONDRÍTICAS MEXICANAS
CUARTAPARTE, COSINA, Y NUEVO MERCURIO:
ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE DICHAS ESTRUCTURAS

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
**DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA)**
P R E S E N T A :
KARINA ELIZABETH CERVANTES DE LA CRUZ

JURADO EXAMINADOR:

- 1) DR. FERNANDO ORTEGA GUTIÉRREZ (DIRECTOR DE TESIS)
- 2) DRA. ADELA MARGARITA REYES SALAS (PRESIDENTE)
- 3) DR. JOSÉ JORGE ARANDA GÓMEZ (VOCAL)
- 4) DR. PETER SHAAF (SUPLENTE)
- 5) DRA. ANTÍGONA SEGURA PERALTA (SUPLENTE)



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A Dios.

A mi esposo Guillermo Montero.

Sendas diferentes

Tú eres un gran místico -le dijo uno de sus pupilos a Nasrudín-, y sin duda sabrás por qué los hombres siguen sendas diferentes a lo largo de su vida, en vez de seguir todos una única senda.

Sencillo -contestó el maestro-. Si todo el mundo siguiera la misma senda, todos acabaríamos en el mismo lugar; el mundo, perdido el equilibrio, se inclinaría, y todos nos caeríamos al océano.

El mundo de Nasrudín: Cuentos sufíes de Idries Shah

ÍNDICE

	Página
1 METEORÍTICA	
1.1 <u>Introducción</u>	1
1.2 <u>Desarrollo de la colección de Meteoritas Mexicanas</u>	2
1.3 <u>Objetivos de la tesis</u>	3
2 ESQUEMAS PRINCIPALES DE CLASIFICACIÓN DE METEORITAS	5
2.1 <u>Breve historia de las clasificaciones</u>	5
2.1.1 <u>Clasificación general de las meteoritas según su origen y evolución</u>	6
2.1.1.1 Meteoritas sin diferenciar	8
2.1.1.1.1 <i>Condritas</i>	8
2.1.1.1.2 <i>Constituyentes de las condritas e importancia</i>	10
2.2 <u>Procesos secundarios en condritas ordinarias</u>	11
2.2.1 <u>Metamorfismo termal</u>	11
2.2.1.1 Origen del metamorfismo termal	17
2.2.1.1.1 <i>Inducción eléctrica del viento solar T-Tauri</i>	17
2.2.1.1.2 <i>Modelo de calentamiento termal por el decaimiento del ²⁶Al</i>	18
2.2.2 <u>Metamorfismo por impacto</u>	20
2.3 <u>Tipos texturales primarios de los condros</u>	22
2.3.1 <u>Clasificaciones químico- mineralógicas de los condros</u>	22
2.3.2 <u>Clasificaciones mineralógicas de los condros</u>	23
2.4 <u>Conclusiones del capítulo</u>	24
3 TEORÍAS PRINCIPALES SOBRE LA FORMACIÓN DE CONDROS EN EL SISTEMA SOLAR	25
3.1 <u>Origen de los condros</u>	26
3.2 <u>Modelos principales de formación de condros</u>	26
3.2.1 <u>Rayos nebulares</u>	27
3.2.1.1 Argumentos a favor	28
3.2.1.2 Argumentos en contra	28
3.2.2 <u>Ráfagas</u>	29
3.2.2.1 Argumentos a favor	29
3.2.2.2 Argumentos en contra	30
3.2.3 <u>Ondas de choque nebulares</u>	31
3.2.3.1 Argumentos a favor	31
3.2.3.2 Argumentos en contra	32
3.3 <u>Conclusiones del capítulo</u>	33
4 METODOLOGÍA PARA EL ESTUDIO DE LAS METEORITAS	34
4.1 <u>Clasificación del tipo petrológico de condritas ordinarias</u>	34
4.2 <u>Métodos petrográficos para la descripción de condros</u>	35
4.3 <u>Análisis estadísticos para la descripción de los tamaños de condros</u>	35
4.4 <u>Cálculo de porosidad</u>	37
4.5 <u>Condiciones y estándares utilizados en la microsonda electrónica</u>	38
4.6 <u>Geotermometría</u>	39

4.7	<u>Elección de la presión</u>	40
4.8	<u>Metalografía</u>	42
4.9	<u>Espectroscopia micro-Raman</u>	42
4.10	<u>Difracción de Rayos X</u>	43
4.11	<u>Fluorescencia de Rayos X</u>	43
5	NUEVO MERCURIO	44
5.1	<u>Descripción general: petrografía y química</u>	44
5.1.1	Descripción macroscópica	44
5.1.2	Descripción de condros: distribución de tamaños, grupos texturales y química	46
5.1.2.1	Distribución de tamaños	46
5.1.2.2	Grupos texturales relacionados con la distribución de tamaños	46
5.1.2.2.1	<i>Porfídicos</i>	48
5.1.2.2.1.1	<i>Porfídicos de olivino (PO)</i>	48
5.1.2.2.1.2	<i>Porfídicos de piroxeno (PP)</i>	50
5.1.2.2.1.3	<i>Porfídicos de olivino y piroxeno (POP)</i>	51
5.1.2.2.1.4	<i>Granulares de olivino y piroxeno (GOP)</i>	53
5.1.2.2.2	<i>No porfídicos</i>	54
5.1.2.2.2.1	<i>Barrados de olivino (BO)</i>	54
5.1.2.2.2.2	<i>Radiales de piroxeno (RP)</i>	57
5.1.2.2.2.3	<i>Criptocristalinos (C)</i>	58
5.2	<u>Alteraciones: intemperismo y metamorfismo térmico</u>	59
5.2.1	Intemperismo terrestre	59
5.2.2	Metamorfismo térmico	60
5.2.2.1	Condros radiales de piroxeno	61
5.2.2.2	Condros porfídicos de piroxeno	61
5.2.2.3	Criptocristalinos	62
5.2.3	Geotermometría	66
5.2.3.1	Condros radiales de piroxeno	66
5.2.3.2	Condros porfídicos de piroxeno	66
5.2.3.3	Condros criptocristalinos	67
5.2.4	Metalografía	67
5.2.5	Difracción de rayos X	68
5.2.6	Espectroscopia Raman	68
5.2.7	Clasificación y petrogénesis	70
5.3	<u>Conclusiones del capítulo</u>	78
6	COSINA	80
6.1	<u>Descripción general: petrografía y química</u>	81
6.1.1	Descripción macroscópica	81
6.1.2	Descripción de condros: grupos texturales, distribución de tamaños, química	81
6.1.2.1	Distribución de tamaños	81
6.1.2.2	Proporciones de diferentes tipos texturales de condros	83
6.1.2.2.1	<i>Porfídicos</i>	84

6.1.2.2.1.1	<i>Porfídicos de olivino (PO)</i>	84
6.1.2.2.1.2	<i>Porfídicos de piroxeno (PP)</i>	86
6.1.2.2.1.3	<i>Porfídicos de olivino y piroxeno (POP)</i>	87
6.1.2.2.1.4	<i>Granulares de olivino y piroxeno (GOP)</i>	88
6.1.2.2.2	No porfídicos	89
6.1.2.2.2.1	<i>Barrados de olivino (BO)</i>	89
6.1.2.2.2.2	<i>Radiales de piroxeno y de olivino y piroxeno (RP y ROP)</i>	91
6.1.2.2.2.3	<i>Criptocristalinos</i>	92
6.2	<u>Alteraciones; intemperismo, metamorfismo de impacto y termal</u>	94
6.2.1	Metamorfismo por impacto	94
6.2.2	Alteración por intemperismo	94
6.2.3	Metamorfismo termal	95
6.2.3.1	Condros radiales de piroxeno	96
6.2.3.2	Porfídico de piroxeno	96
6.2.3.3	Criptocristalino	97
6.2.4	Geotermometría	97
6.2.4.1	Condros porfídicos de olivino y piroxeno	97
6.2.4.2	Condros radiales de piroxeno	97
6.2.4.3	Condros criptocristalinos	101
6.2.5	Clasificación y petrogénesis	101
6.3	<u>Conclusiones del capítulo</u>	102
7	CUARTAPARTE	103
7.1	<u>Descripción general: petrografía y química</u>	104
7.1.1	Descripción macroscópica	104
7.1.1.1	Cuartaparte (CPc)	104
7.1.1.2	Cuartaparte (CPi)	105
7.1.2	Descripción de condros: grupos texturales, distribución de tamaños, química	107
7.1.2.1	Resultados de la descripción de condros	107
7.1.2.2	Proporciones de diferentes tipos texturales de condros	108
7.1.3	Alteraciones: intemperismo y metamorfismo por impacto	111
7.1.3.1	Metamorfismo por impacto	111
7.1.3.2	Alteración por intemperismo	112
7.1.4	Clasificación y petrogénesis	112
7.2	<u>Conclusiones del capítulo</u>	112
8	FORMACIÓN EXPERIMENTAL DE CONDROS POR MEDIO DE UN LASER DE CO₂, UTILIZANDO MUESTRAS DE XENOLITOS ULTRAMÁFICOS	114
8.1	<u>Objetivo e introducción</u>	114
8.2	<u>Antecedentes</u>	114
8.3	<u>Metodología</u>	115
8.3.1	Propiedades físicas de los precursores	115
8.3.2	Propiedades químicas de los precursores	117
8.3.3	Condiciones del medio ambiente de fusión	117

8.3.4	Descripción de los fundidos	119
8.3.5	Descripción textural de los fundidos	119
8.4	<u>Descripción química de los fundidos</u>	124
8.5	<u>Discusión</u>	124
8.6	<u>Conclusiones del capítulo</u>	125
9	DISCUSIONES, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	128
9.1	<u>Interpretación de los histogramas de frecuencia del tamaño de diámetro de los condros</u>	128
9.2	<u>Porosidad y excentricidad de los condros</u>	133
9.3	<u>Validación estadística de los datos de temperatura</u>	133
9.4	<u>Comparación de la homogeneidad de la composición de las enstatitas entre la meteorita Cosina y Nuevo Mercurio</u>	135
9.5	<u>Interpretación de la termometría de los condros</u>	138
9.6	<u>Validación de las presiones utilizadas para el cálculo termométrico.</u>	141
9.7	<u>Interpretación de los experimentos para reproducir condros BO por medio de un láser de CO₂</u>	143
9.8	<u>Conclusiones generales</u>	145
9.9	<u>Recomendaciones</u>	146
9.9.1	Estimación de la temperatura en los fundidos experimentales	146
9.9.2	Método para la estimación de la temperatura en fundidos experimentales	146
	REFERENCIAS	149

APÉNDICES

- I. Fotomicrografías del material estudiado (CD)
- II. Análisis de microsonda de enstatita (En) y piroxeno rico en calcio (cpx) de las meteoritas Nuevo Mercurio y Cosina.

INDICE DE FIGURAS	Pag.
Figura 2.1 Clasificación general de las meteoritas	7
Figura 2.2. Las relaciones de Fe/Si de hierro en estado metálico (Fe ⁰) contra Fe/Si de hierro no metálico	10
Figura 2.3. Textura representativa del tipo petrológico 2 (Murria, C2).	13
Figura 2.4. Textura representativa del tipo petrológico 3.3 (WSG95300).	15
Figura 2.5. Textura representativa del tipo petrológico 4 (GEO99102, H4).	15
Figura 2.6. Textura representativa del tipo petrológico 5 (Nuevo Mercurio, H5).	16
Figura 2.7. Textura representativa del tipo petrológico 6 (ALH83013, H6).	16
Figura 4.1 El esquema de los ejes principales para los esferoides los condros.	37
Figura 4.2 Imagen que sirvió de estándar para estimar la exactitud y precisión para el cálculo de porosidad de las condritas	38
Fig. 4.3 Composición promedio de los piroxenos pobres (En) y ricos en calcio (cpx) de las meteoritas Nuevo Mercurio y Cosina graficados en el diagrama de clasificación para piroxenos	40
Figura 5.1. Características principales del fragmento NM3 de la meteorita Nuevo Mercurio	45
Figura 5.2. Histogramas de frecuencia de tamaño y tipos texturales de los condros de la meteorita Nuevo Mercurio contra el número ϕ .	47
Figura 5.3 Distribución de frecuencias de tamaño de condros PO relacionado con el grado de desarrollo de los cristales que los conforman.	49
Figura 5.4. Los condros porfídicos de olivino presentan número diferente de cristales y desarrollo de los mismos	49
Figura 5.5 Distribución de frecuencias de tamaño de condros PP relacionado con el grado de desarrollo de los cristales.	51
Figura 5.6. Los condros porfídicos de piroxeno presentan un número diferente de cristales y desarrollo de los mismos.	51
Figura 5.7 Distribución de frecuencias de tamaño para los condros porfídicos de olivino y piroxeno.	52
Figura 5.8. Condro porfídico de olivino y piroxeno.	52
Figura 5.9 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de los cristales que los conforman.	53
Figura 5.10. Condro granular de olivino y piroxeno.	53
Figura 5.11 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de las barras de olivino.	55
Figura 5.12. Los condros barrados de olivino presentan desarrollo diferente en las barras y cortezas de los mismos	56
Figura 5.13 Distribución de frecuencias de tamaño de condros.	57
Figura 5.14. Los condros radiales de piroxeno presentan buen desarrollo de las láminas y con foliaciones distinguibles.	57
Figura 5.15 Distribución de frecuencias de tamaño de condros criptocristalinos con tendencia a textura radial de piroxeno.	59
Figura 5.16. Condro criptocristalino.	59
Figura 5.17. Señales de intemperismo terrestre.	60
Figura 5.18. Imágenes de electrones retrodispersados de los condros ricos en piroxeno de la meteorita Nuevo Mercurio y esquema de composición de piroxenos.	63
Figura 5.19. a) Partícula zoneada de tenita + kamacita. b) Limite suave entre sulfuro de Fe y aleaciones de Fe-Ni	67
Figura 5.20. Patrones representativos de la espectroscopia Raman del condro NM#148	69
Figura 5.21. Histograma de frecuencias de temperaturas obtenidas para piroxenos.	73
Figura 5.22. Esquemas que resumen la historia termométrica de los condros de la condrita	76

Nuevo Mercurio.	
Figura 6.1 Fotografías de la meteorita Cosina	82
Figura 6.2. Histogramas de frecuencia de tamaño y tipos texturales de los condros de la meteorita Cosina contra el diámetro equivalente.	83
Figura 6.3 Distribución de frecuencias de tamaño de condros PO relacionado con el grado de desarrollo de los cristales.	85
Figura 6.4. Los condros porfídicos de olivino tienen cristales con desarrollo diferente.	85
Figura 6.5 Distribución de frecuencias de tamaño de condros PP relacionado con el grado de desarrollo de los cristales.	86
Figura 6.6. Los condros porfídicos de piroxeno presentan diferente número de cristales y desarrollo de los mismos.	87
Figura 6.7 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de los cristales.	88
Figura 6.8. Los condros porfídicos de olivino y piroxeno presentan un desarrollo diferente de los minerales	88
Figura 6.9 Distribución de frecuencias de tamaño de condros granulares de olivino y piroxeno.	89
Figura 6.10. Condro granular de olivino y piroxeno. Fotomicrografía tomada con nícoles cruzados.	89
Figura 6.11 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionada con el grado de desarrollo de las barras de olivino	90
Figura 6.12. Los condros barrados de olivino presentan diferente desarrollo en las barras y bordes de los mismos	91
Figura 6.13 Distribución de frecuencias de tamaño de condros radiales relacionado con el grado de desarrollo de los cristales	92
Figura 6.14. Los condros radiales constituidos por a) inter-crecimientos de olivino y piroxeno y b) sólo por piroxeno. Fotomicrografías tomadas con nícoles cruzados.	92
Figura 6.15 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de los cristales.	93
Figura 6.16. a) Condro criptocristalino que tiende a presentar textura radial de piroxeno visto bajo nícoles cruzados. b) Condro de vidrio con algunos microlitos de feldespato y cristales de olivino tomados con luz natural transmitida.	93
Figura 6.17. En esta fotomicrografía se muestran diferentes fases opacas tales como las aleaciones de Fe-Ni y la troilita, las cuales en ocasiones se encuentran reemplazadas por fases propias del intemperismo terrestre como la limonita y la magnetita	95
Figura 6.18. Imágenes de electrones retrodispersados de los condros ricos en piroxeno de la meteorita Cosina y esquema de composición de piroxenos.	98
Figura 7.1. Características principales del fragmento CPc de la meteorita Cuartaparte.	105
Figura 7.2. Fotomicrografías del fragmento CPi de la meteorita Cuartaparte	106
Figura 7.3. Histogramas de frecuencia de tamaño y tipos texturales de los condros de la meteorita Cuartaparte contra el diámetro equivalente.	108
Figura 7.4. Fotomicrografías de algunos condros y fragmentos en la meteorita Cuartaparte.	109
Figura 7.5. Tipos texturales de condros diferentes de la meteorita Cuartaparte	110
Figura 8.1. Aspecto general de los olivinos del xenolito Honorato de Abajo	116
Figura 8.2. Vista del fundido EX1#62	120
Figura 8.3. Vista del fundido EX1#6	120
Figura 8.4. Vista del fundido EX1#65	121
Figura 8.5. Vista del fundido EX1#61	121
Figura 8.6. Vista del fundido EX1#67	121
Figura 8.7. La muestra EX1#63 presenta una parte plana correspondiente a una de las caras del cristal precursor que no se fundió y una parte fundida con una textura amorfa rugosa	122

Figura 8.8. Imágenes de electrones retrodispersados de los fundidos experimentales.	122
Figura 8.9. a) Fundido EX1#94. b) Fundido EX1#95.	123
Figura 8.10. Potencia del haz del láser contra ancho de barras de olivino en los fundidos.	126
Figura 9.1 Se muestra la desviación estándar (σ_1) contra el grado de asimetría gráfica inclusiva (S_{k1})	132
Figura 9.2. En esta gráfica se muestra la temperatura mínima de cristalización para los piroxenos pobres en Ca en el eje de las ordenadas y en el eje de las abscisas se encuentran cada una de las áreas de donde se obtuvo el promedio de las temperaturas mínimas de cristalización, estos promedios se encuentran acompañados por las desviaciones estándar en forma de barras.	136
Figura 9.3. Gráfica que muestra la temperatura mínima de cristalización para los piroxenos ricos en Ca en el eje de las ordenadas y en el eje de las abscisas se numeran cada una de las áreas de donde se obtuvo el promedio de las temperaturas mínimas de cristalización (ver leyenda).	137
Figura 9.4. Imagen de electrones retrodispersados tomada en un fenocristal del condro NM#148.	137
Figura 9.5. Estimación de temperaturas mínimas de cristalización en piroxenos pobres en calcio por medio del modelo de Lindsley (1983) para un rango de presión de 1 a 30000 bar.	142
Figura 9.6. Estimación de temperaturas mínimas de cristalización en piroxenos ricos en calcio por medio del modelo de Lindsley (1983) para un rango de presión de 1 a 30000 bar.	142
Figura 9.7. Fotomicrografías tomadas bajo luz polarizada muestran la similitud de texturas entre condros y fundidos experimentales:	144
Figura 9.8. Curva de tiempo contra potencia para estimar la temperatura de fusión de una muestra experimental.	147

INDICE DE TABLAS	Pag.
Tabla 1.1. Inventario de meteoritas pétreas de la colección de Meteoritas Mexicanas de la UNAM.	3
Tabla 2.1. Grupos de condritas	8
Tabla 2.2 Tipos petrológicos	14
Tabla 2.3. Estadios progresivos del metamorfismo de impacto en condritas ordinarias.	21
Tabla 2.4. Tabla de clasificación de condros de acuerdo a la química, mineralogía y presencia de partículas metálicas	23
Tabla 2.5. Abundancias de los tipos texturales de condros	24
Tabla 3.1. Se muestra la posible etapa en la que se generaron los mecanismos formadores de condros.	27
Tabla 4.1 Metodología para la descripción de condritas ordinarias.	34
Tabla 4.2 Metodología para la descripción microscópica de condros en sección delgada.	36
Tabla 4.3. Presiones calculadas para cuerpos parentales condriticos con diferentes radios. Se tomó en cuenta una densidad de 3410 kg/m ³ (Bennett y McSween, 1996).	42
Tabla 5.1. Tamaños aparentes y relaciones axiales de los condros de la meteorita Nuevo Mercurio.	46
Tabla 5.2. Proporciones de los tipos texturales en diferentes intervalos de tamaño para la meteorita Nuevo Mercurio.	47
Tabla 5.3. Estequiometría mineral de los piroxenos obtenida a partir de los análisis WDS y presentada en forma de porcentaje molar de enstatita (En) y wollastonita (Wo) y temperaturas mínimas de formación obtenidas mediante el programa QUILF.	65
Tabla 5.4. Resultados de la difracción de rayos X.	68
Tabla 5.5. Modos vibracionales activos Raman de piroxenos pobres en Ca de la meteorita Nuevo Mercurio.	70
Tabla 5.6. Estequiometría mineral de los clinopiroxenos obtenida a partir de los análisis WDS y presentada en forma de porcentaje molar de enstatita (En) y wollastonita (Wo) y temperaturas mínimas de formación obtenidas mediante el programa QUILF (Lindsley) y el termómetro de Kretz.	75
Tabla 6.1. Tamaños aparentes y relaciones axiales de los condros de la meteorita Cosina.	83
Tabla 6.2. Proporciones de los tipos texturales en diferentes intervalos de tamaño para la meteorita Cosina.	84
Tabla 6.3. Estequiometría mineral de los piroxenos obtenida a partir de los análisis WDS	100
Tabla 7.1. Tamaños aparentes y relaciones axiales de los condros de Cuartaparte.	107
Tabla 7.2. Proporciones de los tipos texturales en diferentes intervalos de tamaño para la meteorita Cuartaparte. Nota: Porfídico (P) y no porfídico (no P)	108
Tabla 8.1. Características físicas de los precursores experimentales y las condiciones en las que se fundieron.	116
Tabla 8.2. Análisis por FRX y EDS de los olivinos de la peridotita La Olivina, Chihuahua.	118
Tabla 8.3. Características texturales de los fundidos de acuerdo a la potencia de fusión.	119
Tabla 8.4. Análisis EDS de los fundidos de olivino que presentan espacios entre las barras.	126
Tabla 8.5. Análisis EDS de los fundidos de olivino que presentan texturas de cadenas.	127
Tabla 8.6. Análisis EDS de los cristales cúbicos de la muestra EX1#63 y de los fenocristales de los fundidos con carbón activado.	127
Tabla 9.1 Comparación de los principales resultados de los condros en las diferentes meteoritas estudiadas.	130
Tabla 9.2. Promedios de los análisis de áreas tanto para piroxenos pobres como ricos en Ca de la meteorita Nuevo Mercurio.	134
Tabla 9.3. Ejemplo del promedio de los análisis químicos de microsonda en el área de un	135

cristal de enstatita. Notar que las desviaciones estándar para cada elemento son $\ll 1$.	
Tabla 9.4. Ejemplo del promedio de los análisis químicos de microsonda en un área de un grano de augita. Notar que las desviaciones estándar para cada elemento son $\ll 1$.	135
Tabla 9.5. Promedio y desviación promedio porcentual de los análisis químicos de la enstatita para las meteoritas Cosina y Nuevo Mercurio.	138

PUBLICACIONES Y RESÚMENES EN CONGRESOS

Artículo aceptado

Cervantes de la Cruz Karina Elizabeth, Ortega Gutiérrez Fernando, Reyes Salas Adela Margarita, Alba Aldave Leticia Araceli, Ángeles García Blanca Sonia, Linares López Carlos, Altuzar Coello Patricia Eugenia, 2009. Termometría de dos piroxenas en condros de la Meteorita Ordinaria Nuevo Mercurio H5, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.

Reporte de meteoritas

Cervantes de la Cruz Karina Elizabeth, 2009. Mexican chondrite Nuevo Mercurio (c). *En* Weisberg, M.K., Smith, C., Benedix, G., Folco, L., Righter, K., Zipfel, J., Yamaguchi, A. y Chennaoui Aoudjehane, H., 2009. *The Meteoritical Bulletin*, No. 95. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 44, p. 1-33.

Resúmenes en congresos

1. Cervantes de la Cruz Karina Elizabeth, Ortega Gutiérrez Fernando, 2003. Morfología Sistemática de condros para las meteoritas condriticas mexicanas Cuartaparte y Cosina. XIII Congreso Nacional de Geoquímica, celebrado del 22 al 26 de septiembre en Juriquilla, Qro. Presentación oral. Resumen en extenso en *Actas INAGEQ*, Vol. 9, No. 1., p. 181-186.
2. Cervantes de la Cruz Karina Elizabeth, Ortega Gutiérrez Fernando y Solé Viñas Jesús, 2004. Meteoritas condriticas: Portadoras de los primeros sólidos del Sistema Solar y de la materia prima de la vida (resumen). Acta de la Reunión, p. 10. Tercera Reunión de la Sociedad Mexicana de Astrobiología, celebrada del 23 al 25 de Junio del 2004 en Ciudad Universitaria, D.F. Presentación oral.
3. Cervantes de la Cruz, Karina Elizabeth, Ortega Gutiérrez Fernando, Solé Viñas, J., Reyes Salas A. M., Lozano Santa Cruz R., Flores Gutiérrez, D., Montero Martínez, G., 2004. Formación experimental de condros mediante un láser de CO₂, utilizando muestras de xenolitos ultramáficos (resumen). Presentación oral. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. *GEOS*, Vol. 24, No. 2, p. 145.
4. Cervantes de la Cruz, Karina Elizabeth, 2004. Qué son los condros y cómo se originan (resumen). Póster. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. *GEOS*, Vol. 24, No. 2, p. 343.
5. Cervantes de la Cruz Karina Elizabeth y Ortega Gutiérrez Fernando, 2005. Características de los condros de la meteorita Nuevo Mercurio (resumen). Presentación oral. Reunión Anual 2005, UGM - SELPER - AGM, celebrada del 30 de octubre al 4 de noviembre de 2005 en Puerto Vallarta, Jalisco, presentación oral. *GEOS*, Vol. 25, No. 1, p. 71-72
6. Cervantes de la Cruz Karina Elizabeth y Ortega Gutiérrez Fernando. The mexican meteorite Nuevo Mercurio (H5): Characteristics of the chondrules. Póster. 37 Lunar and Planetary Science Conference, celebrada del 13-17 de marzo de 2006 en League City, Texas, EUA. CD de Resúmenes.
7. Cervantes de la Cruz Karina Elizabeth, Ortega Gutiérrez Fernando, 2006. Termometría de los condros de la meteorita Nuevo Mercurio: implicaciones sobre su formación y metamorfismo (resumen). Póster. Reunión Anual 2006, UGM - SELPER

- AGM, celebrada del 29 de octubre al 3 de noviembre en Puerto Vallarta, Jalisco, Poster. GEOS, Vol. 26, No. 1, p.
8. Cervantes de la Cruz Karina Elizabeth y Ortega Gutiérrez Fernando, Reyes Salas Adela Margarita, Linares López Carlos, 2007. Termometría de los condros de la meteorita ordinaria Nuevo Mercurio H5, México. Presentación oral. Coloquio Origen y Estructura del Sistema Solar, a celebrada del 7 al 8 de agosto de 2007 en el Instituto de Astronomía de la UNAM, D.F., México.
 9. Cervantes de la Cruz Karina Elizabeth, Ortega Gutiérrez Fernando, Reyes Salas Adela Margarita, Linares López Carlos, 2007. Chondrule thermometry from Nuevo Mercurio H5 ordinary chondrite. Póster. 70 Meteoritical Meeting, a celebrada del 13 al 17 de agosto de 2007 en Tucson, Arizona, EUA. Resumen No 5070.pdf.
 10. Cervantes de la Cruz K. E., Ortega Gutiérrez F., Reyes Salas M., Alba Aldave L. A., Ángeles García B. S., Linares López C., Flores Gutiérrez D., Macías Romo M. C. y Girón García P., 2008. Petrología de la condrita Nuevo Mercurio-2 H5/6. Presentación oral. Primer foro y convención Geológica Nacional. México, D.F. del 24 al 26 de noviembre de 2008. CD de resúmenes.
 11. Cervantes de la Cruz, K. E., Ortega Gutiérrez, F., 2009. La relación entre la alteración acuosa y la materia orgánica en el Sistema Solar temprano: una revisión. Presentación oral. VI Reunión de la Sociedad Mexicana de Astrobiología. 16 y 17 de junio de 2009, México, D.F.. CD de resúmenes.
 12. Cervantes-de la Cruz, K.E., Alba-Aldave, L.A., Sato-Berru, R.Y., Ortega-Gutiérrez, F., Linares-López, C. y Reyes-Salas, A.D., 2009. Aplicación de la espectroscopia Raman en la clasificación de meteoritas condriticas. Presentación oral. Primer Taller Universitario de Investigación y Desarrollo Espacial (TUIDE). 17 y 18 de junio, México, D.F.

¡GRACIAS!:

- A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y al pueblo de México que creen en la importancia de transmitir y generar el conocimiento.
- Al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez y a la Dra. Adela Margarita Reyes Salas por la oportunidad para estudiar “los materiales celestes”.
- A los profesores que participaron en los diversos comités de evaluación por sus críticas constructivas y recomendaciones: Dr. Peter Shaaf, Dra. Antígona Segura Peralta, Dr. José Jorge Aranda Gómez, Dr. Jesús Solé Viñas, Dra. Margarita Rosado Solís.
- Al personal de los diferentes laboratorios de la UNAM que además de sus conocimientos me ofrecieron su apoyo y confianza.
- A los químicos Rufino Lozano SantaCruz y Patricia Girón García del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X por los análisis químicos de las muestras y su trato amable y cordial.
- A la Ing. Ma. Del Consuelo Macías Romo y Quím. Sonia Ángeles García del Instituto de Geología (IG) apoyo en las diversas etapas del trabajo petrográfico y analítico y por su amistad.
- Al Dr. José Manuel Saniger Blesa, director del Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico (CCADET) de la UNAM, al Dr. Roberto Ysacc Sato Berrú del Laboratorio de Materiales y Sensores (CCADET) y a la Dra. Leticia Araceli Alba Aldave (IG), por enseñarme y permitirme el uso del espectroscopio Raman.
- Al Dr. Hugo Delgado Granados por facilitarme el acceso a la microsonda del Laboratorio Universitario de Petrología (UNAM). Así mismo agradezco al Ing. Carlos Linares López por apoyarme en el trabajo analítico de la microsonda y por su amistad incondicional.
- Al CONACYT por el financiamiento del Proyecto 43227 (Programa de Ciencia Básica), por la beca y extensión de beca de doctorado No. 177354 y por el Apoyo Integral para la Formación de Doctores en Ciencias-2006.
- Al Dr. Gustavo Tolson Jones, director del Instituto de Geología por el apoyo otorgado al Seminario Mexicano de Meteorítica y por la beca del instituto para finalizar este trabajo.
- Al Posgrado en Ciencias de la Tierra por los diversos apoyos otorgados para la asistencia a congresos, cursos, estancias de investigación y encuadernado de la tesis.
- Al Dr. Kevin Righter curador de la Colección de Meteoritas de la Antártica y a la Dra. Cecilia Satterwhite Jefe del Laboratorio de Meteoritas de la National Aeronautics and Space Administration (NASA) por confiarme una docena de secciones de condritas ordinarias, las cuales fueron mis “libros” de cabecera.
- A la Universities Space Research Association (USRA) por el apoyo económico No. 02100.06.04.0001 (CONT/GRNT/COOP#·NCC5-679) para realizar una estancia de investigación en el Antarctic Meteorite Laboratory del Johnson Space Center de la NASA, bajo la supervisión del Dr. Kevin Righter y asistir al XXXVII Lunar and Planetary Science Conference.
- A la M.C. Patricia Eugenia Altuzar Coello, al Dr. Eric Rivera, al Dr. Víctor Castaño y a la Dra. Beatriz Millán del Centro de Física Aplicada y Tecnología Avanzada y del Centro de Investigación en Energía, por su colaboración para la determinación de fases minerales mediante la técnica de difracción de rayos X.

- Al los doctores Fernando García García, Guillermo Montero Martínez y Victor Zarraluqui del Centro de Ciencias de la Atmósfera por proporcionarme los datos de tamaño de gotas de niebla y apoyarme en la impresión de la tesis.
- A la M.C. Elizabeth Hernández Álvarez y a la Dra. Ofelia Morton Bermea por su apoyo académico y amistad incondicional.
- A los siempre solicitados Rosario Flores Ramos y Francisco Montaña Coahuilaz por su continuo apoyo en las emergencias de cómputo.
- A la Dra. Gabriela Solís Pichardo por las facilidades para utilizar el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica.
- A los miembros del Seminario Mexicano de Meteorítica, en especial al Prof. Eduardo Gastelum, Sr. Eduardo Gómez y Capitán Cueto por su conocimiento y pasión por las meteoritas.
- Al Dr. José Luis Sánchez Zavala y Dra. Barbara M. Martini por confiarme el acceso a los laboratorios de Separación de Minerales y de Petrología del IG.
- Al personal administrativo del Instituto de Geología y del Posgrado en Ciencias de la Tierra, en especial a Gabriela Pantoja, Guadalupe Quintino, Maru Malagón, Maria Luisa, Gloria Alba.
- Al Dr. Priyadarsi Roy y Dra. Guadalupe Cordero por su apoyo académico y amistad sincera.
- A mis “crías” Lupita Dávalos y Nelda Treviño por su alegre compañía.
- A mis entrañables amigas Patricia Julio, Lilia Arana y Beatriz Oropeza por su continua motivación y apoyo, en las malas y en las buenas.
- A mis amigas Araceli Barrera y Eleonora Salinas por su amistad y apoyo.
- A mis amiguitos Fabián Durán (y Lalú), Gonzalo Galaz, Carlos Ortega, José Luis García, Gilberto Arreguín, y Nelly Valencia por su amistad y por hacer del cubículo un lugar agradable para trabajar.
- A mis compañeros de posgrado Elisa Fitz, Berlaine Ortega, Daniel Bolaños, Mario Ramos, Rosalva Pérez, por su amistad.
- A los investigadores del Instituto de Geología de San Luis Potosí, quienes me enseñaron el gusto por la investigación: Dres. Margarito Tristán, Ramón Torres, Alfredo Aguiñón, Rafael Barboza, Damiano Sarocchi e Ing. Guillermo Labarthe.
- A mis padres Ma. Rosa de la Cruz y Jorge Cervantes por su gran enseñanza de vida.
- A mis hermanos Blanca Rosa, Jorge Izcoatl, Owiris Salvador y Marco Castañón, de quienes siempre he recibido aliento y alegría.
- A mi tía Joaquina Cervantes por enseñarme a luchar en la vida.
- A los señores José Luis Montero y Rosa Martínez por adoptarme como una hija más.
- A Carmen Montero, Margarita Montero, Martín Montero, Patricia Molina, Antonio de la Rosa, Jorge y Esther de la Rosa y Alexia Montero, por hacer de las reuniones familiares una bonita experiencia.

Finalmente agradezco a Dios por maravillarme con su creación y a mi compañero de vida Guillermo Montero Martínez, por su cariño y por el café de la mañana.

RESUMEN

En ésta tesis se presenta un estudio petrogenético de los condros de tres condritas ordinarias caídas en territorio mexicano: Nuevo Mercurio H5, Cosina H5 y Cuartaparte H5. Además, se exponen los resultados de la fusión experimental de olivinos terrestres con el fin de inferir algunas condiciones genéticas de los condros. El objetivo de este trabajo es reconstruir la historia de formación y alteración de los condros, por medio de sus características físicas (diámetro), mineralógicas y cristalográficas. Las técnicas utilizadas fueron: microscopía electrónica de barrido y óptica para el análisis textural, microsonda electrónica y fluorescencia de rayos X para el análisis químico de los minerales, difracción de rayos X y espectroscopia Raman para la identificación de fases mineralógicas específicas.

Los condros son cuerpos cuasiesféricos de tamaño de submilimétrico a milimétrico formados por fusión rápida en el disco protoplanetario. Su formación es un evento que precede al de agregación de los planetesimales que dieron origen a planetas y asteroides. Los condros son los componentes más característicos de las condritas y su origen sigue siendo un tema de debate para la ciencia de las meteoritas

En primer lugar, se presenta una síntesis de los principales esquemas de clasificación y formación de condritas y condros. Posteriormente, los resultados de la petrografía y de medición de los diámetros de los condros fueron analizados por medio de criterios sedimentológicos. Al contrastar la desviación estándar del tamaño de los condros contra el sesgo de la población, los condros grafican en el campo de los sedimentos de playa lo cual indica que, al igual que los granos de arena en la playa, los tamaños de los condros se seleccionaron por medio de la erosión de un fluido intermitente. Esta característica pudo estar ligada al evento que formó los condros y al viento solar intenso de la fase T-Tauri del Sol. Es posible que los condros se formaron debido a la fricción generada por el paso de ondas de choque, dentro del disco protoplanetario.

En cuanto el análisis químico-mineralógico, los pares de piroxeno proporcionan información sobre las temperaturas mínimas de cristalización primaria y recristalización secundaria asociada a metamorfismo térmico en condiciones anhidras. Con este fin se obtuvieron análisis químicos mediante una microsonda electrónica. Los datos químicos se procesaron con el geotermómetro de Lindsley (1983) implementado en el programa QUILF-95. Los resultados de la termometría para Nuevo Mercurio indican que el núcleo de los cristales de enstatita preserva las temperaturas de formación de los condros (~1280 °C), mientras que las orillas ricas en diópsida muestran la temperatura de metamorfismo (~800 °C). Para corroborar las temperaturas mínimas de cristalización se utilizó el análisis de espectroscopía Raman, obteniendo que el polimorfo presente en el núcleo de los cristales con temperaturas altas (~1280 °C) era clinoenstatita mientras que en las orillas con temperatura menor (~800 °C) el polimorfo era ortoestatita. En la meteorita Cosina las temperaturas de ambos piroxenos son altas (1274-1021 °C) lo cual indica que el metamorfismo térmico no fue lo suficientemente alto para borrar las temperaturas de formación, esto pudo deberse a la porosidad alta que presenta esta meteorita. Sin embargo, en la condrita Cuartaparte las características de formación y metamorfismo termal han sido encubiertas por el metamorfismo de impacto, lo cual deformó en cierto grado los condros y disminuyó su porosidad.

Finalmente se realizaron experimentos de fusión de olivinos por medio de un láser de ablación de CO₂, con el fin de reproducir texturas similares a la de los condros barrados de olivino. A partir del análisis textural de los fundidos se observó que los experimentos reproducen las barras de olivino, los huecos y los bordes al igual que los condros naturales. También se observó que ancho de las barras depende del grado de fusión de la muestra al momento de su formación. En las meteoritas estudiadas se observó que las poblaciones de condros barrados de olivino con diferentes anchos de barras no están ligadas a un tamaño de condro preferente, lo cual indica que el mecanismo que formó los condros ocurrió de forma repetida y con energía variable.

ABSTRACT

This thesis shows a petrogenetic study of chondrules for three Mexican chondrite falls: Nuevo Mercurio H5, Cosina H5, and Cuartaparte H5. In addition, terrestrial olivines were melted experimentally to infer the genetic conditions of chondrules. The goal of this work is reconstruction of the chondrule history of these meteorites by their physical (diameter), mineralogical, crystallographical, and chemical properties. Analytical techniques applied in this work were: scanning electronic microscopy and optical microscopy for textural analysis, electron microprobe and X-ray fluorescence to obtain mineral chemistry. X-ray diffraction and Raman spectroscopy to identify specific mineral phases

Chondrules are millimeter-sized igneous subspherical droplets in primitive meteorites; their abundance suggests widespread melting in the protoplanetary disk. Chondrule formation occurred before planetesimal accretion that built the asteroids and planets. These little spheres are the most characteristic objects in chondrites, their origin represents an enigmatic issue in the meteoritic science.

Firstly, classification schemes for chondrites and chondrules are explained. Chondrule sizes are analyzed by petrographical and sedimentological criteria. In the sorting vs. skewness of grain-size distribution graphic, chondrule parameters behavior are similar to beach deposits of sands. These could indicate that chondrule size-sorting occurred by erosion of fine particles and deposition of medium to coarse sand, as beach sand occurred. This behavior could be related to chondrule formation mechanisms and/or to the intense solar wind at T-Tauri phase of the Sun. There is currently strong support for a flash heating origin of the chondrules in the protoplanetary disk by nebular shock waves mechanism.

Two-pyroxene geothermometer can provide the minimum crystallization temperature for chondrule formation and for dry thermal metamorphism. WDS low- and rich-Ca pyroxenes compositions were used in order to estimate the minimum crystallization temperature by Lindsley geothermometry (1983), using the QUILF-95 computer program. Nuevo Mercurio thermometric data indicate that enstatite crystal cores preserved the high chondrule formation temperatures (~1280 °C), while diopside rims registered metamorphic regime temperatures (~800 °C). In order to corroborate this information, Raman spectroscopy is used to probe that enstatite polymorph in core crystals with high temperature is clinoenstatite and the enstatite near to diopside rim is orthoenstatite, included in the same phenocryst. In the case of Cosina meteorite both pyroxene minimum crystallization temperatures are high (1274-1021 °C), suggesting that thermal metamorphism was not enough intensive to reset formation temperatures. However, formation and metamorphic temperatures in Cuartaparte chondrite were modified by impact metamorphism; this event deformed the chondrules and diminished the porosity of the host rock.

Finally, melting olivine experiments were performed by CO₂ laser ablation with the purpose of reproducing barred textures similar to rich-olivine chondrules. Texturally, the experimental melts indeed reproduced the olivine bars, rims and holes as the natural chondrules show. Bar widths are directly related to degree of melting of the original precursor. The different width bar groups are not related to the size of chondrule; this could be interpreted that the formation chondrule mechanism is recurrent at certain time interval with variable temperature or energy.

1 METEORÍTICA

1.1 Introducción

La importancia de las meteoritas radica en la información contenida en cada uno de sus componentes que ha sido la llave para abrir la puerta del pasado cuando se formó nuestro Sistema Solar y es la clave para descifrar el material y procesos que formaron a los planetas vecinos.

A pesar de que existían reportes escritos del historiador romano Titus Livius (59 a.C.-17 a.C.) quien escribió sobre una lluvia de estrellas ocurrida en el 213 a.C. (McSween, 2000) y que Diógenes de Apolonia en el 500 a.C. ya había sugerido el origen extraterrestre de las meteoritas, se hizo caso omiso de la proveniencia celeste de las meteoritas durante casi 2,000 años. En 1794 el profesor alemán Chlandi propuso por vez primera que estos materiales tenían un origen extraterrestre, sin embargo la Academia de Ciencia de París no aceptó esta explicación y es hasta 1803, cuando ocurrió una lluvia de meteoritos en la provincia francesa de l'Aigle, que J. B. Biot, uno de los miembros de la Academia de Ciencia de París comprueba rotundamente que las meteoritas tenían un origen interplanetario (Haro, 1931).

Los primeros trabajos en México se remontan a 1864 con la descripción de la meteorita metálica Yanhuitlán (Castillo, 1864) por el primer director del Instituto Geológico de México Don Antonio del Castillo y es él quien elabora el primer catálogo de material meteorítico en México en 1890. Posteriormente en 1931 José Dovalina, miembro del mismo instituto, es comisionado para llevar a edición el trabajo que realizara en vida el ingeniero José Haro; este segundo catálogo de meteoritas mexicanas para 1980 estaba totalmente agotado. A pesar de que Rubinovich y colaboradores, en 1992, publicaron un trabajo sobre la meteorítica en México era necesario contar con un catálogo actualizado del acervo meteorítico. Fue por eso que en 2001, varios investigadores de los Institutos de Geología, Geofísica y Astronomía de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) dirigidos por Gerardo Sánchez Rubio unieron esfuerzos para actualizar el Catálogo de Meteoritas Mexicanas, en dónde se menciona por vez primera (Tabla 1.1) una de las meteoritas que revolucionó la comprensión de la formación del Sistema Solar y el origen de la vida: la condrita Allende. También fue

incluida la meteorita Acapulco cuya rareza obligó a los estudiosos de las meteoritas a abrir un grupo intermedio entre las meteoritas pétreas primitivas y las pétreas diferenciadas. Este suceso fue el que entusiasmó de nuevo a los investigadores del actual Instituto de Geología y Astronomía de la UNAM a retomar el estudio de la meteorítica en México, surgiendo así el actual Seminario Mexicano de Meteorítica. En 2003, este seminario obtuvo el primer apoyo de CONACYT para el estudio de las meteoritas de nuestro país y en 2006 y 2008 se defendieron las primeras tesis de licenciatura y doctorado sobre este tema. La presente tesis surge también en el seno de este grupo de investigadores comprometido con el estudio de las rocas provenientes del espacio interplanetario.

1.2 Desarrollo de la Colección de Meteoritas Mexicanas

La instauración de la colección de meteoritas mexicanas se encuentra íntimamente ligada al establecimiento del Instituto Geológico Mexicano, cuyo fundador fue el Ingeniero Antonio del Castillo (Aguilera, 1896). El desarrollo de la geología en México a su vez estuvo sumamente influenciado por la ciencia francesa y por ende la meteorítica también.

Haro en su catálogo de “Las Meteoritas Mexicanas” menciona que hasta 1931 la Colección de Meteoritas Mexicanas se encontraba repartida entre el Instituto de Geología (ahora Museo de Geología) y la Escuela Nacional de Ingenieros (actual Palacio de Minería) y constaba de 17 meteoritas extranjeras y 30 meteoritas mexicanas de las cuales 6 eran condritas, 23 metálicas y una no identificada.

Actualmente la Colección de Meteoritas Mexicanas tiene por curadora a la Dra. Margarita Reyes Salas y se comparte entre el Instituto de Geología, el Museo de Geología, el Palacio de Minería, Astronomía y la Facultad de Ingeniería, todas estas instancias pertenecen a la UNAM. El número de meteoritas pétreas de la colección se ha visto aumentada por 13 ejemplares más (Tabla 1.1), de las cuales 11 son condritas ordinarias, 1 condrita carbonosa (Allende) y la acondrita Acapulco (Sánchez Rubio, et al.,2001; Reyes Salas, comunicación personal). Por otra parte, Dávalos Elizondo (2006)

reporta que se conocen 62 meteoritas metálicas mexicanas de estas 17 son las que forman parte de la colección del Instituto de Geología.

Tabla 1.1. Inventario de meteoritas pétreas de la colección de Meteoritas Mexicanas de la UNAM.

Nombre	^d Tipo	Lugar	Hallazgo / caída	Fecha
				Año-mes-día-hora
* ^{ao} Atemajac	L6	Jalisco	Caída	1896-02-26-4pm
* ^{ao} Bocas	L6	San Luis Potosí	Caída	1804-11-24
* ^{ao} Cosina	H5	Guanajuato	Caída	1844-01-11 am
^o La Charca	^c OC	Guanajuato	Caída	1878
* ^{ao} Pácula	L6	Hidalgo	Caída	1881-06-18-am
* ^{ao} Rancho de la Presa	H5	Michoacán	Caída	1899-04-23
* ^{ao} Tomatlán	H6	Jalisco	Caída	1879-09-17-4pm
^{ao} Cuartaparte	L4 O H5	Guanajuato	Caída	1995-04-27-12pm
^{ao} El Pozo	L5	Chihuahua	Hallazgo	1998
^{ao} Escalón	H4	Chihuahua	Hallazgo	1979
^{ao} Juanita de los Angeles	H5	Chihuahua	Hallazgo	1992
^{ao} Nuevo Mercurio	H5	Zacatecas	Caída	1978-12-15-6pm
^b Nuevo Mercurio (c)	H5-6	Zacatecas	Hallazgo	2008
^{ao} Ojinaga	H6	Chihuahua	Hallazgo	~1994
^{ao} Rancho Blanco	L6	Chihuahua	Hallazgo	1983
^a Rancho de la Presa	H5	Michoacán	Caída	1899-04-23
^{ao} Salaices	H4	Chihuahua	Hallazgo	1971
^{ao} Tuxtuc	LL5	Zacatecas	Caída	1975-10-16-4pm
^{ao} Zapotitlán Salinas	L4	Puebla	Hallazgo	1984
^{ao} Allende	CV3	Chihuahua	Caída	1969-02-08-1am
^{ao} Acapulco	Acapulcoíta	Guerrero	Caída	1976-08-11-11am

^o Reyes Salas, comunicación personal, *Catálogo de Haro (1931), ^a Catálogo de Sánchez Rubio et al. (2001), ^b Tipo de acuerdo a la clasificación de Van Schmus y Wood (1967) ver capítulo 2, ^c Condrita ordinaria, ^d Reportada en esta tesis y en Meteoritical Bulletin No. 95 (Weisberg et al., 2009).

En el catálogo de meteoritas publicado por la Universidad de Cambridge (Grady, 2000) se reporta un total de 103 meteoritas mexicanas de las cuales 37 son condritas, 4 acondritas, 3 meteoritas mixtas y 58 metálicas.

En total se conoce de la existencia de 107 meteoritas mexicanas de las cuales sólo 36 figuran en la colección. Afortunadamente la colección cuenta con 13 meteoritas caídas, lo cual significa que el tiempo que estuvieron expuestas al intemperismo terrestre fue relativamente corto, tornándolas idóneas para las investigaciones sobre sus propiedades físicas y químicas.

1.3 Objetivos de la tesis

Los condros son los componentes más característicos de las condritas y su origen sigue siendo un tema de debate para la ciencia de las meteoritas. En este trabajo se

muestra una visión global de las propiedades de los condros de tres condritas ordinarias que se vieron caer en territorio mexicano: Nuevo Mercurio H5, Cosina H5 y Cuartaparte H5. Por medio de las características físicas (tamaño de diámetros), mineralógicas y cristalográficas de los condros de estas meteoritas se reconstruye la historia de formación y alteración térmica. Para abordar estos temas, en este trabajo se hace una síntesis de los principales esquemas de clasificación y formación de condritas y condros. Posteriormente se hace un análisis petrográfico de los condros en donde se obtienen sus propiedades mineralógicas y tamaño de diámetro; estas características sirven para acotar ciertos mecanismos de formación de condros, pero también se utilizan para escoger condros que contengan pares de piroxeno. Los pares de piroxeno proporcionan información sobre las temperaturas mínimas de cristalización, para este fin se obtuvieron análisis químicos mediante una microsonda electrónica. Para corroborar los resultados de las temperaturas mínimas de cristalización se utilizaron análisis de espectrometría Raman para verificar el tipo de polimorfo de piroxeno pobre en calcio presente en la muestra. El resultado de este estudio también proporciona una visión global de la lenta progresión del metamorfismo en los minerales de las condritas. Por primera vez se muestra un análisis textural de la progresión del metamorfismo en condritas con métodos no destructivos, convencionales, accesibles y de fácil aplicación. Por último, se realizaron fundidos experimentales con el fin de simular texturas similares a las de los condros ricos en olivino.

2 ESQUEMAS PRINCIPALES DE CLASIFICACIÓN DE LAS METEORITAS

En este capítulo se revisan los sistemas de clasificación general de las meteoritas, en especial de aquellos que contienen condritas y se profundiza en la metodología para clasificar el material desde el punto de vista de su petrografía, mineralogía y química. Uno de los esquemas de clasificación de meteoritas más utilizado es aquel que distingue el origen y evolución de estas. De tal forma que el grupo de las condritas representan el material más primitivo del Sistema Solar. También se describen las alteraciones secundarias de las condritas, tales como la alteración térmica o metamorfismo termal y el metamorfismo por impacto. En especial, se profundiza en las características de los constituyentes que le dan el nombre a estas meteoritas, que son los condros.

Los condros son objetos cuasi-esféricos de tamaño milimétrico, con mineralogía y texturas características, que sólo se formaron en el disco de acreción protoplanetario cuando los planetas y asteroides todavía no se agregaban. Por más de 200 años ha existido un debate exhaustivo en torno a los mecanismos que actuaron en la formación de los condros, motivo por el cual es uno de los más grandes enigmas en la meteorítica moderna.

2.1 Breve historia de las clasificaciones

El estudio sistemático de las meteoritas se inició hace más de 200 años (por ejemplo Chladni, 1794; Dodd, 1981). A continuación se presenta una reseña de los diferentes esquemas de clasificación de las meteoritas elaborado por Dodd (1981) y Bischoff (2001).

Los primeros intentos para organizar los tipos de meteoritas están basados en las características petrográficas y abundancia de metales, por ejemplo el esquema de Rose-Tschermak-Breznia (Breznia, 1904). En 1916, Prior propuso dividir a las condritas en tres grupos grandes de acuerdo al contenido de ortopiroxeno (enstatita, hiperstena y bronzita). Actualmente la clasificación para condritas más utilizada es la de Van Schmus y Wood (1967). En los últimos 50 años estas clasificaciones incluyeron las características químicas, estructurales e isotópicas (isótopos de oxígeno).

En los sistemas de clasificación más sencillos solo se distinguían entre las meteoritas pétreas, mixtas y metálicas, de acuerdo al contenido modal de metales. Sin

embargo, esta clasificación no proporcionaba información sobre los procesos de formación de las rocas. Si a esta clasificación se le agrega información sobre su origen y evolución, entonces las meteoritas son subdivididas en dos grandes grupos: diferenciadas y no diferenciadas (Fig. 2.1). De tal manera que todas las rocas condriticas (pétreas) son no diferenciadas, mientras que las meteoritas diferenciadas incluyen las acondritas (pétreas), las meteoritas mixtas y las metálicas.

2.1.1 Clasificación general de las meteoritas según su origen y evolución

Wood (1967) basó la clasificación general de las meteoritas (Fig. 2.1) en la suposición de que algunas de estas provienen de cuerpos planetarios parentales en donde sufrieron procesos de diferenciación. Un escenario de la diferenciación de los cuerpos celestes es la Tierra, por esta razón es válido pensar que los cuerpos parentales de algunos grupos de meteoritas sufrieron tal efecto.

La composición global de los planetas y algunos asteroides es esencialmente condritica. Aquellos cuerpos que fueron lo suficientemente masivos, provocaron un campo gravitatorio capaz de llevar a cabo una diferenciación química: la fusión completa del interior de cada cuerpo provocó la separación de líquidos inmiscibles de silicato y metal, cuya densidad era distinta, de tal manera que el magma silicatado ligero rodeó un núcleo metálico en forma gradual. El enfriamiento y cristalización del sistema fue seguido por colisiones en el espacio, lo cual dispersó en fragmentos al cuerpo principal. Los fragmentos del núcleo es lo que ahora conocemos en forma de **meteoritas metálicas**; la parte de transición la representan las **meteoritas mixtas** y las partes silicatadas, las **acondritas**. Por otra parte, las **condritas** también fueron parte de un cuerpo parental, que no fue afectado por procesos de fusión y diferenciación. Prueba de ello es la dispersión fina y uniforme de los granos de metal y troilita, las cual no hubieran sobrevivido a un régimen de fusión. Sin embargo, esto no quiere decir que no fueran afectados por calentamiento, pues las texturas diferentes (desvitrificación, cambio de polimorfos del piroxeno pobre en calcio y formación de diópsida) y estudios cronológicos en fosfatos observados en la matriz de las condritas indican que las condritas fueron sometidas a temperaturas altas durante un tiempo largo de ~60 Ma (Göpel et al, 1994), lo que ocasionó el metamorfismo termal en éstas.

Siguiendo el esquema de la Figura 2.1 referente a la clasificación (modificada por Bieshoff, 2001), se tienen entonces dos grandes grupos que son las meteoritas diferenciadas y las no diferenciadas, los cuales se pueden distinguir de acuerdo a la

proporción de minerales metálicos y/o silicatados, texturas y composiciones químicas (Wasson, 1985; Bischoff, 2001). En este capítulo sólo se revisará la clasificación referente a las condritas o meteoritas no diferenciadas, ya que las tres meteoritas mexicanas investigadas pertenecen a esta clase.

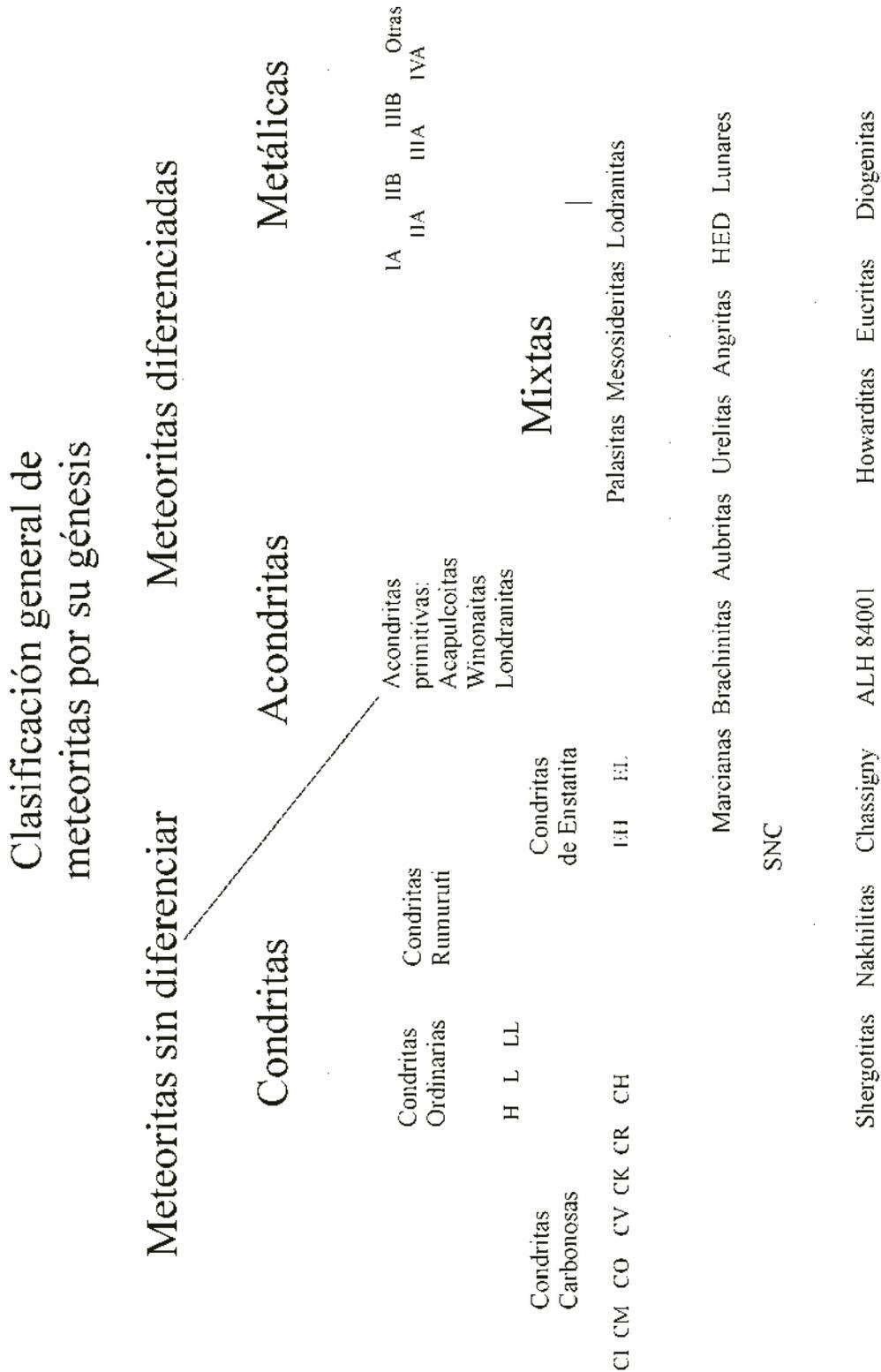


Figura 2.1. Clasificación general de las meteoritas (tomada de Bischoff, 2001).

2.1.1.1 Meteoritas sin diferenciar

2.1.1.1.1 Condritas

De las meteoritas caídas en la Tierra el 85% son condritas. Las características esenciales de este grupo son:

1. Su abundancia química elemental es similar a la de la fotosfera solar, excepto H y He.
2. Las condritas son rocas formadas por acreción de material. En sus componentes más antiguos, que son las inclusiones de calcio y aluminio (ICAs), se obtienen edades de 4,567.2 Ma. (Amelin, et al., 2002) lo cual es comparable con el inicio de la formación del Sistema Solar.

3. Las texturas que presentan ayudan a identificar el grado de alteración, lo cual permite investigar los procesos ocurridos durante las fases tempranas de formación del Sistema Solar (Kerridge y Matthews, 1988).

Tabla 2.1. Grupos de condritas (Tomada de Sears, 1997, Wasson, 1985, Bischoff, 2001, Brearley y Jones, 1998, Scott, 2007)

Clase	Grupo de condritas	FeO/ (FeO+MgO)	Fa ^a	Fs ^a	Co en kamacita ^b	Condros	
		(mol%)	(mol%)	(mol%)		Tamaño*	Frecuencia °
Carbonosas Rica en refractarios	CV 2-3	35	0-35			1.0	30-45
	Micro-condros	CO 3	35		0-35	0.15-0.2	40-70
		CM 1-2	43			0.2-0.3	20
Rico en volátiles	CI 1	45				-	<5
Pobre en refractarios	CR 1-2		1-4	0-5		>1	40-60
		CK 3-6		28-33	8-12 y 24-28	1.0	15
	CH 3		1-36			0.05-0.12	~70
Rumuruti	R 3-5		38-41			0.4	>40
Kakangari	K 3		2.2	3-4		0.6	20-30
Ordinarias	H 3-6	17	16-20	14-18	~6.5	0.3-0.47	60-80
	L 3-6	22	22-26	19-22	~10	0.46	60-80
	LL 3-6	27	27-32	22-26	20-100	0.33-0.6	60-80
Enstatita	EL 3-6	0.05	0.4			0.5-0.6	60-80
	EH 3-6	0.05	0.4	0.05		0.2-0.5	60-80

* Diámetro mediano en mm. ° Frecuencia como porcentaje del volumen de condros y fragmentos de condros del total de la condrita. El metamorfismo a destruido el registro de condros en IAB y EL. ^a Los minerales principales, olivino y piroxeno pobre en calcio, son soluciones sólida de fayalita (Fa=Fe₂SiO₄) y forsterita (Fo=Mg₂SiO₄) y de enstatita (En=Mg₂Si₂O₆), ferrosilita (Fs=Fe₂Si₂O₆) y wollastonita (Wo=Ca₂Si₂O₆), respectivamente. ^b El parámetro de cobalto (Co) contenido en la kamacita (4-7% Ni, 93-96% Fe) está en mg.g⁻¹, y solo se utiliza como parámetro de clasificación para las condritas ordinarias.

Las condritas están divididas en doce grupos bien establecidos, los cuales se definen por su composición química total, composiciones isotópicas, estados de oxidación y proporciones de componentes individuales (Tabla 2.1). La división primaria para las condritas es en: carbonosas, de enstatita y ordinarias. Sin embargo existen otros grupos de condritas, que por ser diferentes a los primeros forman un grupo propio, estos son el tipo Rumuruti y el tipo Kakangari.

A su vez el grupo de las carbonosas se dividen en: CI, CM, CR, CV, CO, CK y CH. La letra C se refiere al grupo de las condritas carbonosas, la segunda letra se refiere a la condrita típica “caída”, por ejemplo Ivuna es típica para CI, Mighei para CM, Renazzo para CR, Vigarano para CV, Ornans para CO, Karoonda para CK, la excepción es para las condritas con alto contenido de hierro CH cuya meteorita típica es ALH85085.

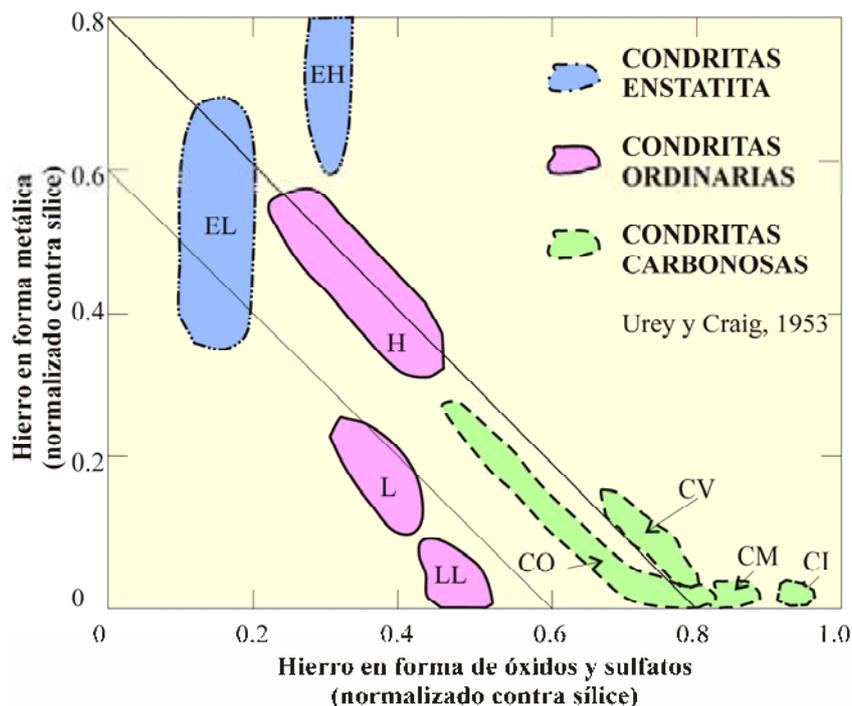
Las condritas ordinarias se dividen en: las de contenido de hierro total alto (H), las de contenido de hierro total bajo (L) y las de contenido en hierro metálico bajo con relación con el hierro total además que el contenido en hierro total es bajo (LL). El hierro metálico es aquel cuyo estado de oxidación es cero (Fe^0).

El grupo de las de enstatita se divide en: las de contenido de hierro alto (EH) y las de contenido de hierro bajo (EL).

En este texto solo se definirán los parámetros de clasificación para los tres primeros grupos, tal como se observa en la Tabla 2.1.

El hierro en las condritas se encuentra en forma metálica, como óxidos, en silicatos y en sulfuros. En las condritas carbonosas existe muy poco hierro como metal, mientras que en las condritas de enstatita todo el hierro aparece en forma metálica y en sulfuros. Las condritas ordinarias se encuentran entre los dos extremos. Durante un tiempo se asumió que las condritas provenían de fuentes comunes bajo una oxidación progresiva. En una revisión posterior de los datos de composiciones, Urey y Craig (1952) encontraron que la idea de una serie de oxidación simple era incorrecta, pues para las condritas ordinarias existen dos tendencias diferentes de oxidación (Fig. 2.2). Las condritas de una serie de oxidación simple puede dibujarse a lo largo de una línea, según la relación de Fe total entre sílice de las meteoritas (Fig. 2.2). Las relaciones de otros elementos siderófilos (como el Co, Ni e Ir, los cuales se concentran en fases metálicas) con la sílice marcan tendencias similares. Aparentemente los procesos de oxidación (o reducción) experimentados por algunas condritas están acompañados por la pérdida o ganancia de Fe.

Figura 2.2. Las relaciones de Fe/Si de hierro en estado metálico en el eje de las ordenadas (Fe^0) contra Fe/Si de hierro no metálico abscisas (en forma de óxidos, silicatos y sulfuros). Muchas clases de condritas y sulfuros) pueden distinguirse en este diagrama. (Tomada de Urey y Craig, 1952 y modificada por Sears, 1997).



2.1.1.1.2 Constituyentes de las condritas e importancia

Las condritas están formadas principalmente por condros y matriz constituida por una mezcla en desequilibrio de silicatos de grano fino. También están presentes algunos óxidos, metales, sulfuros y constituyentes orgánicos, los cuales representan la fracción de temperatura baja del material nebular. Otros constituyentes importantes son las inclusiones refractarias claras como las ICA's (inclusiones de calcio-aluminio), los agregados de olivino amoeboidal (amoeboid olivine aggregates ó AOA), los cuales representan los procesos de temperatura alta. Los componentes más viejos de las condritas son las ICA's (McPherson, et al., 1988), cuyos minerales refractarios se piensa que fueron los primeros condensados del gas de composición solar, sin embargo estos son más abundantes en las condritas carbonosas, mientras que en el resto de las condritas son escasos (Conolly, 2005). Los condros son esferas pequeñas (de tamaño submilimétrico a milimétrico) similares a rocas ígneas, los cuales son un poco más jóvenes que las ICA's (Amelin, et al, 2002) y con minerales menos refractarios que éstas. Si estos componentes no estuvieran presentes en las condritas hubiese sido, desde el punto de vista astrofísico, imposible predecir su existencia (Conolly, op. Cit.).

Además de estos componentes, las condritas presentan algunos procesos de alteración, los cuales pueden darnos información acerca de los procesos tempranos en la formación del Sistema Solar. Estos procesos son la alteración acuosa (sólo se observa en las condritas carbonosas), el metamorfismo termal y el metamorfismo por impacto.

2.2 Procesos secundarios en condritas ordinarias

2.2.1 Metamorfismo termal

Independientemente de la composición química de las condritas, algunos de los minerales y texturas son comunes entre los diferentes tipos. Estas características fueron reconocidas por petrógrafos como Sorby (1877) y Breznia (1904). En 1967 Van Schmus y Wood propusieron una clasificación, la cual está basada en las características petrológicas de los grupos principales, los cuales son subdivididos de acuerdo al grado de metamorfismo. Si se reconocen seis tipos petrológicos de metamorfismo termal y con estos se dividen los grupos principales, se forman aproximadamente treinta tipos de condritas posibles (Tabla 2.2, Figs. 2.3 a 2.7). Estas características varían de acuerdo a los procesos metamórficos a los que fueron sometidos los materiales condriticos primitivos (Wood, 1962, 1967; Dodd y Van Schmus, 1965; Mason, 1966). Las subdivisiones hechas en esta clasificación no dependen del modelo de evolución. Los diferentes tipos petrológicos son:

- Tipo petrológico 1: Este tipo termal lo presentan únicamente las meteoritas carbonosas CI y se reporta para algunas condritas CR y CM. Esta alteración es la de temperatura más baja (<150 °C, Brearley, 2006), también conocida como alteración acuosa. Se reconoce porque la matriz es de grano fino y opaco (ver Tabla 2.2), casi no presenta condros (<1 vol.%), el contenido de carbono es de 3-5 peso% y el contenido de agua es de 18-22 peso% debido a la presencia de filosilicatos.
- Tipo petrológico 2. La alteración acuosa de grado más alto es representada por éste tipo petrológico 2 y se ha reportado sólo en las condritas carbonosas CM, CR y CV (<300 °C, Brearley, 2006). Uno de los criterios más importantes para diferenciar los tipos termales es el grado de homogeneidad de los silicatos. La homogeneidad se mide con el contenido de FeO de veinte granos de olivino y veinte de piroxeno de una condrita, seleccionados al azar. Posteriormente se obtiene la desviación media de las composiciones de los olivinos y piroxenos. Estas mediciones pueden realizarse en microsonda electrónica, utilizando secciones delgadas recubiertas por carbón (método

de Keil y Fredriksson, 1964). En el caso de este tipo petrológico la desviación media es mayor que 5%. Por otra parte, el polimorfo del piroxeno pobre en calcio (enstatita) es predominantemente monoclinico en comparación al ortorrómbico (detectado por difracción de rayos X o espectroscopia Raman como se implementó en este trabajo, también puede reconocerse ópticamente por su macla polisintética). El estado monoclinico del piroxeno es el producto natural del enfriamiento necesario para producir condros (Dodd y Van Schmus, 1965; Boyd y England, 1965; Figs. 2.2 y 2.3), mientras que el piroxeno ortorrómbico representa la inversión del estado monoclinico metaestable bajo condiciones de metamorfismo termal. Otro criterio para reconocer este tipo termal es que hay vidrio intersticial en condros y no presenta desarrollo de feldespato (Mason, 1965). Los vidrios son ricos en Na, Al y Si y pobres en Fe, Mg y Ca (Fredriksson y Reid, 1965; Van Schmus, 1967). El contenido de Ni en sulfuros como la troilita (FeS) es de 1-3 peso% Ni y en pentlandita (FeNiS) el contenido de Ni es mayor que 45 peso% (Kullerud, 1963), los sulfuros son un buen criterio para establecer el equilibrio termal. Los bordes de los condros están muy bien definidos y la matriz de la condrita es muy fina y opaca (Fig. 2.3). El contenido de carbono es de 0.8-2.6 peso% mientras que el de agua es de 2-16 peso%. La kamacita es el mineral de FeNi más abundante, mientras que la taenita (30-55 peso% Ni, 70-45 peso% Fe) es escasa o no se encuentra (Afiattalab y Wasson, 1980; Brearley y Jones, 1998).

– Tipo petrológico 3. Se diferencia del tipo petrológico 2 (Tabla 2.2, Fig. 2.4) porque los granos de taenita son más abundantes y coexisten con los granos de kamacita (Van Schmus y Wood, 1967; Weisberg et al., 2006, Brearley y Jones, 1998, Afiattalab y Wasson, 1980) (Tabla 2.2). Los sulfuros contienen una proporción menor de Ni en (<0.5 peso%). Aunque la matriz es opaca se observa 0-60 vol.% de criptocristales (Fig. 2.4). El contenido de carbono es de 0.2 a 1 peso%. La temperatura de metamorfismo promedio oscila entre 400 y 600 °C (Dodd, 1981).

– Tipo petrológico 4. La homogeneidad de la composición de olivinos y piroxenos es menor que 5 %. Más que el 20 vol.% de enstatita es monoclinica (clinoenstatita). El vidrio se vuelve turbio y birrefringente debido a la presencia de agregados finos de feldespato (<2 μm ; Fig. 2.5). Los bordes de los condros comienzan a borrarse pero aún están bien definidos, la matriz de la condrita se vuelve translucida con más que el 60 vol.% de microcristales (Tabla 2.2). El contenido total de carbón es menor que 0.2 peso% y el de agua menor a 2 peso%. El rango de temperatura de metamorfismo promedio es de 600-700 °C (Dodd, 1981).

- Tipo petrológico 5. La composición de olivino y piroxeno es menor que 5% a uniforme, hay menos que el 20 vol.% de cristales de clinoenstatita. El vidrio se encuentra recristalizado, con apariencia turbia y agregados de feldespatos menores a 50 μm (Tabla 2.2, Fig. 2.6). Aún se puede observar el contorno de los condros, mientras que la matriz se encuentra casi recristalizada. La temperatura promedio de metamorfismo se estima entre 700-800 $^{\circ}\text{C}$ (Dodd, 1981).
- Tipo petrológico 6. La característica principal de este tipo termal es que el 100 vol.% de la enstatita es ortorrómbica (ortoenstatita). El vidrio intersticial está completamente desvitrificado formando granos de plagioclasa visibles ($>50 \mu\text{m}$; Fig. 2.7). Los bordes de los condros son poco visibles. El rango de temperatura de metamorfismo es de 800-950 $^{\circ}\text{C}$ (Dodd, 1981).

Figura 2.3. Textura representativa del tipo petrológico 2 (Murria, C2). Fotomicrografía de una sección pulida tomada con luz plana polarizada (Modificada de Van Schmus y Wood, 1967).

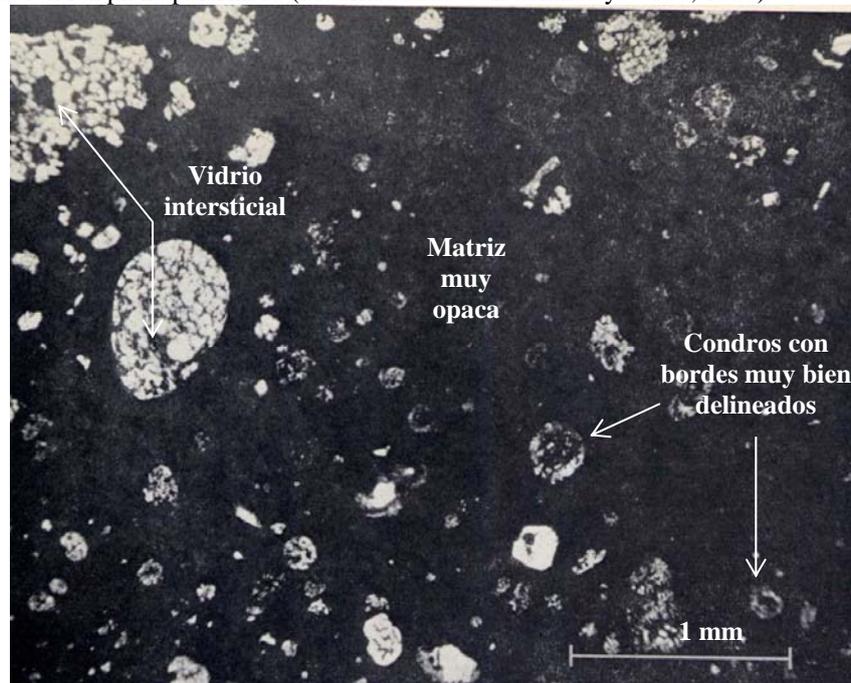


Tabla 2.2. Tipos Petrológicos (modificada de Van Schmus y Wood, 1967).

	1	2	3	4	5	6
(i) Homogeneidad de composiciones de olivino (ol) y piroxeno (px)	-	Desviación media mayor que el 5%		Desviación media de la composición menor que 5% a uniforme	Uniforme	
(ii) Estado estructural del px pobre en calcio	-	Predominantemente monoclinico		Cristales monoclinicos abundantes >20%	<20% de cristales monoclinicos	No hay cpx, todo el px es ortorrómbico
(iii) Grado de desarrollo del feldespatos secundario	-	Ausente		Predominantemente e como agregados cristalinos, granos <2 μ m	Predominantemente e como agregados cristalinos, granos de <50 μ m	Granos intersticiales claros
(iv) Vidrio ígneo	-	El vidrio es claro e isotrópico; abundancia variable. Se encuentra también entre los cristales.		Turbio y birrefringente, si es que está presente	Ausente	
(v) Minerales metálicos (máximo contenido de Ni)	-	(<20%) Taenita ausente o muy poca	Kamacita y taenita presentes (>20%)			
(vi) Sulfuros (contenido de Ni promedio)	-	>0.5%	<0.5%			
(vii) Textura general	No hay condros	Condros muy bien definidos		Condros bien definidos	Condros delineados	Condros pobremente definidos
(viii) Textura de la matriz	Todos los granos finos, opaca. 0%	Matriz muy opaca, 0%	Matriz opaca, 0-60%	Matriz transparente con microcristales, >60%	Matriz recristalizada, 100%	
(ix) Contenido total de carbón	~2.8%	0.6-2.8%	0.2-1.0%	<0.2%		
(x) Contenido total de agua	~20%	4-18%	<2%			

Figura 2.4. Fotomicrografía de una sección pulida tomada con luz plana polarizada que muestra la textura representativa del tipo petrológico 3.3 (WSG95300).

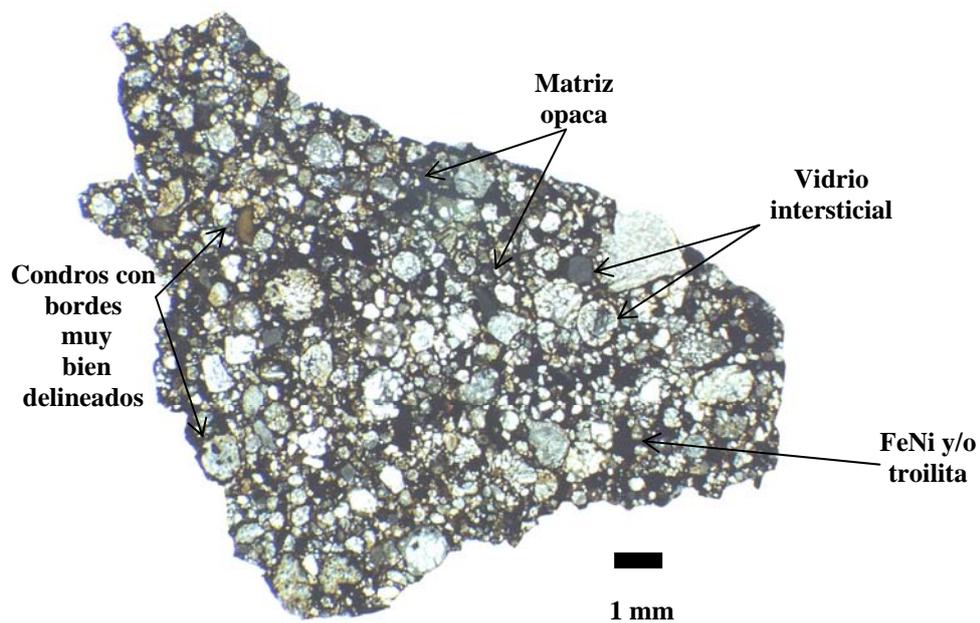


Figura 2.5. Textura representativa del tipo petrológico 4 (GEO99102, H4), fotomicrografía de una sección delgada y pulida tomada con luz plana polarizada.

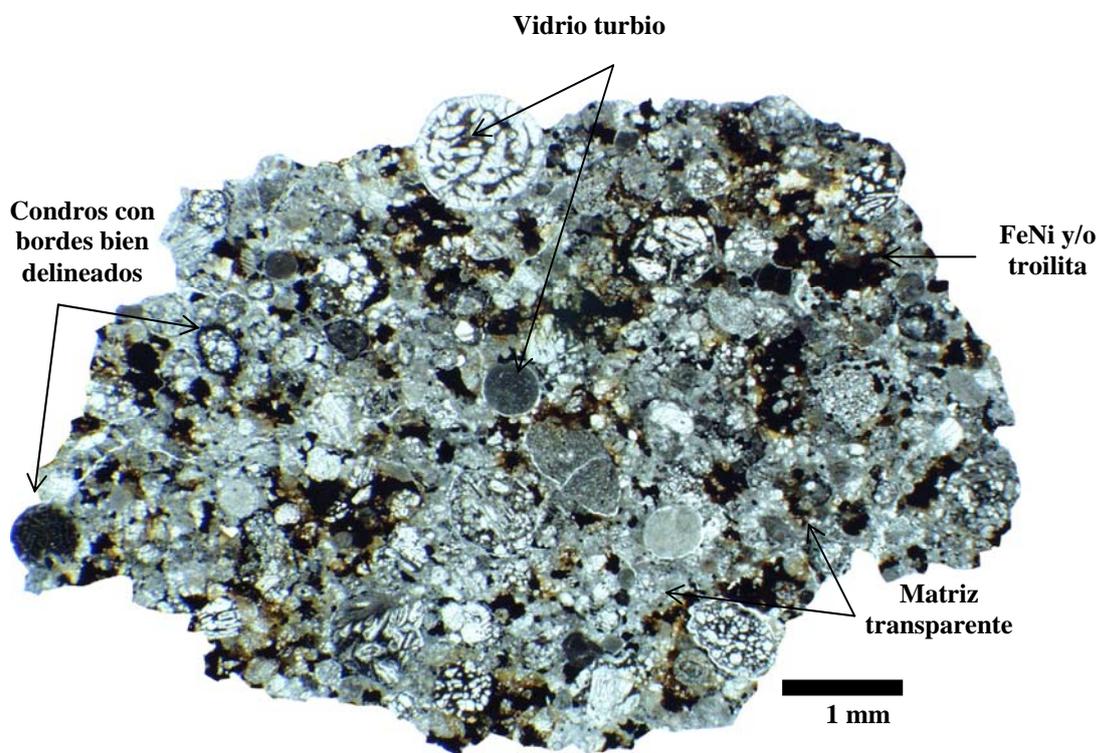


Figura 2.6. Fotomicrografía de una sección delgada tomada con luz plana polarizada y que muestra la textura representativa del tipo petrológico 5 (Nuevo Mercurio, H5).

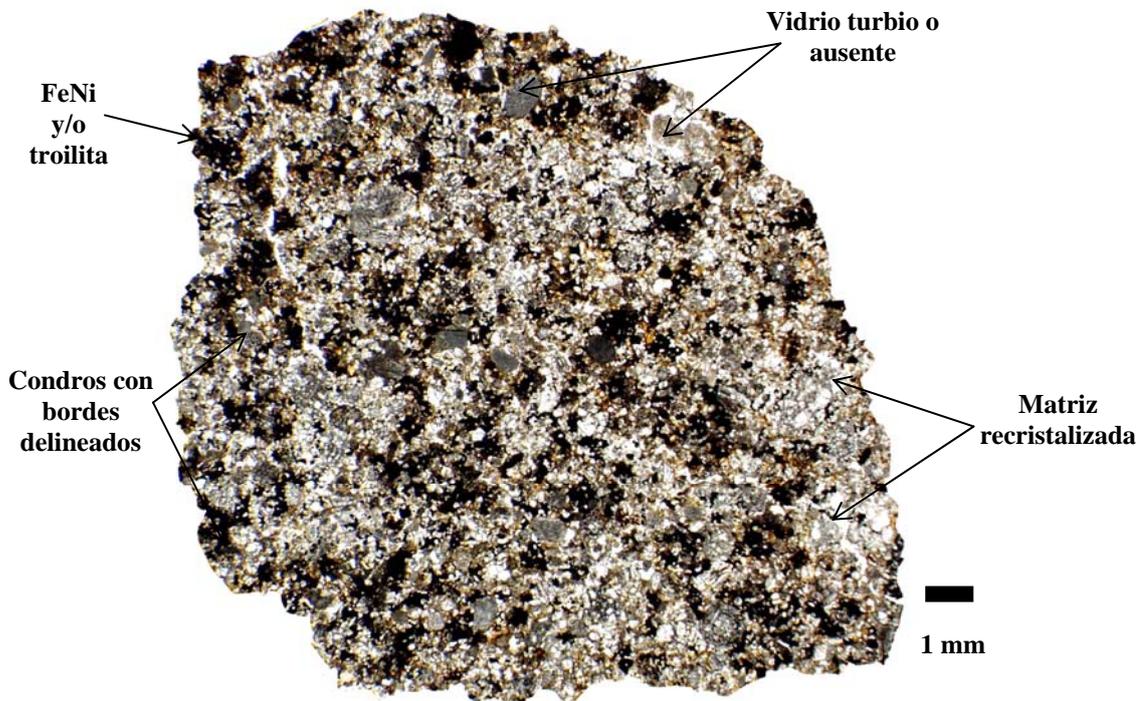
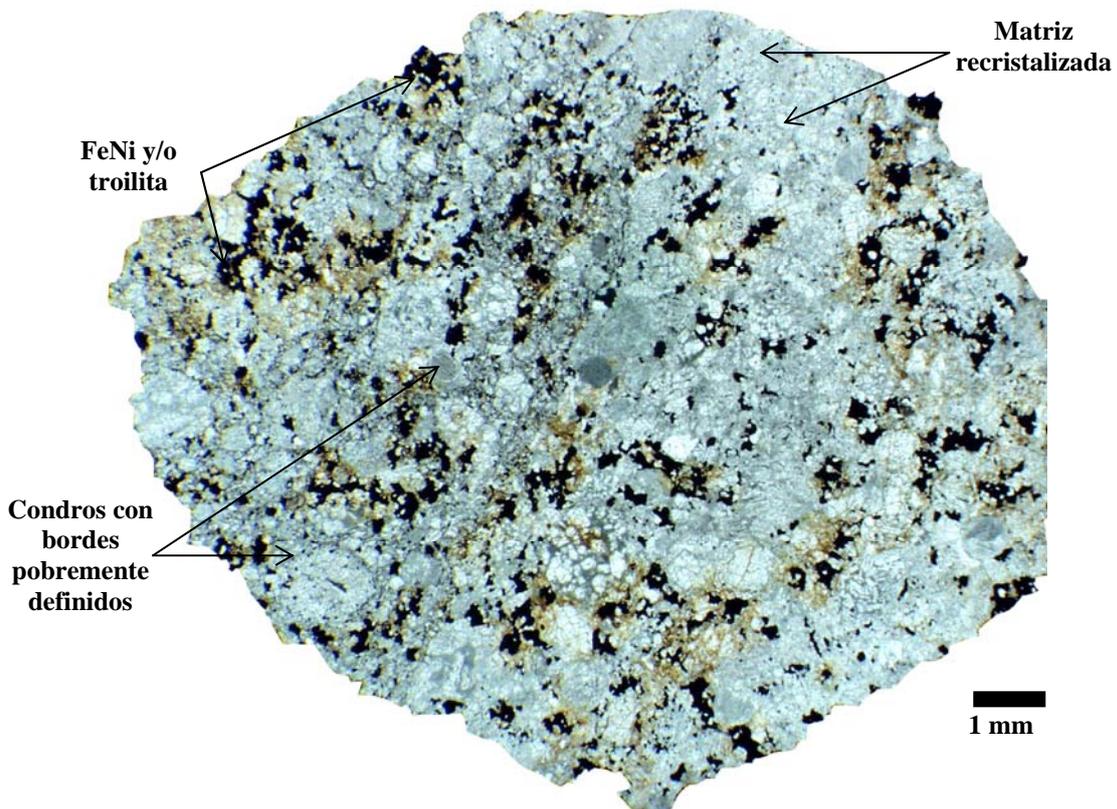


Figura 2.7. Textura representativa del tipo petrológico 6 (ALH83013, H6), la fotomicrografía fue tomada de una sección delgada con luz plana polarizada.



2.1.1.1 Origen del metamorfismo termal

El metamorfismo termal (el cual ocurre en ausencia de fluidos, Wood, 1967) y la alteración acuosa (que sólo lo presentan algunas condritas carbonosas) ocurrieron en los cuerpos parentales ahora representados por los asteroides, decenas de millones de años después de la acreción o durante ella. Se manifiesta en el grado de equilibrio químico y textural de los componentes primarios (McSween et al., 1988 y Van Schmus y Wood, 1967). El metamorfismo de grado más alto reconocido en las meteoritas implica temperaturas inferiores a los 950 °C, específicamente esto es evidente en los sistemas metal-sulfuro de Fe-Ni-S. La fuente termal pudo ser la inducción electromagnética del viento solar o el decaimiento de isótopos de vida corta del ^{26}Al , aunque esto sigue siendo un tema de debate. A continuación se hace una reseña breve de estos dos mecanismos.

2.1.1.1.1 *Inducción eléctrica del viento solar T-Tauri*

Desde el punto de vista astronómico, se sabe que algunas estrellas con masa similar a la del Sol pasan por una etapa T-Tauri la cual se caracteriza por la generación de viento solar intenso y pérdida de masa. Uno de los estados de la etapa T-Tauri es llamado contracción Hayashi, el cual es un estado convectivo de colapso por el que atraviesa una estrella en el cual se vuelve altamente luminosa antes de pasar a la Secuencia Principal (Brush, 1990). Es probable que durante la fase post-Hayashi ocurra la pérdida de masa T-Tauri, lo cual se traduce en la generación de vientos solares intensos (Herbert y Sonett, 1978). La actividad de este viento solar genera campos magnéticos fuertes en el momento de la formación de las meteoritas (Lewis, 2004). Los modelos de calentamiento metamórfico por inducción eléctrica dependen de la interacción del viento solar con un cuerpo asteroidal; los parámetros utilizados varían con la conductividad eléctrica, radio y distancia heliocéntrica del cuerpo. El principio en el que se basan es el calentamiento por inducción eléctrica, ya sea de manera unipolar (Sonett et al., 1968; Herbert y Sonett, 1978) o por corriente de torbellino (Duba et al., 1985). Esta inducción es provocada por el incremento del campo magnético del Sol cuando pasaba por la fase T-Tauri. Las simulaciones también cambian dependiendo del tipo de material base, por ejemplo materiales terrestres (Sonett et al., 1968) o condritas carbonosas (Duba et al., 1985; Herbert y Sonett, 1978). Los cálculos generados estiman que el calentamiento eléctrico máximo es capaz de fundir cuerpos de 25 a 250 km de

radio, en el interior del Cinturón de Asteroides. Si esto ocurrió, tal vez se generó una distribución inicial de asteroides con metamorfismo a una distancia solar media, sin embargo, esta distribución inicial se modificó por colisiones entre asteroides. Otras características que se pueden obtener a partir de estos cálculos son las características fósiles del proto-Sol; tales como la densidad y velocidad del viento solar, la fluctuación del espectro y del tamaño del campo magnético solar, momento angular y pérdida de masa (Herbert y Sonett, 1978). Las pruebas que soportan este tipo de modelos es la magnetización termo-remanente intensa de las meteoritas y las observaciones astronómicas en otras estrellas, por ello se considera la inducción eléctrica del viento solar T-Tauri uno de los mecanismos viables para explicar el metamorfismo de los cuerpos parentales de las meteoritas.

2.1.1.1.2 *Modelo de calentamiento termal por el decaimiento del ^{26}Al*

Los primeros modelos en donde se proponía el decaimiento isotópico como una fuente de calor fueron de Fricker y colaboradores (1970) y Herdon y Rowe (1973). Sin embargo, los radionúclidos que utilizaban eran los de U, Th y K, cuyas abundancias no eran suficientes ni para calentar cuerpos pequeños (Wood, 1979). Posteriormente, al descubrirse la existencia del ^{26}Mg en las ICAs de Allende, el cual es el producto del decaimiento isotópico de ^{26}Al , surgieron varios modelos en donde lo utilizaban como fuente de energía termal principal. Se ha usado en diferentes trabajos para explicar la alteración acuosa y metamorfismo termal de los cuerpos parentales de condritas carbonosas (Grimm y McSween, 1989; Miyamoto, 1991), pronosticar el zonamiento termal dentro del cinturón de asteroides (Grimm y McSween, 1993), para calcular la historia termal de las acondritas primitivas (Miyamoto y Takeda, 1994) y aproximar las condiciones de metamorfismo en las condritas ordinarias (Miyamoto et al., 1980; 1981; Miyamoto, 1991; Bennett y McSween, 1996).

El modelo de Bennett y McSween (1996) es uno de los más completos en su tipo, ya que conciben una representación de los cuerpos parentales de las condritas ordinarias H y L; tamaño y estructura interna de los cuerpos, la proporción de los tipos petrológicos, los tiempos de acreción y la evolución termal del cuerpo. Su trabajo se basa en el algoritmo de Miyamoto y colaboradores (1980, 1981) y además, aprovechan las características obtenidas directamente de las meteoritas; por ejemplo la densidad (3.8 g/cm^3), conductividad 3.31 W/m/K , difusividad ($3.66+2.91/T \text{ m}^2/\text{s}$) (Yogomida y Matsui, 1983) y picos de temperatura de metamorfismo de $\sim 1025^\circ\text{C}$ para tipos

petrológicos 6 (Harvey et al., 1993). El modelo se desarrolla a partir de un cuerpo esférico, de composición uniforme, con una temperatura inicial igual a la del medio (-113°, 27° y 227 °C), siendo el ^{26}Al la única fuente de calor interno.

El ^{26}Al en las condritas ordinarias sin equilibrio se encuentra en los feldespatos de la matriz (Zinner y Göpel, 1992), sin embargo, es escaso en la mesostasis feldespática cristalizada de los condros. McSween y Grimm (1994) interpretan la escasez del ^{26}Mg en términos del tiempo transcurrido antes de que el feldespato cristalice con el cuerpo parental. Se piensa que mucho del ^{26}Al en condritas ordinarias y carbonosas, se incorporó sin procesar durante el periodo de acreción, lo cual lo hace una fuente de calor potencial (MacPherson, et al., 1995). La cantidad estimada de calor generado por el decaimiento del ^{26}Al es de 11.67 W/m^3 (Herdon y Herdon, 1977), mientras que la relación total de Al en condritas ordinarias H es de 11.3 mg/g y en las de clase L de 12.2 mg/g (Wasson y Kallemeyn, 1988). Al incorporar estos datos en el modelo resulta que estas relaciones de aluminio son suficientes para producir o un pico metamórfico de 600, 700, 750 y 1025 °C para los tipos metamórficos 3, 4, 5 y 6, respectivamente.

Los resultados que obtienen para describir los cuerpos parentales de las condritas ordinarias clase L y H son:

- El radio original de los cuerpos se calcula entre 80-95 km. Este tamaño es similar al del asteroide 6 Hebe, cuyo espectro es similar al de las condritas ordinarias y que además se considera como un contribuidor importante de meteoritas (Gaffey, 1996).
- La estructura interna de los cuerpos es concéntrica, ya que los tipos petrológicos altos o equilibrados (tipo 4-6) se encuentran en el centro y los bajos o sin equilibrio en la superficie (tipo 3). Las tasas de enfriamiento se correlacionan inversamente con el tipo petrológico, lo cual da sustento a esta estructura de “cebolla”.
- La proporción de los tipos petrológicos sugieren que el 80 vol.% del cuerpo era material equilibrado (tipo 4-6) y el otro 20 vol.%, que estaba en la superficie, era de tipo 3.
- Los tiempos de acreción son de 1.4 a 3.1 Ma después de la formación de las ICAs, este tiempo parece razonable y se encuentra dentro del periodo reportado por Podosek y Cassen (1994) de 10^7 Ma. También, piensan que los cuerpos de las condritas H pudieron formarse ligeramente antes que las de clase L, ya que la proporción de material equilibrado es mayor.

- Las diferentes tasas de enfriamiento después del metamorfismo obtenidas por el modelo coinciden con las tasas obtenidas de la metalografía y huellas de fisión para los distintos tipos petrológicos de condritas H y L.

2.3.2 Metamorfismo por impacto

El metamorfismo por impacto es el resultado de colisiones entre los cuerpos parentales de las meteoritas. Su estudio es importante, ya que los procesos por impacto son factores que afectan las propiedades fundamentales de las meteoritas, tales como la abundancia y distribución de gases nobles y elementos traza (particularmente elementos volátiles), edades isotópicas y otras características físicas. Stöffler y colaboradores (1991) proponen una clasificación petrográfica que indica los estados progresivos del metamorfismo de impacto para las condritas ordinarias, aunque también pueden aplicarse estos criterios a condritas carbonosas (Scott et al., 1991) y otras meteoritas ricas en olivino, tales como las urelitas.

Esta clasificación establece seis estados de metamorfismo de impacto (S1-S6), basándose en los efectos de impacto en olivino y plagioclasa. Los efectos característicos para cada estado de impacto son (Tabla 2.3):

- S1 (sin impacto), este estado se caracteriza por la extinción óptica nítida del olivino utilizando nícoles cruzados.
- S2 (impacto muy débil), la característica principal en este estado es la extinción ondulante del olivino. La extinción ondulante se reconoce porque la posición de extinción de un solo cristal bajo nícoles cruzados varía sistemáticamente a través del grano requiriendo un ángulo de rotación de $\geq 2^\circ$. La extinción ondulante siempre está acompañada por fracturas irregulares en los granos de olivino.
- S3 (impacto débil), las fracturas planares y la extinción ondulante en el olivino caracterizan este estado.
- S4 (impacto moderado), el olivino presenta estructura en mosaico.
- S5 (impacto fuerte), la plagioclasa se vuelve isotrópica (maskelynita) y el olivino muestra rasgos de deformación planar.
- S6 (impacto muy fuerte), el olivino recristaliza, combinado a veces con fases de transformación (ringwoodita y/o fases producidas por reacciones de disociación). Los efectos de este estado están siempre restringidos a regiones adyacentes a porciones fundidas de la muestra debidas al impacto fuerte.

Para indicar el grado de metamorfismo de choque se muestra el tipo de meteorita junto con el grado de metamorfismo termal y entre paréntesis el grado de metamorfismo por impacto, por ejemplo H5 (S3).

Tabla 2.3. Estadios progresivos del metamorfismo de impacto de condritas ordinarias. Solo se muestran los efectos del metamorfismo de impacto en olivino y plagioclasa. La temperatura de post-choque es el incremento de temperatura (en comparación a la temperatura antes del choque) después de liberarse de la presión (Tomada de Stöffler et al., 1991).

Estado de impacto	Efectos resultantes del equilibrio de la presión de choque		Efectos resultantes de la P-T	Presión de impacto GPa	Incremento de temperatura post-choque °C	Estimación del incremento mínimo de temperatura °C
	Olivino	plagioclasa				
Sin impacto S1	Extinción óptica nítida, fracturas irregulares		Ninguna	<4-5	10-20	10
Muy poco impacto S2	Extinción ondulante, fracturas irregulares		Ninguna	5-10	20-50	20
Poco impacto S3	Fracturas planares, extinción ondulante, fracturas irregulares	Extinción ondulante	Venas opacas, incipiente formación de bolsas de fusión interconectadas	15-20	100-150	100
Impacto moderado S4	Estructura en mosaico, fracturas planares	Extinción ondulante, parcialmente isotrópica, características de deformación planar	Bolsas de fusión, venas interconectadas, venas opacas	30-35	250-350	300
Impacto fuerte S5	Estructura en mosaico bien definida, fracturas planares y características de deformación planar	Maskelynita	Bolsas, venas y diques de fusión	45-55	600-850	600
Impacto muy fuerte S6	Recristalización del estado sólido, fusión y ringwoodita	Fusión (vidrio normal)		75-90	1500-1750	1500
Fusión por impacto	Fusión de la roca total (fusión de las rocas y brechas de fusión)					

Los escenarios en los que ocurren estos impactos pueden ser tres, dependiendo de los tamaños de los asteroides:

- a) Al colisionar dos objetos de tamaño similar, ambos se fragmentan de forma total.
- b) Al colisionar un cuerpo de menor tamaño contra otro mayor de forma irregular, se forma un cráter con poca regolita, la cual se deposita en lentes de brecha regolítica en el piso del cráter. También se forma un fundido en la parte central del cráter, algunos fragmentos del asteroide de mayor tamaño escapan.
- c) Si colisiona un objeto pequeño contra otro de mayor tamaño y de forma regular se forman cráteres grandes con regolita abundante. Algunos fragmentos fundidos salen como balísticos, enfriándose rápidamente. Otros de los fundidos

se incorporan a los depósitos de brechas polimícticas (clastos y matriz de diferente clase química) en la parte central del cráter.

2.2 Tipos texturales primarios de los condros

Los condros son esferas ígneas cuyos diámetros varían entre algunas decenas de micras (Scott, 1988) hasta algunos centímetros (Prinz et al., 1988). Estos objetos están constituidos principalmente por fases minerales como olivino y piroxeno, con vidrio intersticial de composición feldespática, con o sin fases opacas de Fe-Ni, sulfuros de hierro y cromita. Aunque otros tipos de condros son ricos en fases de aluminio, metálicas o aún más raros de cromo. La definición para condro se restringe sólo a los objetos esféricos presentes en las meteoritas de tipo condritico, lo cual implica que se formaron hasta, o quizá durante, la formación de los planetas y no después que estos. En el 2004 Conolly y Desch hicieron una revisión acerca de las clasificaciones y origen de los condros. El término condro fue acuñado por un científico alemán llamado Rose (1864) a partir del vocablo griego “χονδροζ”, que significa esfera, para referirse a las estructuras esféricas pequeñas contenidas en las condritas. Sin embargo, Sorby (1877) fue el primero en sugerir una teoría de formación de condros. Tschermak en 1885 introdujo el término alemán “Kügelchen”, el cual significa “esferas pequeñas” y que se traduce al inglés como chondrule (ule es un sufijo diminutivo del latín).

2.3.1 Clasificaciones químico- mineralógicas de los condros

La clasificación de los condros se hace con base en su composición química total, mineralogía y tipo textural. Una de las clasificaciones químico-mineralógicas principales es la de Brearley y Jones (1998), la cual consiste en calcular el valor del número de magnesio ($Mg\# = Mg^{2+} / [Mg^{2+} + Fe^{2+}] [mol]$) (Tabla 2.4) del olivino y piroxeno pobre en calcio de los condros, aunado al contenido modal de partículas metálicas presentes en el condro. Por lo que, si el Mg# en olivino y/o piroxeno es mayor que 90 el condro es pobre en hierro, y si es menor que 90 es rico en hierro. Otro criterio para distinguir los condros pobres en hierro es que estos contienen hasta el 30% en volumen de partículas metálicas de FeNi (Conolly et al., 2001), mientras que los condros ricos en hierro contienen una cantidad inferior de metales (Rubin, et al., 1999). Otro sistema de clasificación (Tabla 2.4), relacionado con el anterior, es el propuesto por Jones y Scott (1988) y Jones (1990, 1994, 1996) el cual combina la textura del condro con su composición química global, inferida a partir de su mineralogía modal. Basados en el

contenido de FeO del olivino y del FeO total, los condros pobres en FeO son designados como del tipo I y los ricos en FeO como el tipo II. El tipo III se refiere a las texturas radiales de piroxeno (RP) que pueden ser del tipo I ó II. La subdivisión entre los tipos depende de la abundancia modal de olivino y piroxeno pobre en calcio, los condros con más del 10% de piroxeno pobre en calcio se les designa con la letra A, con más del 10% de olivino se le designa la letra B (McSween, 1977) y con cantidades similares de olivino y piroxeno se les da las letras AB (Scott y Taylor, 1983).

Tabla 2.4. Tabla de clasificación de condros de acuerdo a la química, mineralogía y presencia de partículas metálicas (Brearley y Jones, 1998; Conolly et al., 2001; Rubin, et al., 1999; Jones y Scott, 1988; Jones 1990, 1994, 1996; McSween, 1977; Scott y Taylor, 1983, ^a equivalencia con la clasificación textural de los condros de Gooding y Keil, 1981).

Tipo	Subtipo	Otras características	Variedades texturales ^a
I (# Mg > 90) pobre en FeO	A ol > 10%	Presencia de partículas de Fe-Ni hasta en un ~30% vol. Condros más pequeños y redondos. Hasta 2.5% peso de FeO. Ol > Fo 90%	IA=(BO,PO), MPO, GO IAB= POP, GOP IB= PP,GP
	B px > 10%		
II (# Mg < 90) rico en FeO	AB ol ≈ px ≈ 50%	Poco o nulo contenido de partículas metálicas. Mesostasis vítrea turbia. Hasta 14% peso de FeO. Ol < Fo 90%	IIA=BO,PO, (MPO, GO) IIAB= POP, GOP IIB= PP, GP
	A ol > 10%		
	B px > 10%		
AB ≈ 50%			
III	Radiales de px		Pueden ser del tipo I ó II RPO, RP

BO = barrado de olivino, PO = porfídico de olivino, MPO = microporfídico de olivino, GO = granular de olivino, POP = porfídico de olivino y piroxeno, GOP = granular de olivino y piroxeno, PP = porfídico de piroxeno, GP = granular de piroxeno, RPO = radial de olivino, RP = radial de piroxeno.

2.3.2 Clasificaciones mineralógicas de los condros

Debido a que las variaciones químicas del total del condro dependen de la proporción entre la mineralogía modal y el vidrio, se ha utilizado una clasificación petrográfica, la cual es ampliamente usada ya que es un método de aplicación sencillo y práctico tal como se plantea en la Tabla 2.5. El trabajo realizado por Gooding y Keil (1981) describe los diferentes tipos de texturas en condros de condritas ordinarias desequilibradas (tipos petrológicos 3 y 4), estudiados en sección delgada.

Las descripciones se aplican tanto a condros de condritas de tipo petrológico 3 como en los de tipo 4; ellos describen que existen diferencias texturales entre los condros primarios (originales) y los condros de condritas equilibradas (con recristalización o alteración).

Las abundancias de los tipos de condros son muy similares en los diferentes tipos de condritas ordinarias (Tabla 2.5), mientras que ningún tamaño o forma se relaciona con alguna textura en especial.

Tabla 2.5. Características y abundancias de los tipos texturales de condros, más comunes, en las condritas ordinarias.

Tipo textural	Características	Abundancia (%)
Porfídicos de olivino y piroxeno (POP)	Fenocristales de olivino y piroxeno en una matriz vítrea o afanítica. >10 vol.% de olivino y/o piroxeno	47-52%
Porfídicos de olivino (PO)	>90 vol.% de fenocristales de olivino en una matriz vítrea o afanítica	15-27%
Porfídicos de piroxeno (PP)	>90 vol.% de fenocristales de piroxeno en una matriz vítrea o afanítica	9-11%
Barrados de olivino (BO)	>90 vol.% de barras esqueléticas de olivino con mesostasis intersticial	3-4%
Radiales de piroxeno (RP)	>90 vol.% de cristales aciculares de piroxeno radiales a uno o más puntos	7-9%
Criptocristalinos (C)	>90 vol.% de criptocristales de piroxeno	3-5%
Granulares de olivino y piroxeno (GOP)	>10 vol.% de microcristales de olivino y/o piroxeno embebidos en una mesostasis vítrea o afanítica	2-5%
Metálicos (M)	>90 vol.% de aleaciones de FeNi en una mesostasis vítrea o afanítica	1%
°Ricos en cromita (Cr)	>90 vol.% de cromita en una mesostasis vítrea o afanítica	<<1%
*Ricos en aluminio (Al)	>90 vol.% de espinela, anortita o alguna otra fase rica en aluminio en mesostasis vítrea o afanítica	<<1%

°Condros ricos en cromita descritos por Grossman et al., 1988; Brearley y Jones, 1998; Zanda, 2004.

*Condros ricos en aluminio descritos por Bischoff y Keil (1984).

2.4 Conclusiones del capítulo

En cualquier rama de la ciencia las mejores taxonomías, son aquellas que por su sencillez son fáciles y rápidas de aplicar, sin dejar atrás el rigor necesario. Es por ello que en el presente trabajo los criterios utilizados para clasificar las condritas mexicanas serán los de Bischoff (2001), Van Schmus y Wood (1967) y Stöffler et al. (1991). Para estudiar los condros se utilizará principalmente la clasificación textural de Gooding y Keil (1981).

3 TEORÍAS PRINCIPALES SOBRE LA FORMACIÓN DE CONDROS EN EL SISTEMA SOLAR

La teoría del origen del Sistema Solar más aceptada es la del colapso de una nube molecular que generó un disco alrededor de la protoestrella, de este disco se formaron los planetas por colisión (Kant, 1755; Edgeworth, 1949; Kuiper, 1951; Hoyle, 1960; Cameron, 1962, 1995; Schatzman, 1962; Safronov, 1972). Además de evidencias físicas y astronómicas, esta teoría está respaldada por evidencias químicas e isotópicas derivadas de meteoritas, muestras terrestres y lunares.

Cameron (1995) resume que la formación completa del Sistema Solar se dio en cuatro etapas:

- 1) El colapso de la nube molecular que dio lugar a la nebulosa protoplanetaria.
- 2) La acreción principal de la estrella y disipación de la nebulosa mayor que formó un disco de acreción o disco protoplanetario, también es llamada etapa FU Orionis. A finales de esta etapa e inicios de la siguiente se formaron las inclusiones de calcio y aluminio contenidas en las condritas, que son los primeros sólidos de temperaturas altas (por ejemplo el corindón condensa a 1700 °C). A partir de esta etapa continúa la condensación de sólidos, como el olivino y el piroxeno, en pequeños cristales con tan sólo algunas micras de tamaño (Conolly y Love, 1998). En esta etapa ocurre una diferenciación elemental en el disco de acreción, quedando cerca de la estrella central los elementos más pesados como el hierro, magnesio y sílice y hacia la zona de los planetas gigantes los elementos gaseosos como el hidrógeno y el helio.
- 3) Acumulación final del Sol o etapa T-Tauri clásica, que es cuando se formaron los planetas gigantes Júpiter y Saturno, a partir de la acreción de planetesimales formados en esas regiones.
- 4) Nebulosa residual estática, la cual sucedió cuando la estrella se encuentra en la etapa T-Tauri desnuda o de líneas débiles. En esta etapa ocurrió la acreción de los granos en planetesimales y de planetesimales en planetas o en cuerpos menores. Se presume que en este tiempo es cuando se formaron los condros a partir de pequeñas pelotas de olivinos y/o piroxenos acumulados en forma de grumos de polvo (Conolly y Love, 1998).

3.1 Origen de los condros

El rango de formación de los condros (~4,564 Ma.) va de 1 a 3 Ma. después de la formación de las inclusiones de calcio y aluminio (~4,567 Ma.) (Amelin et al., 2002; Rudraswami et al., 2008). Además, las características texturales de los condros sugieren historias de formación instantáneas las cuales no se vuelven a repetir dentro del Sistema Solar después del rango de edad mencionado. A pesar de los avances realizados para comprender la génesis del Sistema Solar, los astrofísicos aún no son capaces de llegar a un consenso acerca del mecanismo preciso del calentamiento de los condros, pero los cosmoquímicos parecen insistir en un calentamiento “flash” (Hewins, et al., 1996). Aún se debe contestar la única pregunta ¿es el calentamiento “flash” el único camino para explicar la presencia de volátiles y texturas de los condros? Si la respuesta es positiva, entonces muchos modelos de calentamiento pueden desecharse. En la Tabla 3.1 se sintetizan los mecanismos formadores de condros más aceptados en la literatura; si los condros se formaron en la etapa T-Tauri desnuda o de líneas débiles, tal como sugiere Cameron (1995), los mecanismos más viables se reducen a choques nebulares, rayos y ráfagas, pues los mecanismos de ablación de cuerpos parentales y de fusión por impacto implicarían procesos de diferenciación química que no se reconocen en las condritas. En la opinión de un astrofísico (Boss, 1996), la forma más fiable de calentamiento es mediante las ondas de choque que se propagan dentro de la nebulosa; sin embargo, es concebible que un trabajo futuro pueda mejorar algunas discusiones. En cambio, para quienes toman más seriamente los procesos de ondas de choque es claro encontrar evidencias y argumentos de la fuente de energía de las ondas de choque nebulares (Boss, 1996). A continuación se resumen estos tres mecanismos y los argumentos en pro o en contra de estas propuestas.

3.2 Modelos principales de formación de condros

Las edades estimadas de los condros los ubican entre los materiales más primitivos del Sistema Solar ($4,564.66 \pm 0.63$ Ma, Amelin, et al., 2002). Sin embargo, su origen aún es un tema de debate intenso. Sorby, en 1877, propuso el primer modelo de formación de condros explicando que estos eran fundidos por la cercanía al Sol. Desde entonces los modelos que explican la formación de condros han sido diversos, como los que explican que los condros se forman por los fundidos arrojados por

impactos (Urey, 1956), otros explican su formación con la fusión por rayos nebulares (Eisenhour et al., 1994; Eisenhour y Buseck 1995) o por el mecanismo de fusión de los condros por el arrastre de ondas de choque (Hood y Horanyi, 1991).

Por ser estas explicaciones tan diversas y controversiales, varios autores han realizado resúmenes de ellas, tales como King (1982), Hewins (1994) y Boss (1996). El presente trabajo está basado, principalmente, en la revisión de Boss (op.cit) y otros trabajos propuestos hasta el año 2007.

Tabla 3.1. Se muestra la posible etapa en la que se generaron los mecanismos formadores de condros. Las etapas y su duración fueron tomadas de Cameron (1995). Los mecanismos fueron tomados de Boss (1996).

Etapas	Duración	Posible época en la que se ubican los mecanismos de formación de condros								
Formación de la nebulosa	10 ² años	Choques de acreción					Rayos			
Disipación mayor de la nebulosa (FU Orionis)	5X10 ⁴ años		Interior nebuloso caliente	Estallidos FU Orionis	Flujos bipolares					
Acumulación final de Sol (T-Tauri)	1-2 Ma									
Nebulosa residual estática (Etapa T-Tauri desnuda o de líneas débiles)	3-30 Ma					Choques nebulares		Fusión por impacto	Ablación de un cuerpo	Ráfagas

3.2.1 Rayos nebulares

La carga eléctrica puede acumularse en la nebulosa mediante las colisiones grano-grano, y pueden generar descargas eléctricas (rayos) catastróficas, las cuales pudieron ocurrir entre las atmósferas de varios planetas. Este modelo fue propuesto antes de la revisión de King (1982).

3.2.1.1 Argumentos a favor

- Las descargas eléctricas ocurren rápidamente y con el calor suficiente para producir condros (Horanyi et al., 1985), debido a la presencia de granos de polvo en el ambiente nebular (Tabla 3.1).
- Eisenhour y colaboradores (1994) y Eisenhour y Buseck (1995) han demostrado que la radiación electromagnética es selectiva en cuanto al tamaño de las partículas precursoras, ya que las muy pequeñas no pueden absorber la radiación electromagnética eficientemente y no se funden.
- Este tipo de eventos aseguran agregados de granos, de vez en cuando se encuentran agregados sin tocar. Los sólidos formados de ambos tipos de poblaciones pueden ser termalmente heterogéneos.
- En ciclos termales múltiples se puede esperar que un condro ya formado sufra un recalentamiento, y así formar condros compuestos y con bordes múltiples.
- Los rayos pueden producir calentamientos y enfriamientos rápidos, los cuales son requeridos para retener volátiles como el FeS.

3.2.1.2 Argumentos en contra

- La energía electrostática requerida puede ser insuficiente para fundir agregados de tamaño milimétrico (Love et al., 1994), es probable que este tipo de descargas eléctricas sean más parecidas a una aurora que a un rayo terrestre.
- Las colisiones entre los granos son necesarias para separar las cargas (Morfill, et al., 1993). Si nos basamos en la formación de rayos en la Tierra, los granos de hielo son suficientes para separar las cargas, pero en la nebulosa estos granos de hielo sólo pueden existir a distancias mayores de 2.5 unidades astronómicas (UA) a 5 UA del Sol ($1 \text{ UA} = 1.48635 \times 10^8 \text{ km}$, la distancia promedio de la Tierra al Sol). La temperatura ambiente de la nebulosa en la región de formación de los condros es de 500 K (Grossman, 1988), es decir, demasiado elevada para que existan granos de hielo. Así que si la generación de rayos fue por interacciones entre granos de silicato y metal, la distancia entre estos no es muy clara (Morfill et al., 1993).
- Como el calentamiento es rápido, las capas externas de los precursores son vaporizadas antes que su interior se funda. Se estima que el gas es calentado

cerca del *liquidus* de los silicatos en un segundo, tiempo suficiente para fundir incompletamente el interior de un precursor milimétrico por conducción de calor.

3.2.2 Ráfagas

El magnetismo remanente en las meteoritas implica la existencia de campos magnéticos (cerca de 1 Gauss en intensidad) durante el enfriamiento de las rocas debajo de la temperatura de Curie (Sugiura y Strangway, 1988). Una ráfaga ó fulguración solar grande dura aproximadamente una hora y genera tanto partículas energéticas como luz dentro de todo el espectro electromagnético. Los campos magnéticos en la superficie solar periódicamente producen fulguraciones solares energéticas, los campos magnéticos pueden transformar su energía a energía termal a través de eventos de reconexión magnética (Levy y Araki, 1989).

Cameron (1995) propuso que la formación de condros fue debida a las ráfagas las cuales se generan por reconexión magnética. Él sugirió que el arco de choque entre la nebulosa y el viento solar fue el lugar en donde se formaron las ráfagas, las cuales fueron capaces de procesar termalmente los precursores de los condros. La reconexión pudo generar automáticamente ráfagas grandes, las cuales pudieron ser muy comunes en la zona del arco. Es posible que la duración de las ráfagas fuera similar a las ráfagas solares; que es del orden de horas. Este escenario pudo presentarse hasta la etapa 4 (Tabla 3.1), después de terminada la acreción solar y después que la expansión coronal del viento solar se desarrolló y comenzó a erosionar el arco nebuloso. La frecuencia de las ráfagas no ha sido bien estimada.

3.2.2.1 Argumentos a favor

- El calentamiento-enfriamiento rápido es posible. Este aunado a la presencia de polvo nebuloso prolongaría la fase de enfriamiento. El proceso pudo suceder en el orden de horas y su larga duración pudo extender los periodos de enfriamiento (Tabla 3.1). Lo cual indica que este mecanismo no fue completamente instantáneo.
- Por analogía con el Sol, estos campos pudieron ocurrir en la superficie de la nebulosa.
- El calor pudo ser puntual, lo que hizo posible unir componentes con o sin calentamiento en la misma condrita.

- Pudieron generarse ciclos de calentamiento-enfriamiento múltiples.
- El intervalo de tiempo para remover la nebulosa solar interna es consistente con el intervalo de tiempo de la formación entre las ICAs y los condros de ~2 Ma (Cameron, 1995).

3.2.2.2 Argumentos en contra

- La reconexión de los eventos magnéticos pudo producir protones y electrones con una energía de 1 MeV, los cuales poseyeron energía suficiente para calentar a los precursores de los agregados. Sin embargo, estas partículas energéticas no pueden penetrar a la materia, y los precursores solo pudieron ser calentados encima del plano medio de la nebulosa, en la corona nebular (Levy y Aranki, 1989), donde también sucedieron erupciones magnéticas.
- La intensidad del campo magnético requerido para fundir los precursores de los condros en la corona es de por lo menos 5 Gauss (Levy Aranki, 1989), comparable o tan alto como el valor del plano medio de la nebulosa que es de 1 Gauss a 2.5 UA (Sugiura y Strangway, 1988). La intensidad del campo magnético cae fuertemente con la altura vertical entre el plano medio de la nebulosa y su superficie, lo que genera que la intensidad del campo coronal mínima de 5 Gauss sea difícil de alcanzar (Morfill et al., 1993).
- La generación de campo magnético por el mecanismo de dínamo está impedida, generalmente, por el grado de ionización bajo y puede impedirse completamente de 2 a 3 UA por la existencia de un hueco entre las regiones internas calientes debido a la ionización termal y las regiones exteriores de la nebulosa, las cuales son penetradas por los rayos cósmicos (Stepinski y Reyes Ruiz, 1993). La detección del momento magnético del asteroide Gaspra (Kivelson et al., 1993) en el mismo rango que el de las meteoritas condriticas (Sugiura y Strangway, 1988) puede significar que las condritas obtuvieron su magnetismo remanente, no como partículas individuales en la nebulosa solar, sino como parte de un cuerpo parental, el cual por sí mismo pudo estar inmerso en un campo magnético de tamaño nebular o bien un campo que afecto al asteroide. Estos fenómenos pueden tener más implicaciones en el metamorfismo termal de la condritas.

3.2.3 Ondas de choque nebulares

Los calentamientos *flash* derivados de frentes de onda de choque encabezan la lista de los posibles mecanismos formadores de condros (Boss y Durisen, 2005). Este modelo se refiere a ondas de choque que se propagan a través del interior de una nebulosa, de manera tal que pueden tomar agregados precursores y calentarlos hasta el punto de fusión por medio de un proceso de calentamiento, en el cual, tanto el arrastre del gas como la energía termal, se pierde por las colisiones grano-grano hasta alcanzar la radiación termal del frente de onda y de otros granos de polvo (Hood y Horanyi, 1991; 1993). El mecanismo de calentamiento de partículas sólidas por ondas de choque (Nakamoto y Miura, 2004) funciona de la siguiente forma: Cuando una onda de choque es generada en la nebulosa solar (que es una mezcla de gas y polvo) el gas es frenado por su presión mientras que las partículas de polvo tienden a conservar su velocidad inicial. Debido a este comportamiento dinámico diferente detrás del frente de la onda de choque, se genera una diferencia de velocidad relativa entre el gas y las partículas de polvo, así las partículas de polvo son frenadas por la fuerza de arrastre de gas causada por la velocidad relativa con el gas y son calentadas por la energía de arrastre ó fricción.

Existen por lo menos cinco propuestas diferentes de mecanismos generadores de ondas de choque: El primer mecanismo es por medio de choques de acreción a la superficie de la nebulosa (Wood 1984; Ruzmaikina e Ip, 1995). El segundo por la acreción de masas de gas en la nebulosa solar (Boss y Graham., 1993; Hood y Kring, 1996). Tercero por ondas de proa generadas por el movimiento de planetesimales de 1000 km de diámetro en órbitas altamente excéntricas. Un cuarto mecanismo son las ondas en espiral (Hood y Horanyi, 1991; Wood, 1996) generadas por inestabilidades gravitacionales, con tendencia de formación de planetas más allá de la órbita de Júpiter, y cuyas velocidades de choque alcanzan los 10 km/s (Boss, 2002; Pickett et al., 2003; Boss y Durisen, 2005). Un quinto mecanismo puede ser el de la inducción de choques por ráfagas de rayos X en la parte superior del disco protoplanetario, cuyas velocidades de frente de choque son de 40 km/s (Nakamoto et al., 2004).

3.2.3.1 Argumentos a favor

- Una onda de choque que se propaga dentro de la nebulosa asegura la presencia de precursores agregados creciendo dentro de la parte densa de la nebulosa (Tabla 3.1). Las ondas de choque no necesitan propagarse en el mismo camino

del plano medio del disco, en disposición de los procesos de crecimiento de los granos, ya que una cantidad pequeña de turbulencia es suficiente para mantener los granos más pequeños (<mm) lanzados arriba del plano medio de la nebulosa (Weidenschilling, 1988; Cuzzi et al., 1993; Dubrelle et al., 1995)

- La propagación de las ondas de choque con velocidades entre 4-10 km/s (Boss y Durisen, 2005) puede proporcionar el calentamiento rápido requerido para la formación de los condros debido a la fricción (Hood y Horanyi, 1991; 1993) y la presencia de un aumento en la densidad del polvo puede explicar las relaciones de enfriamiento observadas. Hood y Horanyi (1993) en sus simulaciones calcularon que las temperaturas de fusión (nominalmente de 1327 °C) pueden ser alcanzadas en 100 segundos, mientras que el enfriamiento hasta el estado sólido sucedió dentro de un periodo de tiempo similar.
- Debido a que el calentamiento de los granos de polvo por el proceso de ondas de choque ocurre en periodos del orden de los 100 segundos (Hood y Horanyi, 1993), el calor es conducido a través de las superficies de los granos y es capaz de fundir los centros de algunos sólidos precursores de tamaño milimétrico.
- Se pueden generar múltiples ciclos de calentamiento.
- Dependiendo de cómo se generen las ondas de choque, varía el grado del proceso termal, dependiendo si el precursor está localizado cerca o lejos de donde finalmente es disipado.
- A la escala de la nebulosa, las ondas de choque pueden ser muy locales y no se puede esperar que sus productos sean homogéneos. Los condros procesados por ondas de choque diferentes pueden tener un rango de propiedades físicas características, como distintos picos de temperatura alcanzados, diferente densidad de polvo precursor, etcétera. De esta forma se obtendrían lotes de condros con tipos texturales predominantes; por ejemplo si la temperatura generada por una onda de choque es más elevada predominarían los condros totalmente fundidos (criptocristalinos y barrados de olivino).

3.2.3.2 Argumentos en contra

- Las ondas de choque requieren de movimientos supersónicos, los cuales se disipan rápidamente por la ausencia de regeneración. Una fuente posible de ondas de choque debe ser especificada. Los estallidos FU Orionis pueden iniciar ondas de choque al centro del disco, pero no se sabe si se pueden propagar a 2-3 UA. El crecimiento no simétrico (tales como barras u ondas densas en espiral) puede provocar ondas de choque en dirección azimutal, pero cada crecimiento probablemente requiere una nebulosa más fría y más masiva, que es lo normal a considerar (Boss, 1996). Esta es una evidencia astronómica para los episodios de acreción de nubes de polvo y gas en la nebulosa (Boss y Graham, 1993), pero no es claro si estas nubes realmente existen y si son lo suficientemente masivas para producir ondas de choque entre la nebulosa (Hood y Kring, 1996).

3.3 **Conclusiones del capítulo**

Si los condros fueron formados dentro de los primeros 3 ó 4 millones de años después de la formación de las inclusiones de calcio y aluminio (ver Capítulo 2, pag. 10), sus mecanismos de formación debieron suceder en esta época. Por tanto, los mecanismos deben ser compatibles con los procesos de la etapa temprana de formación de estrellas, como son las ráfagas y los choques nebulares. Sin embargo, el mecanismo de ráfagas no es precisamente un mecanismo instantáneo, por lo que se le dará en esta tesis más peso al mecanismo de ondas de choque, ya que es un mecanismo en el que la selección de tamaños puede ser explicada además que pueden ocurrir diversos ciclos de formación, lo cual puede explicar la variedad de tamaños y texturas de los condros.

4 METODOLOGÍA

En este capítulo se describen los métodos utilizados en el estudio de las tres condritas mexicanas seleccionadas para su estudio.

4.1 Clasificación del tipo petrológico de condritas ordinarias

El material utilizado corresponde a las meteoritas Cuartaparte, Cosina, Nuevo Mercurio, las cuales forman parte de la colección del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

La descripción macroscópica para las meteoritas se hizo de acuerdo al formato de descripción y clasificación del Antarctic Meteorite Research Center National Institute of Polar Research (Tabla 4.1) (Kojima e Imae, 2002).

Posteriormente se analizaron 6 secciones delgadas, dos por cada meteorita, para determinar su textura y mineralogía bajo el microscopio petrográfico.

Tabla 4.1 Metodología para la descripción de condritas ordinarias (adaptada de Kojima e Imae, 2002).

1	Descripción general adaptada a condritas ordinarias	Criterios			
1-1	Nombre de la meteorita				
1-2	Grupo *	H: 16-20.2 Fa, 4.5-18 Fs	L: 22-26 Fa, 19-22 Fs	LL: 27-32 Fa, 22-26 Fs	
1-3	Tipo petrológico °	3	4	5	6
1-4	Peso en gramos				
1-5	Dimensión de la muestra (cm)				
1-6	No. de secciones usadas para su clasificación				
2	Descripción macroscópica				
2-1	Grado de fragmentación	1.- Sin Fragmentar	2.-Poco fragmentada	3.-Fragmentada	
2-2	Forma de la meteorita	1.- Redondeada	2.- Subredondeada	3.- Angular	4.- Otra
2-3	Porcentaje que cubre la corteza de fusión	1. Completa (>80%)	2.-La mitad (80-20%)	3.- Menos (<20%)	4.- Nada
2-4	Minerales evaporíticos en la superficie	1.- Libre	2.- Escasos	3.- Abundantes	
2-5	Índice de fracturamiento	1.- A (libre)	2.- A/B	3.- B (Moderado)	4.- C (Fuerte)
2-6	Estructura interior	1.- Masiva	2.- Porosa	3.- Brecha	4.-Otras
2-7	Color Interior	1.- Negro	2.- Marrón	3.- Metálico	4.- Otro
2-8	Clastos de xenolitos	1.- Libre	2.-Raros	3.-Muchos	

* Ver Tabla 2.1 de grupos de condritas. ° Ver Tabla 2.2 de tipos petrológicos.

4.2 Métodos petrográficos para la descripción de condros

Las secciones delgadas fueron analizadas bajo el microscopio petrográfico de luz transmitida y reflejada de la sala de microscopios del Instituto de Geología de la UNAM, se describieron, de acuerdo a los criterios en la Tabla 4.2, 98 condros para Cuartaparte, 100 de Cosina y 166 para Nuevo Mercurio. En cada condro se identificó su tipo textural utilizando la clasificación de Gooding y Keil (1981), obteniendo, su forma, diámetro aparente mayor (a) y menor (b) (Fig. 4.1) así como la composición mineralógica. Los condros investigados son aquellos en que se estimó que exhibían características indicativas de su origen, con contornos circulares o elípticos, aunque no necesariamente con bordes lisos y con texturas que han sido interpretadas como evidencias de cristalización rápida y/o incompleta. Los condros rotos fueron incluidos en el estudio sólo si cumplían con $\geq 270^\circ$ de arco. Se excluyen los fragmentos menores a esta relación, así como aquellos fragmentos rodeados por fases mono o poliminerales, ya que estos no proporcionan una evidencia convincente de los fundidos iniciales. Las mediciones de los diámetros fueron realizadas con una retícula óptica previamente calibrada con un micrómetro.

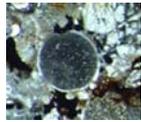
4.3 Análisis estadísticos para la descripción de los tamaños de condros

Después de la descripción y medición de condros se hizo un análisis estadístico para determinar la distribución de frecuencia de tamaño de los diferentes tipos texturales. El diámetro aparente de los condros se presenta en unidades ϕ las cuales se definen como $\phi = -\log_2 D$, donde D es el diámetro aparente del condro en milímetros. Sin embargo, el diámetro debe de ser la medida representativa de cada condro. Existen dos formas de definir el diámetro para un condro. La primera forma de estimar el diámetro es la propuesta por Nelson y Rubin (2002). Ellos definieron que el eje “a” es la medida del diámetro mayor del condro y el eje “b” es la medida de mayor longitud del diámetro perpendicular al eje “a” (Fig. 4.1 a y b), el promedio aritmético es llamado diámetro promedio. La segunda forma de estimar el diámetro es un método aplicado para medición de gotas de lluvia (Green, 1975, Montero Martínez y García García, comunicación personal). Montero Martínez y García García, plantean que las gotas de lluvia pueden ser tratadas como esferas oblatas, cuyo diámetro equivalente (D_e) se calcula por medio de la formula $D_e = (a^2b)^{1/3}$, en donde el eje a y b son las mismas mediciones descritas por

Nelson y Rubin (2002). En este trabajo se adopta el método del diámetro equivalente. La mayor desventaja de las mediciones en secciones delgadas es que el tamaño de los condros es subestimado y sólo son medidos tamaños aparentes (Nelson y Rubin, op. cit). Sin embargo, las correcciones a las mediciones que aplican otros autores (p.e. Eisenhour, 1996), sobreestiman la proporción de tamaños finos, por lo que los métodos aquí mencionados son los más idóneos para evitar esta sobreestimación. Los parámetros estadísticos utilizados son los propuestos por Folk y Ward (1957) e Inman (1952).

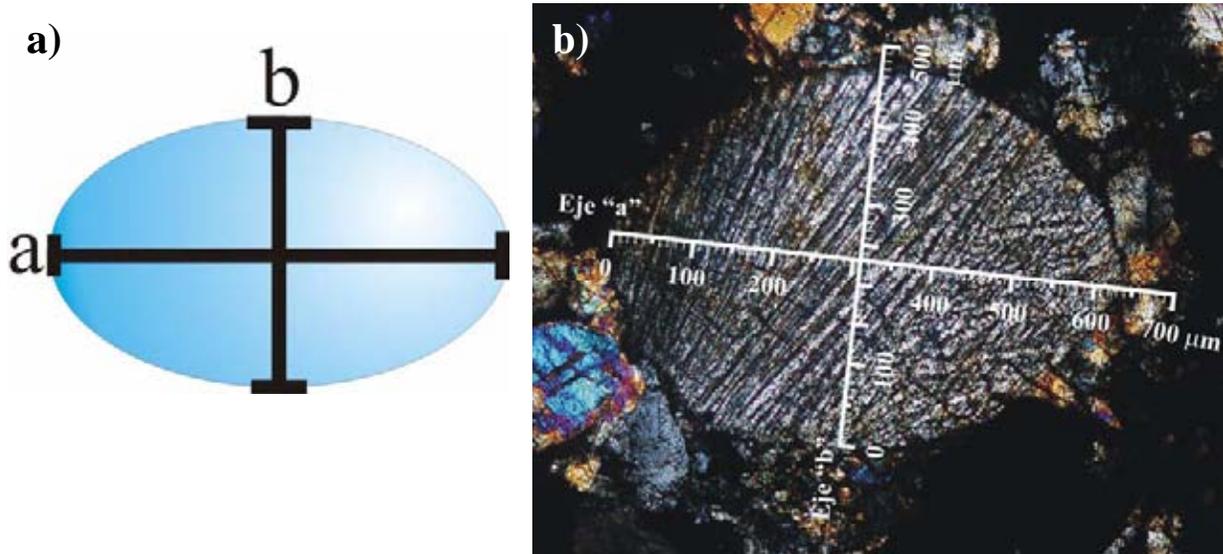
Por otra parte, la relación axial de un esferoide ó excentricidad (e) es la relación que existe entre el eje menor y el eje mayor es decir $e = b/a$, de tal manera que la excentricidad de un círculo perfecto es igual a uno y para una elipse es menor que uno.

Tabla 4.2 Metodología para la descripción microscópica de condros en sección delgada.

	Concepto	Criterios			
1	Diámetro	Eje mayor "a"	Eje menor "b"		
2	Borde del condro	Muy bien definido 	Bien definido 	Definido 	Pobrementemente definido 
3	Tipo textural de condro*	Porfídicos: POP, PO, PP	No porfídicos: C, RP, GOP, BO	Otros: M, Cr, Al,	
4	Descripción de minerales traslúcidos	Tipo de minerales: Olivino, piroxeno, feldespato, otro	Proporción modal	Desarrollo cristalino (eudral, subedral, anedral)	Tamaño
5	Descripción de minerales opacos (luz reflejada)	Tipo de minerales: Aleaciones de FeNi, troilita, cromita, otros	Proporción modal	Grado de cristalinidad (eudral, subedral, anedral)	Tamaño
6	Grado de cristalización de la mesostasis vítrea dentro del condro	Isotrópica	Turbia	Desvitrificada	
7	Marcadores de impacto en olivino	Extinción ondulante	Estructura en mosaico	Deformación planar	Presencia de rinwoodita
8	Fracturas en los condros	¿corta sólo al condro?	¿corta los condros y matriz de la condrita?	¿fundidos dentro de las fracturas?	
9	Oxidación	Proporción de halos de óxidos alrededor de las aleaciones de FeNi y troilita	Óxidos: limonita, akaganeita, otros		

*Ver Tabla 2.5 para la definición de tipos texturales. ° Ver Tabla 2.3 de metamorfismo de impacto.

Figura 4.1 a) El esquema muestra que el eje “a” es la medida de mayor longitud para un esferoide proyectado en dos dimensiones y que el eje “b” es la medida de mayor longitud tomada de forma perpendicular al eje “a”. b) En la fotomicrografía de una sección delgada de Cuartaparte, tomada nícoles cruzados, se muestra la medición de los ejes “a” y “b”.

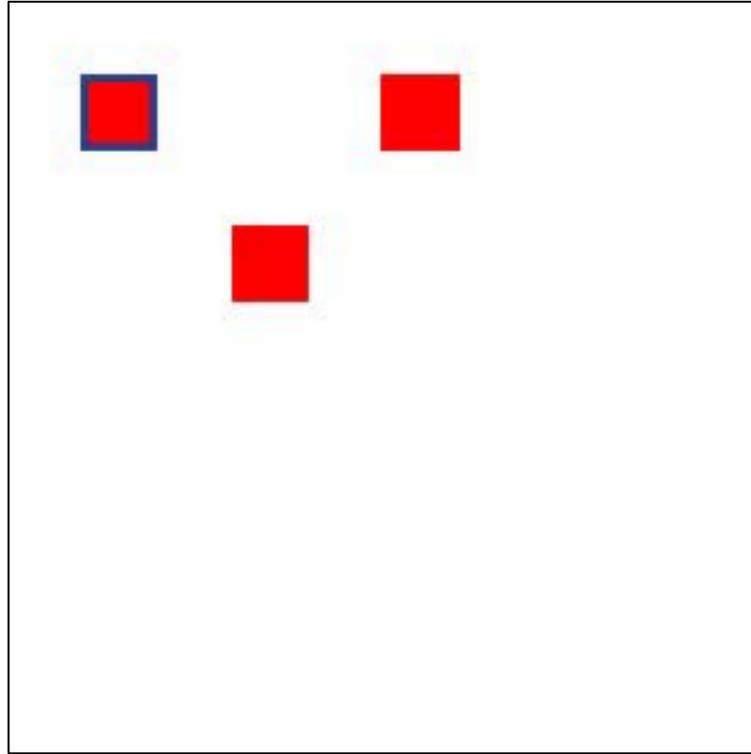


4.4 Cálculo de porosidad

Para medir la proporción del área ocupada por poros en las secciones delgadas pulidas de las meteoritas se obtuvieron imágenes de electrones retrodispersados en la microsonda electrónica del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) de la UNAM. El programa utilizado para realizar las mediciones de porosidad fue el Image Pro-Plus versión 6.00.260 para Windows 2000/XP Professional. En primer lugar, las imágenes fueron contrastadas lo suficiente de manera de que los poros aparecieran bien definidos en tonalidades de gris muy oscuro a negro, los silicatos en tonos intermedios de gris y los minerales metálicos en tonos de gris claro a blancos. Se calibró la escala de cada imagen y se midió el porcentaje de área de los poros o bien de los píxeles oscuros. Para evaluar las mediciones se diseñó un dibujo en blanco (Figura 4.2) de 10 X 10 cm con tres cuadros de 1 X 1 cm, es decir el porcentaje de área de los cuadros es de 3% y para el área en blanco es de 97%. El porcentaje de área detectado por el programa (4 lecturas) fue de $3.03\% \pm 0.17$ en área para los cuadritos y de $96.97\% \pm 0.17$ para la parte blanca. La exactitud del método es de 0.0003, lo cual lo hace un método confiable para el cálculo de porosidad. Para la meteorita Nuevo Mercurio el promedio de la porosidad se obtuvo a

partir del análisis de 17 imágenes, para Cosina hicieron 16 mediciones y para Cuartaparte se hicieron 6 mediciones.

Figura 4.2 Imagen que sirvió de estándar para estimar la exactitud y precisión para el cálculo de porosidad de las condritas.



4.5 Condiciones y estándares utilizados en la microsonda electrónica para la química mineral

Para obtener rápidamente los análisis químicos (Linares López et al., 2009), el primer paso fue seleccionar los condros bajo el microscopio de luz transmitida y marcarlos en la lámina pulida y cubierta por grafito con tinta china. Posteriormente se hace un mapa de la sección delgada, el cual será utilizado para ubicar las áreas de interés en la microsonda. Por medio de la microsonda se obtienen imágenes de electrones retrodispersados del área en donde se obtendrán los análisis cuantitativos (WDS), de igual manera, para llevar un control de las áreas en donde se obtiene cada análisis ya que para efectos de la geotermometría es importante indicar los lugares analizados.

Los análisis químicos de los piroxenos ricos y pobres en Ca y olivinos fueron determinados por medio de una microsonda Jeol JXA 8900R del LUP perteneciente a los

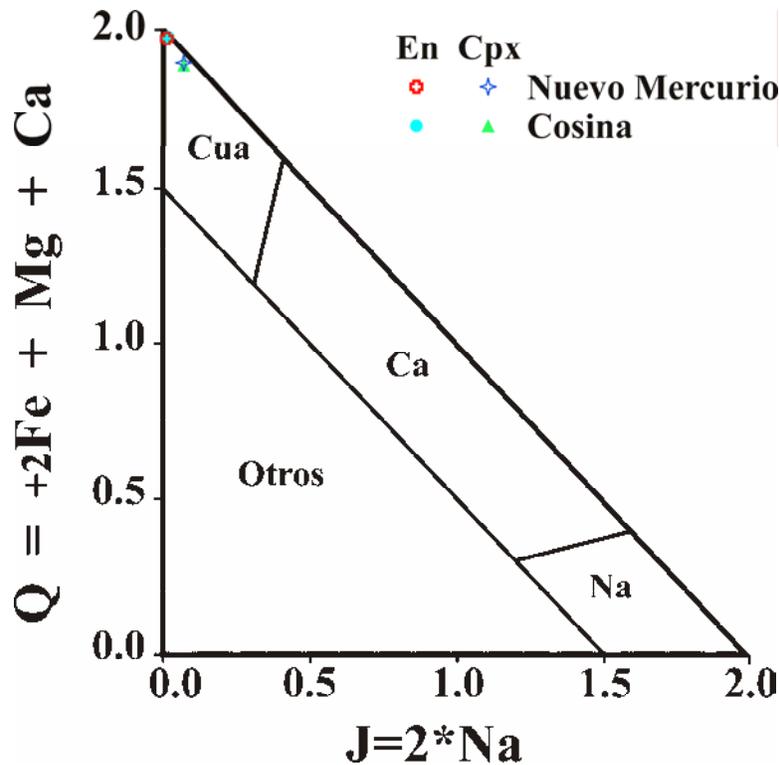
Institutos de Geofísica y Geología con cinco espectrómetros independientes. Los elementos determinados en cada fase son: Si, Al, Ti, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na y K. Las condiciones instrumentales utilizadas son: voltaje de aceleración de 20 keV, corriente del haz de 25 nA, tiempo de conteo de 40 s en el pico y de 10 s en la posición de background para cada estándar, excepto para el Na y K (10 s). Los estándares para olivinos y piroxenos, fueron olivino, ilmenita, kaersutita, bustamita, diópsida y diópsida de cromo. Para la corrección de matriz se utilizó el programa ZAF de Jeol. La precisión analítica obtenida a partir de la medición repetida de análisis de un estándar es (0.15-0.95%) menor a 1%. La exactitud del método es de 0.11 wt% y se obtuvo a partir de la comparación de los análisis experimentales de un estándar contra la composición conocida del mismo estándar.

4.6 Geotermometría

Estas técnicas se emplearon para obtener la historia termal de los condros ricos en piroxeno de las meteoritas estudiadas. Las condritas son agregados de silicatos (condros y matriz), metales y sulfuros. Cada condro puede ser relativamente más joven o viejo que el resto de la asociación y en condritas sin equilibrio la composición entre condros y matriz es variable. Sin embargo, uno de los efectos del metamorfismo es que tiende a homogenizar químicamente las familias de silicatos, sulfuros y aleaciones. Entonces, las temperaturas causadas por metamorfismo en diferentes tipos texturales de condros deben de ser similar. Estos picos de temperaturas pueden ser cuantificados por medio del uso de geotermómetros. El termómetro utilizado en este trabajo es el propuesto por Lindsley (1983), el cual está basado en la partición de Ca-Fe-Mg entre un par de piroxenos coexistentes, los cuales son altamente sensibles a la temperatura pero poco dependientes de la presión. En los trabajos de Mercier (1976) y Lindsley y Andersen (1983), se reconoce que cada piroxeno de un par coexistente contiene información termométrica independiente, a partir de la temperatura de saturación del segundo piroxeno que se pudo haber formado (Lindsley, 1983), es decir basado en la composición del solvus para cada piroxeno (Kessel et al., 2007). Dado que los cristales de enstatita cristalizan antes que la augita o pigeonita, se obtienen sólo los valores mínimos de las temperaturas de

cristalización (por ejemplo Lindsley y Andersen, 1983; Folco y Mellini, 2000; Ferraris et al., 2002) y enfatizan que la temperatura mínima puede ser estimada de una sola fase de piroxeno suponiendo la coexistencia de la pareja. Para este trabajo se utilizó el programa QUILF (Andersen et al., 1998) el cual tiene implementado el cálculo de la temperatura para dos piroxenos de Lindsley (1983). Una de las ventajas de este programa es que se puede calcular el equilibrio de fases a temperaturas mayores que 1200 °C, las cuales son temperaturas típicas para el campo de la cristalización de la protoenstatita (por ejemplo en Folco y Mellini, 2000). El termómetro de Lindsley (1983) sólo es aplicable en piroxenos del cuadrilátero diópsida-enstatita-hedenbergita-ferrosilita, cuyas proporciones de wollastonita + enstatita + ferrosilita $\geq 90\%$. En el caso de las condritas Nuevo Mercurio y Cosina, ésta proporción en piroxenos pobres en calcio corresponde a $>99.8\%$ y es de $>96.3\%$ para los piroxenos ricos en calcio (Figura 4.3).

Fig. 4.3 Composición promedio de los piroxenos pobres (En) y ricos en calcio (cpx) de las meteoritas Nuevo Mercurio y Cosina graficados en el diagrama de clasificación para piroxenos; el esquema está basado en la proporción del número de cationes M calculados a partir de fórmulas con base en 6 átomos de oxígeno (modificado de Morimoto, 1989).



4.7 Elección de la presión

Los condros experimentaron dos tipos de presiones correspondientes a la presión del evento formador de los condros y la presión a la que estuvieron sujetos en el cuerpo parental, durante el metamorfismo termal. Algunos cálculos experimentales en donde se reproduce la formación de condros sugieren que la presión es de 1.31×10^{-5} atm (Cohen et al, 2004; Wasson, 1996), la presión más baja para el calculo de la termometría de dos piroxenos es de 1.013 bar (Lindsley, 1983). Los efectos de la presión calculados para el modelo de Lindsley (1983) son de <8 °C/kbar. Las correcciones para efectos de la presión en augita se calcula por medio de la ecuación $T_P = T + (P - P^o)[1.63 - 2.104X + T(0.0027 + 0.0013X)]$ y para ortopiroxeno $T_P = T + (P - P^o)[0.33 - 0.98X + T(0.002 + 0.0075X)]$, donde T_P es la temperatura corregida por efectos de la presión (en kbar), T es la temperatura aparente indicada por el termómetro a la presión P^o y $X = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$, donde el número de cationes se calcula por cada 6 oxígenos. A pesar de que las presiones de formación de condros y dentro de los cuerpos parentales de las condritas durante el metamorfismo termal no fueron importantes, las correcciones por presión son calculadas automáticamente en el programa QUILF.

Por otra parte, la presión promedio a la cual los condros fueron sometidos dentro de los cuerpos parentales con radios entre 25-50 km es de 40 bar (por ejemplo Kessel et al., 2004). Bennett y McSween (1996) modelan diferentes presiones dependiendo del radio del cuerpo parental y de la profundidad a la que pudieron estar sometidos los diferentes tipos petrológicos en una distribución de cebolla, es decir los tipos petrológicos 6 estarían en el centro del cuerpo en donde la presión es la máxima, posteriormente vendrían las capas en donde se ubican los tipos petrológicos 5, 4 y así hasta llegar a la superficie en donde estarían los tipos petrológicos más bajos como el 3. El radio de los cuerpos parentales varía entre 50 a 95 km, la densidad promedio para condritas ordinarias poco compactas (porosidad de 9.1 vol.%) es de 3410 kg/m^3 .

Se hizo un ejercicio que tomó en cuenta los parámetros de radio y densidad de las condritas ordinarias, obteniendo la presión para cuerpos parentales con radios de 4 a 966 km (Tabla 4.3). El rango de presiones es de 1 a 30000 bar. Sin embargo, asteroides como

el 6 Hebe, que se presume posee una composición condrítica, tienen radios de 90 km lo cual sugiere que los cuerpos parentales condríticos no excedieron tamaños mayores que 100 km de radio (Bennett y McSween, 1996).

Además, las presiones para los cuerpos parentales utilizadas en la literatura van de 40 bar (Kessel et al, 2004) a 1 kbar (e.g. Olsen y Bunch, 1984; Folco y Mellini, 2000). La presión adoptada en este trabajo, para utilizarse en el cálculo de la termometría es de 40 bar. Además, en la sección de discusión se mostrará un ejercicio en donde se grafican algunos ejemplos de las temperaturas obtenidas en este trabajo a diferentes presiones, con el fin de evaluar el efecto de la presión en el cálculo de la termometría.

Tabla 4.3. Presiones calculadas para cuerpos parentales condríticos con diferentes radios. Se tomó en cuenta una densidad de 3410 kg/m^3 (Bennett y McSween, 1996).

Radio del cuerpo parental (km)	Presión en el centro del cuerpo (bar)
4	1
35.3	40
55.8	100
78.8	200
96.5	300
176.3	1000
394.25	5000
965.74	30000

4.8 Metalografía

El estudio de metalografía se realizó para documentar las texturas entre las fases de sulfuro de Fe–aleaciones Fe-Ni, y se describieron 30 límites entre estas fases utilizando un microscopio con luz reflejada con el fin de verificar que el metamorfismo termal no sobrepasó los $988 \text{ }^\circ\text{C}$, que es la temperatura del punto eutéctico de esta asociación (McSween *et al.*, 2002). Si estas fases presentan fronteras suaves entre sí, se considera que la asociación no llegó a esta temperatura, pero si las texturas son en forma de gotas, en vetas, o plessitas se considera que la temperatura del eutéctico de esta asociación se alcanzó. También se buscó la presencia de asociaciones con texturas características en taenita+kamacita, las cuales son indicadoras de una tasa de enfriamiento relativamente rápido posterior a un metamorfismo termal.

4.9 Espectroscopia micro-Raman

Con el objetivo de verificar las fases presentes del piroxeno pobre en Ca, se utilizó la espectrometría Raman. Los análisis fueron realizados en el laboratorio de Materiales y

Sensores del Centro de Ciencias Aplicadas y desarrollo Tecnológico de la UNAM. El equipo utilizado es un espectrómetro dispersivo Raman Almega XR equipado con un microscopio Olympus (BX51). Se usó un objetivo Olympus x50 (N.A. = 0.80) con un spot de $\sim 1.5 \mu\text{m}$, tanto para enfocar el láser en la muestra como para coleccionar la luz dispersada en una configuración retrodispersiva de 180° . La luz dispersada se detectó en una cámara CCD (charge coupled device) enfriada termoeléctricamente a -50°C . El espectrómetro usó una rejilla de 675 líneas/mm para resolver la radiación dispersada y un filtro *notch* para bloquear la luz Rayleigh. La apertura *pinhole* del monocromador se fijó en $25 \mu\text{m}$. El espectro Raman se acumuló por periodos entre 500 y 50 segundos en el rango de 200 a 4000 cm^{-1} con una resolución de $\sim 4 \text{ cm}^{-1}$. La fuente de excitación fue una radiación de 532 nm de un laser de Nd:YVO_4 (*frequency-doubled*) y la potencia incidente en la muestra fue de $\sim 10 \text{ mW}$.

4.10 Difracción de Rayos X

Se usó la difracción de rayos X para detectar en polvos de la meteorita Nuevo Mercurio la plagioclasa, la cual es el producto de cristalización del vidrio. Para este fin se empleó un difractómetro de rayos X Rigaku modelo Miniflex II equipado con ánodo de $\text{Cu K}\alpha$, del Centro de Física aplicada y Tecnología Avanzada de la UNAM.

4.11 Fluorescencia de Rayos X

Para obtener la composición total de cristales de olivino provenientes de la harzburgita de la localidad de “La Olivina”. Se realizó un análisis para elementos mayores en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X perteneciente al Instituto de Geología de la UNAM. La muestra pulverizada se mezcló con $\text{LiBO}_2/\text{LiB}_4\text{O}_7$ (en proporción 1:1) en una relación de 1:9 de muestra, fundiéndose en el equipo Claisse Fluxy-10 para obtener un disco homogéneo de vidrio de la muestra (Lozano Santa Cruz et al, 1995). La composición de este fundido se midió en un equipo de espectrometría de fluorescencia de rayos X en dispersión de longitudes de onda marca Siemens SRS-3000, con un tubo de rayos X con ánodo de Rh como fuente de radiación (Lozano y Bernal, 2005). Los errores estimados en las determinaciones son menores a 1% en elementos mayores.

5 NUEVO MERCURIO

El 15 de diciembre de 1978, el pueblo de Nuevo Mercurio, Zacatecas presenció la caída de un bólido brillante con trayectoria SO-NE, que dispersó una lluvia de fragmentos en una elipse imaginaria de 10 km de longitud. La recolección inicial del material fue de 5 kg, sin embargo se sigue recolectando material hasta la fecha. Esta meteorita llamada Nuevo Mercurio, es una condrita ordinaria H5 que contiene 18% de kamacita y taenita, 6% de troilita, además de fosfato y cromita ($Fa_{17.3}$; Fredriksson et al. 1979, $Fs_{15.8}$ Sánchez Rubio et al., 2001), con un grado de metamorfismo de impacto de S1, es decir bajo o nulo (Stöffler, 2001).

Por otra parte, diversos autores han trabajado con esta meteorita: se han realizado experimentos con Nuevo Mercurio con el fin de obtener los cambios que ocasiona el calentamiento progresivo en el espectro de reflectancia del material, esto puede extrapolarse a la variación de los espectros y puede explicar algunos de los procesos superficiales de los asteroides (Miyamoto y Mikouchi, 2000). Junto con otros ejemplares de la Colección Nacional de Meteoritas Canadá, Smith y colaboradores (2003) realizaron mediciones de susceptibilidad magnética en todas sus meteoritas. En general, las condritas tipo H tienen un valor de promedio de susceptibilidad magnética de 5.19-5.24 Hz, con un coeficiente de variación de 5.6%, lo cual indica una alta consistencia entre los componentes de las meteoritas. Taylor y colaboradores (1987) obtuvieron una tasa de enfriamiento postmetamórfico de 15 °C/Ma a partir de mediciones en granos con zoneamientos de taenita + kamacita.

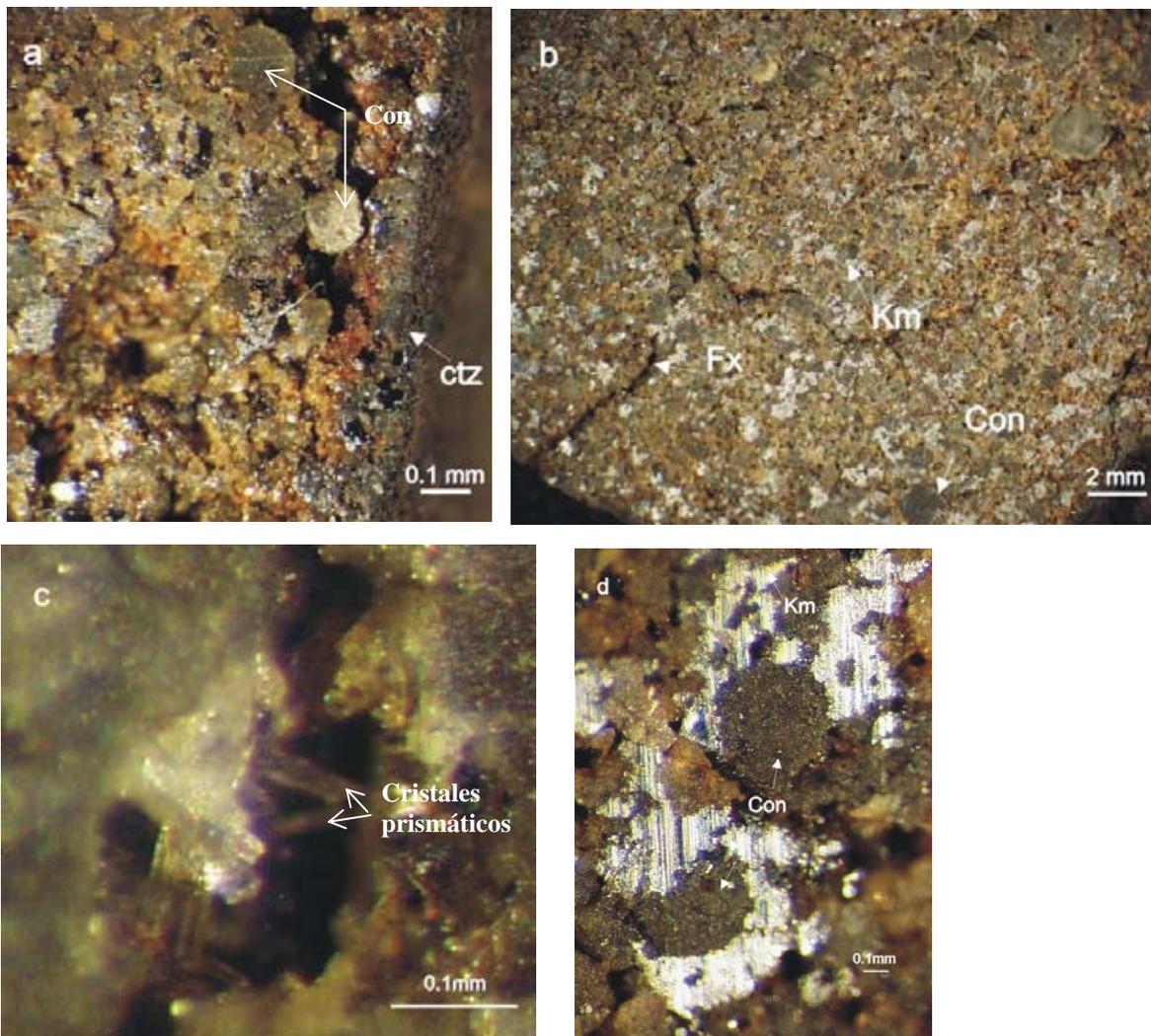
5.1 Descripción general: petrografía y química.

5.1.1 Descripción macroscópica

Se estudió el corte más reciente (muestra NM#3) de la meteorita Nuevo Mercurio para poder apreciar mejor su textura. Su peso es de 16.32 g y sus dimensiones de 4.4 cm x 3 cm x 0.95 cm. La forma de la meteorita es de un rombo con algunos bordes redondeados, sobre todo los que corresponden a la corteza de fusión (Fig. 5.1a). La corteza es color negro, porosa, con un espesor promedio de 400 μ m y que cubre el 100% de la roca. La muestra se encuentra libre de evaporitas en la superficie. Su índice de

fracturación (Fig. 5.1b y c) es moderado, ya que sólo presenta algunas fracturas. Su estructura interior es masiva, color gris con tonos naranjas, destacan los destellos de los minerales metálicos y los condros (Fig. 5.1b y d). Los condros están soportados por una matriz de cristales cementados por vidrio parcialmente desvitrificado y minerales metálicos (Fig. 5.1d). La roca es particularmente porosa, la porosidad calculada para Nuevo Mercurio por el método descrito en el Capítulo 4 es de 23%. Cabe mencionar que el porcentaje de porosidad es muy cercano al calculado por Britt y Consolmagno (2002) que fue de ~20%.

Figura 5.1. Características principales del fragmento NM3 de la meteorita Nuevo Mercurio: a) Sección transversal de la corteza de fusión (ctz). b) Vista del interior de la meteorita en donde se observan tres sistemas de fracturas (Fx), los tonos más claros de gris corresponden a kamacita (Km), el color gris medio corresponde a los condros (con), algunos de ellos miden aproximadamente 1 mm de diámetro. c) Fotomicrografía de cristales prismáticos rellenando una fractura. d) Detalle de un condro (Con) empotrado en una matriz de cristales cementada por kamacita y vidrio parcialmente desvitrificado.



5.1.2 Descripción de los condros: distribución de tamaños, grupos texturales y composición química

5.1.2.1 Distribución de tamaños

El histograma de frecuencia para el diámetro equivalente (ver Capítulo 4) de los condros de la condrita ordinaria Nuevo Mercurio es unimodal, con moda en el intervalo de 1.0-1.5 ϕ , es decir, entre 707 y 500 μm (Fig. 5.2, Tabla 5.1). El rango de tamaños que abarcan los diámetros de los condros es de -0.9 a 2.8 ϕ (1870 a 147 μm). El diámetro mediano es de 1.12 ϕ , lo que equivale a 460 μm . La clasificación del tamaño de los condros es de 0.74 ϕ , que en términos de petrología sedimentaria equivale a tener una clasificación de tamaño moderada (Folk y Ward, 1957).

La excentricidad media de los condros, que es la relación entre el eje menor y el eje mayor (Tabla 5.1) es de 0.89, con una desviación estándar de 0.09. Con base en el sistema utilizado por Zingg (1935, en Martin y Mills, 1976) para comparar la forma de los condros utilizando sus relaciones axiales, la forma para los condros de este estudio cae en la forma esférica.

Tabla 5.1. Tamaños aparentes y forma de los condros de la meteorita Nuevo Mercurio.

Número de condros	Rango de tamaño	Diámetro mediano de condro Md_{ϕ}	Clasificación σ_1 (Desviación estándar)	Sesgo Sk_1	Media Mz	Media de la relación axial del condro (b/a)	Desviación estándar \pm
Nuevo Mercurio 166	-0.9 a 2.6 ϕ (1844-161 μm)	1.12 ϕ (460 μm)	0.74 ϕ	-0.13	1.04 ϕ (486 μm)	0.89	0.09

Los parámetros según Folk y Ward (1957) $\sigma_1 = (\phi_{84} - \phi_{16} / 4) + (\phi_{95} - \phi_5 / 6.6)$, $Mz = \phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84} / 3$, $Md_{\phi} = \phi_{50}$ y $Sk_1 = [(\phi_{16} + \phi_{84} - 2 * \phi_{50}) / 2 * (\phi_{84} - \phi_{16})] + [(\phi_5 + \phi_{95} - 2 * \phi_{50}) / 2 * (\phi_{95} - \phi_5)]$. Valores para $\sigma_1 = 0.7-1$ se interpretan como moderadamente clasificado.; el sesgo negativo indica una ligera asimetría hacia las partículas gruesas. Para convertir de unidades ϕ a milímetros se utiliza la relación $D_e (\text{mm}) = 2^{-\phi}$.

5.1.2.2 Grupos texturales relacionados con la distribución de tamaños

De 166 condros descritos las abundancias de tipos texturales en orden descendente son (Tabla 5.2, Apéndice I): Barrados de olivino (BO) 30.3%, porfídicos de olivino (PO) 29.8%, granulares de olivino y piroxeno (GOP) 12.0%, porfídicos de olivino y piroxeno (POP) 10.2%, porfídicos de piroxeno (PP) 6.1%, radiales de piroxeno (RP) 6.1% y

criptocristalinos (C) 5.5%. En total los condros porfídicos representan el 58.1% mientras que los no porfídicos tienen una población del 41.9%.

En la sección de petrografía de condros se describirán las diferencias internas en cada grupo textural.

Figura 5.2. Histogramas de frecuencia de tamaño y tipos texturales de los condros de la meteorita Nuevo Mercurio contra el número ϕ . Muestra la distribución de frecuencia de la población total de condros.

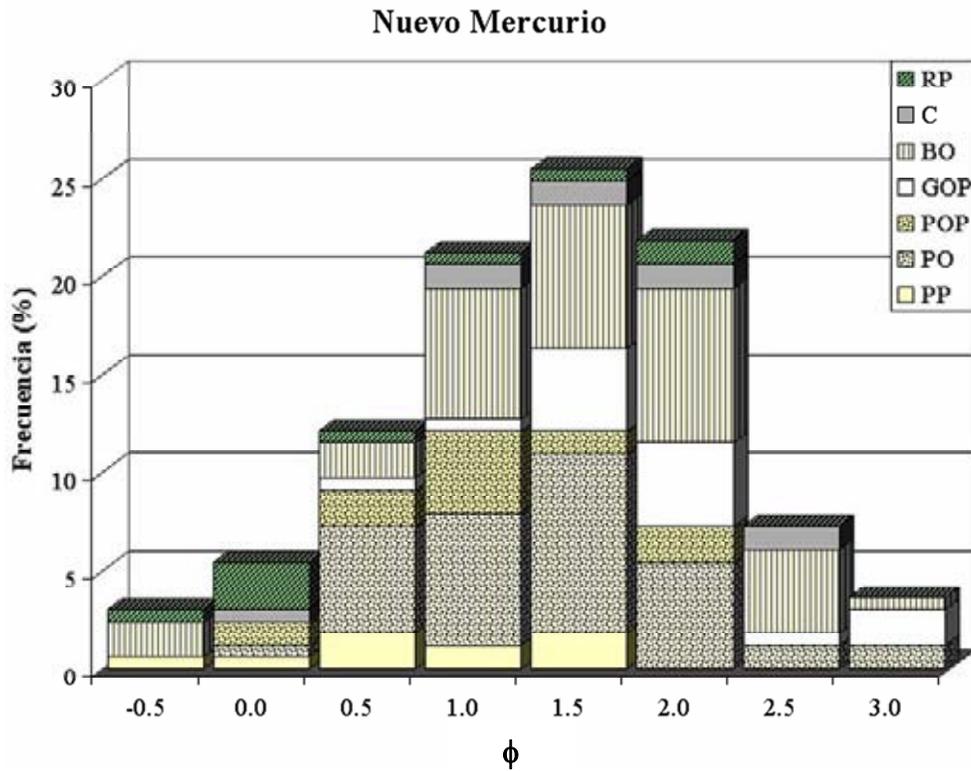


Tabla 5.2. Proporciones de los tipos texturales en diferentes intervalos de tamaño para la meteorita Nuevo Mercurio.

D_c (mm)	Diámetro ϕ	Frecuencia Total (%)	BO (%)	RP (%)	C (%)	GOP (%)	PO (%)	PP (%)	POP (%)
1.414	-0.5	3.0	1.8	0.6	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0
1	0.0	5.5	0.0	2.4	0.6	0.0	0.6	0.6	1.2
0.707	0.5	12.2	1.8	0.6	0.0	0.6	5.5	1.8	1.8
0.5	1.0	21.2	6.7	0.6	1.2	0.6	6.7	1.2	4.2
0.354	1.5	25.5	7.3	0.6	1.2	4.2	9.1	1.8	1.2
0.25	2.0	21.8	7.9	1.2	1.2	4.2	5.5	0.0	1.8
0.177	2.5	7.3	4.2	0	1.2	0.6	1.2	0.0	0.0
0.125	3.0	3.6	0.6	0	0	1.8	1.2	0.0	0.0
TOTAL		100	30.3	6.1	5.5	12.1	29.7	6.1	10.3
					No porfíd. 41.8				Porfíd. 58.2

5.1.2.2.1 Porfídicos

5.1.2.2.1.1 Porfídicos de olivino (PO)

Representan el 29.8% del total de los condros y muestran un rango de tamaño entre $-0.3-2.6 \phi$ (1253-167 μm , Fig. 5.2), aunque la curva de distribución de frecuencias para este grupo es bimodal, se pueden distinguir dos grupos por el número y grado de desarrollo de los cristales.

En general, los contornos de estos condros varían de definidos a poco definidos, el vidrio de la matriz es de color humo a negro. Contienen ~1% de minerales opacos que generalmente se encuentran entre el vidrio intersticial y los cristales. Los minerales opacos son troilita, kamacita y cromita. La cromita es común encontrarla a lo largo de fracturas en los cristales de olivino formando alineaciones. Generalmente los condros se encuentran ligeramente corroídos por el piroxeno y vidrio parcialmente desvitrificado de la matriz que los rodea, de tal forma que se desarrollan en los bordes del condro golfos cóncavos hacia la matriz. Las poblaciones de este grupo de condros son:

a) Aquellos condros que presentan fenocristales euedrales. El diámetro de los condros varía entre 1.9 y -0.3ϕ (260-1253 μm , Fig. 5.3). El rango de tamaño de los cristales de olivino es de 10-680 μm . Ocasionalmente también contienen cristales de ortopiroxeno (<10% del volumen total del condro). Los cristales se encuentran inmersos en una mesostasis de vidrio turbio parcialmente desvitrificado (Fig. 5.4a). Existe una proporción variable de cromita (1-20 μm), troilita (5-40 μm) y kamacita (5-80 μm) entre los condros de este grupo, sin embargo la proporción modal de minerales opacos no rebasa el 1% del volumen del condro.

b) El grupo afanítico con cristales pequeños, con hábitos de anedrales a subedrales (Figs. 5.3 y 5.4b). La cantidad de cristales de olivino (tamaño de 6-250 μm) es variable y dispuestos en una matriz de vidrio turbio parcialmente cristalizado; ocasionalmente también contienen cristales de ortopiroxeno (<10% del volumen total del condro). El diámetro de los condros varía entre $0.2-2.6 \phi$ (860-167 μm). Existe una proporción variable de cromita (5-80 μm), troilita (10-60 μm) y kamacita (2.5-100 μm) entre los condros de este grupo, la proporción modal de minerales opacos no rebasa el 1% del volumen del condro.

Figura 5.3 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de los cristales que los conforman.

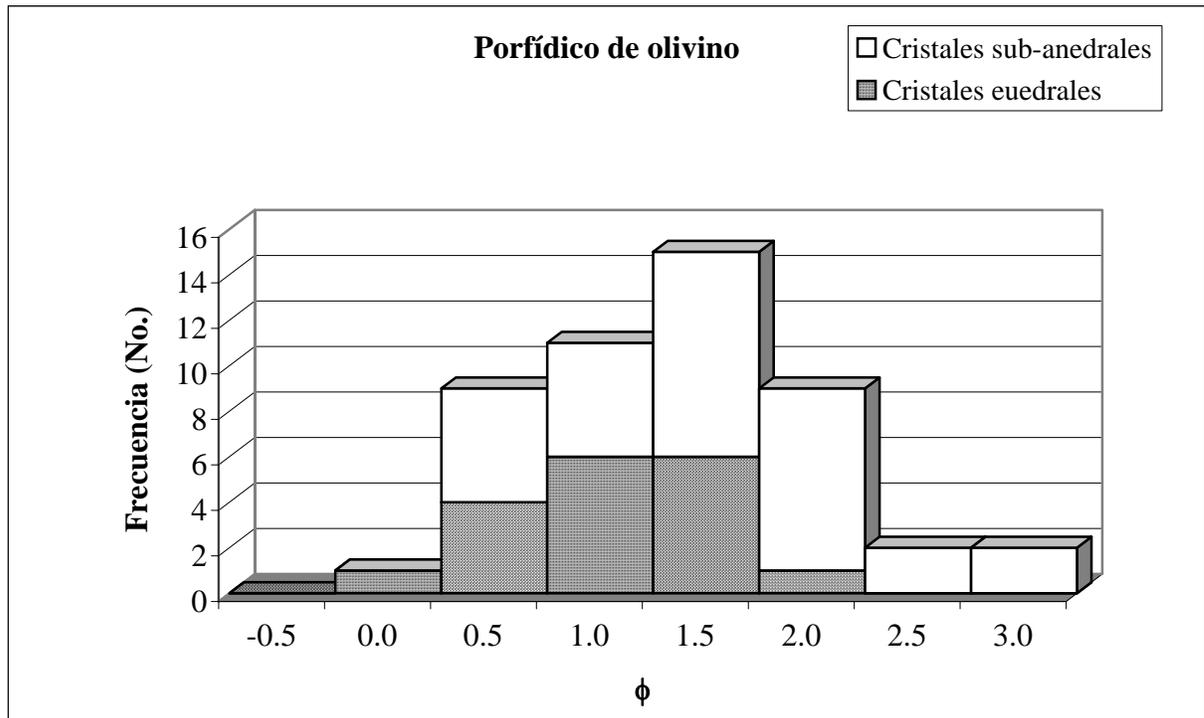
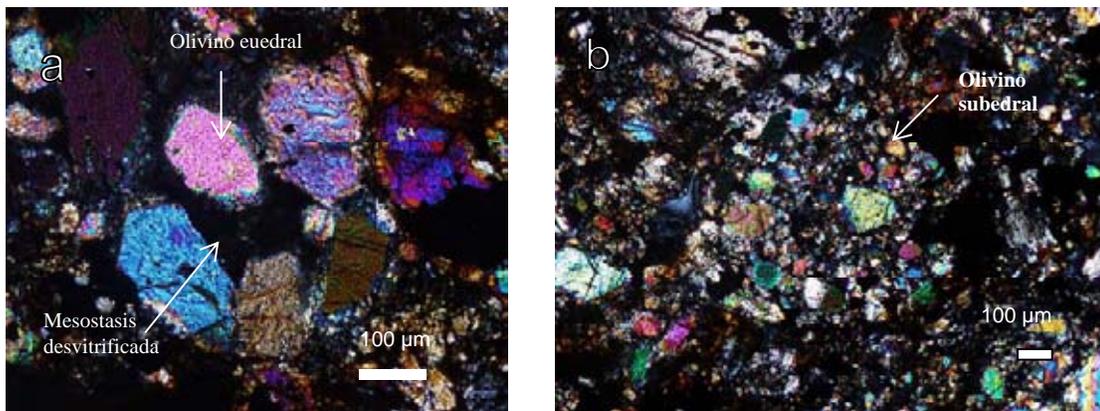


Figura 5.4. Los condros porfídicos de olivino presentan número diferente de cristales y desarrollo de los mismos: a) condro con fenocristales euedrales, b) condro con cristales pequeños y subedrales. Las fotografías fueron tomadas con nícoles cruzados.



5.1.2.2.1.2 *Porfídicos de piroxeno (PP)*

Representan el 5.4% del volumen total de los condros (Fig. 5.2); el histograma de distribución de frecuencias para este grupo es bimodal con un rango de diámetro de -0.6 a 1.3ϕ ($1510-407 \mu\text{m}$). Además se pueden distinguir dos grupos por el grado de cristalinidad y tamaño de grano de los cristales.

En general los contornos de estos condros están definidos, la matriz vítrea que rodea los fenocristales es de color humo a negro. Contienen hasta un 2 vol.% de minerales metálicos, éstos se encuentran entre el vidrio intersticial y los fenocristales; las fases opacas (metales, sulfuros y óxidos) son troilita, kamacita y cromita. La cromita es común encontrarla asociada con cristales de olivino. La kamacita y troilita pueden estar asociadas con cristales de piroxeno o crecer entre el cristal y el vidrio. Generalmente los condros se encuentran ligeramente corroídos por el vidrio de la matriz que los rodea, de tal forma que se desarrollan en los bordes del condro golfos cóncavos hacia la matriz. Las poblaciones de este grupo textural de condros son:

a) Los que presentan fenocristales grandes y euedrales (Figs. 5.5 y 5.6a). El diámetro de los condros varía entre -0.6 y 1ϕ ($1519-493 \mu\text{m}$). Los fenocristales ($15-520 \mu\text{m}$) se encuentran corroídos por el vidrio del condro. La cromita ($5-20 \mu\text{m}$) crece alineada adentro de las fracturas del cristal, mientras que la kamacita ($10-80 \mu\text{m}$) y troilita ($15-130 \mu\text{m}$) quedan entre el vidrio intersticial y el cristal, los minerales opacos ocupan menos del 1% del volumen total del condro.

b) El grupo con fenocristales pequeños con formas que varían de esqueletales a subedrales (Figs. 5.5 y 5.6b). La cantidad de fenocristales (tamaño de $4-200 \mu\text{m}$) es variable adentro de una matriz de vidrio turbio parcialmente desvitrificado, ocasionalmente también contienen cristales de olivino subedral ($<10\%$ del volumen total del condro). El diámetro de los condros varía entre 0.8 y 1.3ϕ ($580-407 \mu\text{m}$). La cromita ($10 \mu\text{m}$) está presente en las fracturas de los cristales de olivino, mientras que la troilita ($30 \mu\text{m}$) y kamacita ($30-100 \mu\text{m}$) tienden a concentrarse entre el vidrio y los cristales.

Figura 5.5 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de los cristales.

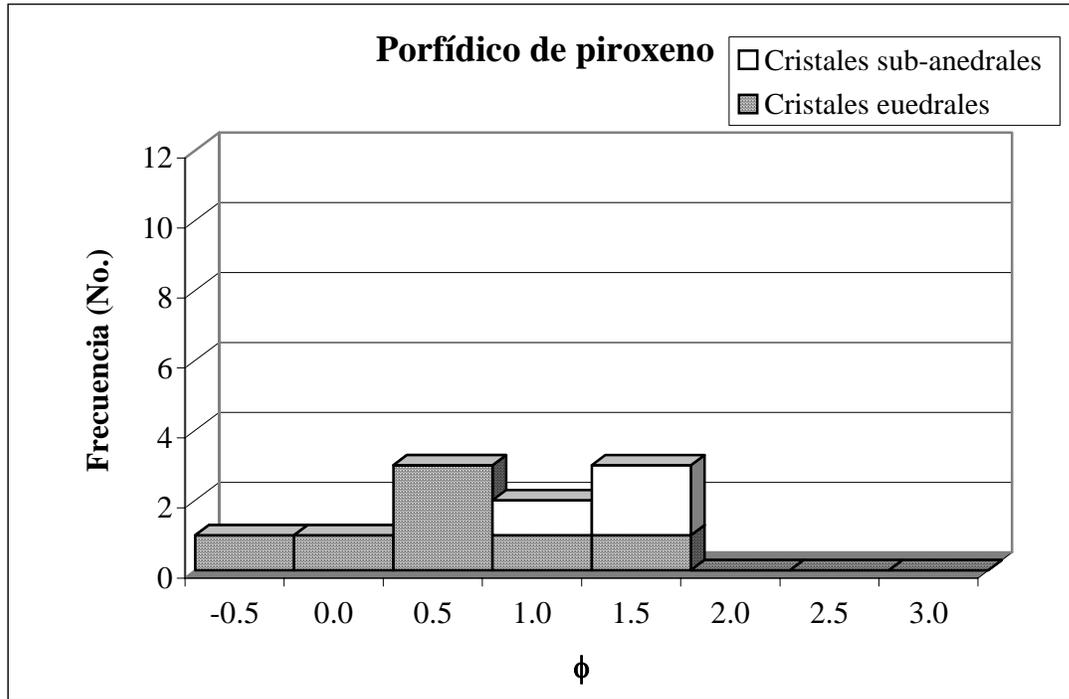
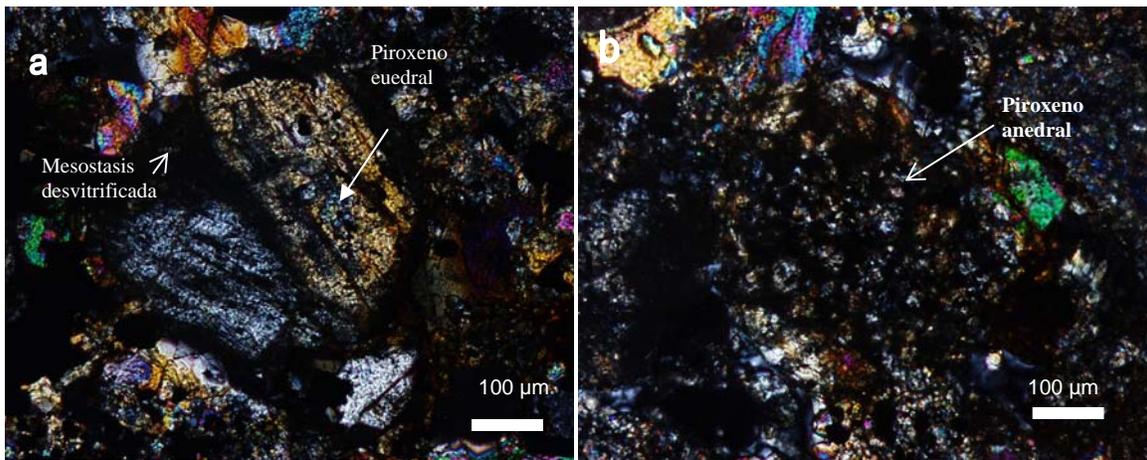


Figura 5.6. Los condros porfídicos de piroxeno presentan diferentes cantidades de cristales y distinto desarrollo de los mismos: a) Con fenocristales grandes y euedrales, b) con fenocristales subedrales-anedrales de tamaño mediano. Las fotomicrográficas fueron tomadas con nícoles cruzados.



5.1.2.2.1.3 Porfídicos de olivino y piroxeno (POP)

Los condros porfídicos de olivino y piroxeno representan el 9.1% (Fig. 5.2) y el histograma de distribución de frecuencias de diámetro es bimodal. Los contornos de los condros son definidos, el rango del diámetro de éstos varía entre -0.2 y 1.9 ϕ (1113 a 266 μm , Fig. 5.7). Estos condros contienen fenocristales, de subedrales a anedrales, de olivino

y piroxeno que miden de 5 a 480 μm , en algunas ocasiones los cristales presentan golfos de corrosión y se encuentran embebidos en una matriz vítrea generalmente de color humo a negro (Fig. 5.8). Contienen menos del 1% de minerales opacos, que se distribuyen entre el vidrio intersticial y como inclusiones en los silicatos. La kamacita (10-80 μm) y troilita (5-100 μm) pueden estar asociadas con cristales de piroxeno o crecer entre los cristales de piroxeno y el vidrio. La cromita, la cual es poco común en este grupo, se asocia con cristales de olivino y se presenta en vetillas, el rango de tamaños en toda la población de condros POP es de 5-50 μm . Generalmente los condros se encuentran ligeramente corroídos por el vidrio de la matriz que los rodea.

Figura 5.7 Distribución de frecuencias de tamaño para los condros porfídicos de olivino y piroxeno.

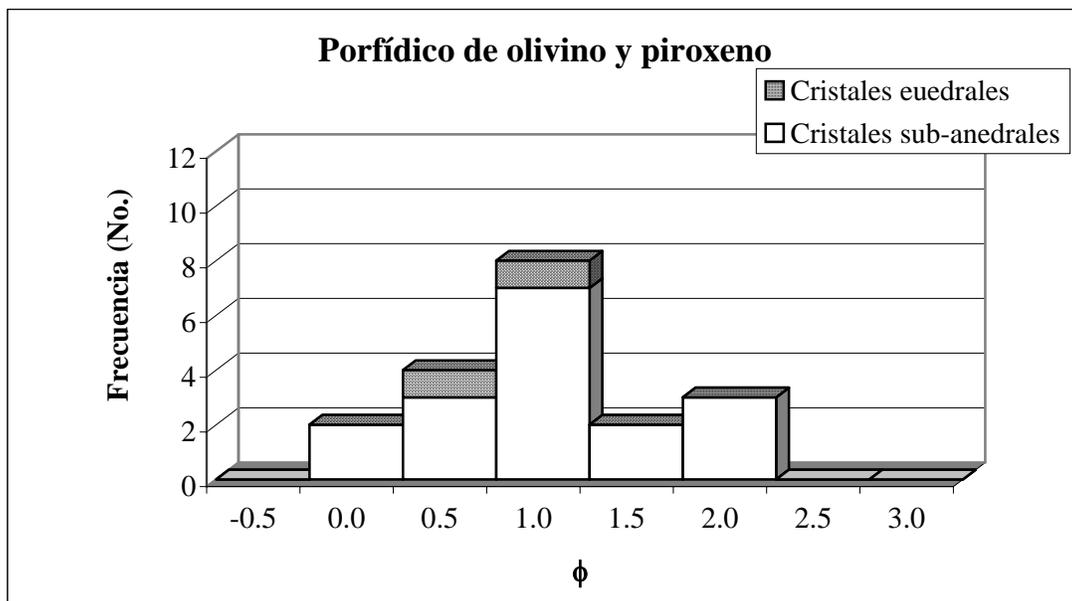
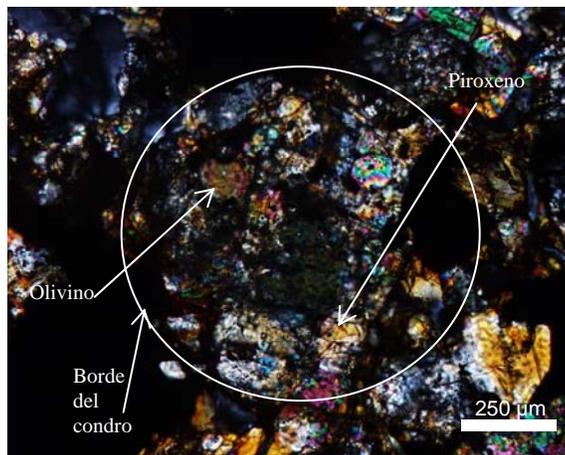


Figura 5.8. Condro porfídico de olivino y piroxeno. Fotografía tomada con nicoles cruzados.



5.1.2.2.1.4 Granulares de olivino y piroxeno (GOP)

Los condros granulares de olivino y piroxeno representan el 12.7% de la población estudiada (Fig. 5.2), el histograma de distribución de frecuencias de sus diámetros es bimodal. El borde de los condros está definido, el rango del diámetro de estos varía entre 0.2 y 2.7 ϕ (880 a 157 μm , Fig. 5.9). Estos condros están constituidos por cristales, de subedrales a anedrales, de olivino y piroxeno, que se encuentran embebidos en una matriz vítrea generalmente de color humo a negro (Fig. 5.10). Contienen menos del 1% de minerales opacos que son aleaciones de Fe-Ni (2-200 μm), troilita (20-110 μm) y cromita (5-55 μm). Generalmente los condros se encuentran ligeramente corroídos por el vidrio de la matriz que los rodea.

Figura 5.9 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de los cristales que los conforman.

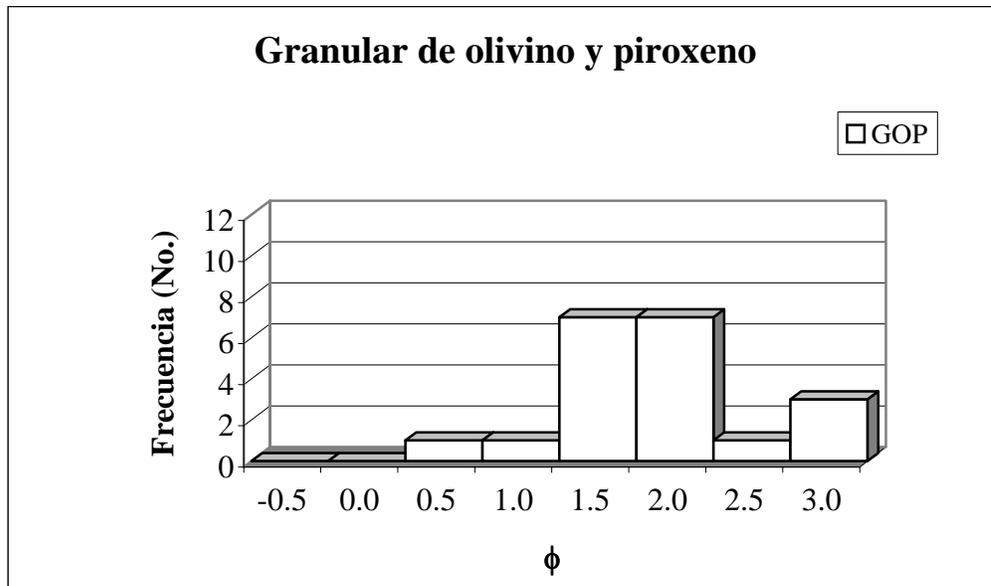
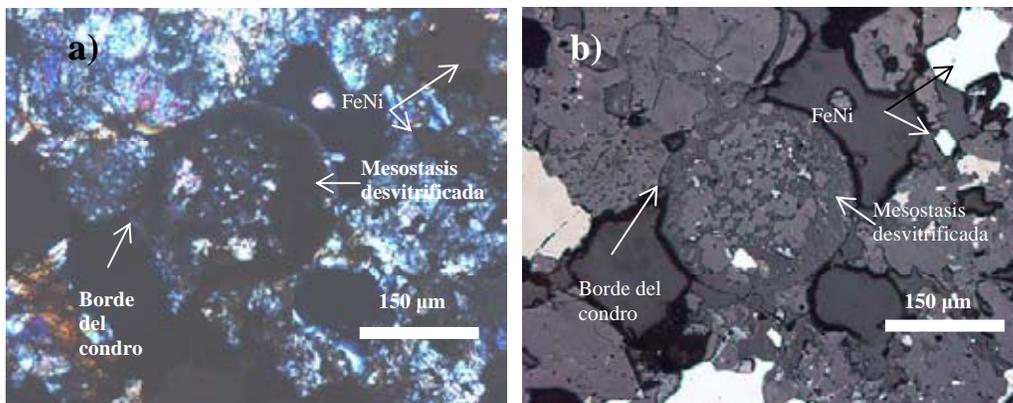


Figura 5.10. Condro granular de olivino y piroxeno. Fotografía tomada con a) nícoles cruzados y b) luz plana polarizada reflejada.



5.1.2.2.2 NO PORFÍDICOS

5.1.2.2.2.1 Barrados de olivino (BO)

Constituyen el grupo más abundante (30.3%) entre los condros estudiados (Fig. 5.2). El histograma de distribución de frecuencias de diámetro es bimodal. Los contornos de los condros son definidos, el rango del diámetro de éstos varía entre -0.9 y 2.8ϕ (1844 a $147 \mu\text{m}$). En general los contornos de estos condros se varían de definidos a poco definidos. El vidrio en su matriz es turbio, color humo a negro y se está parcialmente desvitrificado.

Bajo luz plana polarizada reflejada se puede observar la porosidad que los caracteriza. Contienen $\sim 1\%$ de minerales opacos, generalmente entre las barras de silicatos y el vidrio de la matriz intersticial; esta fase opaca preferentemente es la cromita. Las aleaciones de Fe-Ni y troilita se pueden presentar dentro de las barras o el anillo de olivino, pero también en el vidrio entre barras. Generalmente los condros se encuentran ligeramente corroídos por el piroxeno y vidrio de la matriz que los rodea, de tal forma que se desarrollan en los bordes del condro golfos cóncavos hacia el condro. Por la morfología de las barras de olivino se distinguen cuatro grupos:

a) El grupo de barras finas, paralelas y corteza definida (Figs. 5.11 y 5.12a), pueden tener desde 4 hasta 24 barras con espesores variables (2.5 - $60 \mu\text{m}$). Los bordes tienen un espesor promedio de $90 \mu\text{m}$. El diámetro de los condros varía entre 0.6 y 2.1ϕ (652 y $226 \mu\text{m}$). La cromita es el mineral opaco más abundante y tiene tamaños de 2.5 - $40 \mu\text{m}$, mientras que la troilita con granos de 10 - $100 \mu\text{m}$ y las aleaciones de Fe-Ni con un rango de tamaño de 5 - $75 \mu\text{m}$ tienen menor proporción modal.

b) Aquellos que presentan barras poco desarrolladas y enmascaradas por el vidrio turbio color humo desvitrificado (Figs. 5.11, 5.12b y c), que incluso sólo son observables bajo luz plana polarizada reflejada. Los bordes son gruesos y, en promedio, tienen un espesor de $60 \mu\text{m}$. Los condros tienen un diámetro equivalente de -0.8 a 2.8ϕ (1711 - $147 \mu\text{m}$). Estos condros contienen menos del 0.5% de minerales opacos que están repartidos hacia el borde del condro; éstos son cromita (5 - $25 \mu\text{m}$), troilita (12 - $70 \mu\text{m}$) y aleaciones de Fe-Ni (2 - $30 \mu\text{m}$).

c) El grupo con cortezas gruesas y centro casi vítreo (Figs. 5.11 y 5.12d), presenta en promedio dos barras de olivino poco desarrolladas claramente visibles bajo luz reflejada, con anchos de barras de 5-260 μm . Los bordes en promedio miden 120 μm , mientras que el rango de diámetro es de 0.6-2.1 ϕ (640-227 μm). Contiene menos del 0.5% de minerales metálicos en total; la cromita (3.5-20 μm) se distribuye entre el olivino y el vidrio de la matriz, mientras que las aleaciones Fe-Ni (10-50 μm) y la troilita (5-50 μm) crecen en el borde del condro.

d) El grupo de barras radiales (Figs. 5.11 y 5.12e) puede tener desde 4 hasta 24 barras con espesores variables (2.5-450 μm). Este tipo de condros generalmente no presenta bordes, sólo se observaron en tres condros con bordes, cuyo espesor promedio es de 13 μm . El diámetro de los condros varía entre -0.9 y 2.5 ϕ (1844 y 180 μm). Los minerales opacos se encuentran en abundancias variables y son cromita (3.5-30 μm), troilita (5-60 μm) y las aleaciones de Fe-Ni (10-50 μm).

Figura 5.11 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de las barras de olivino.

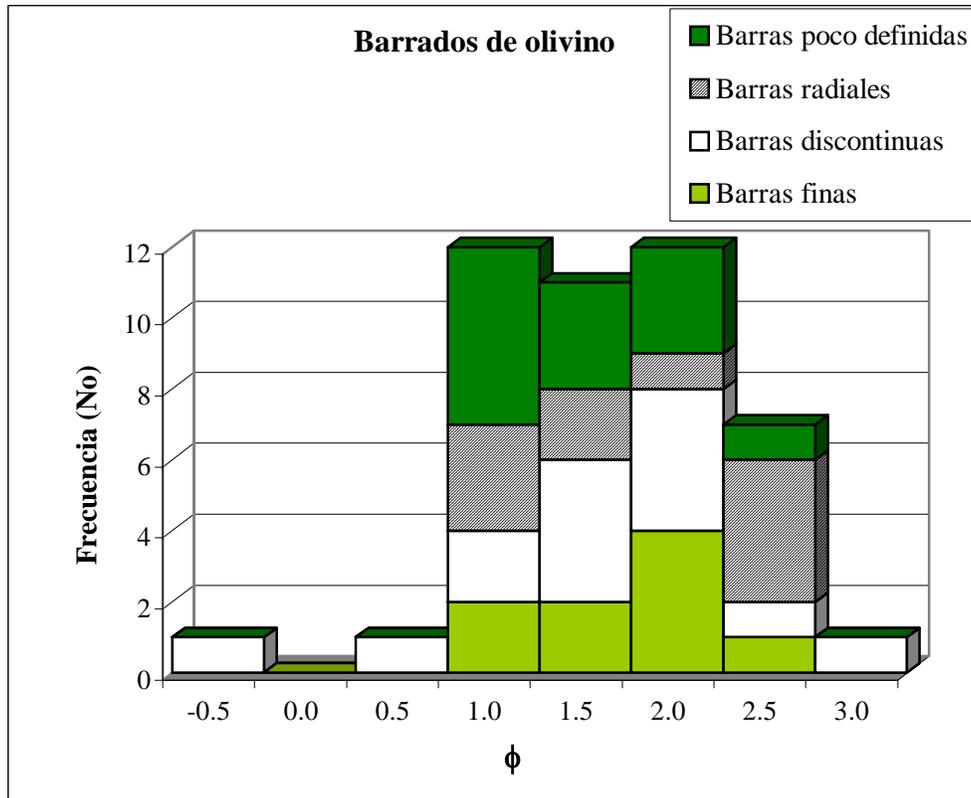
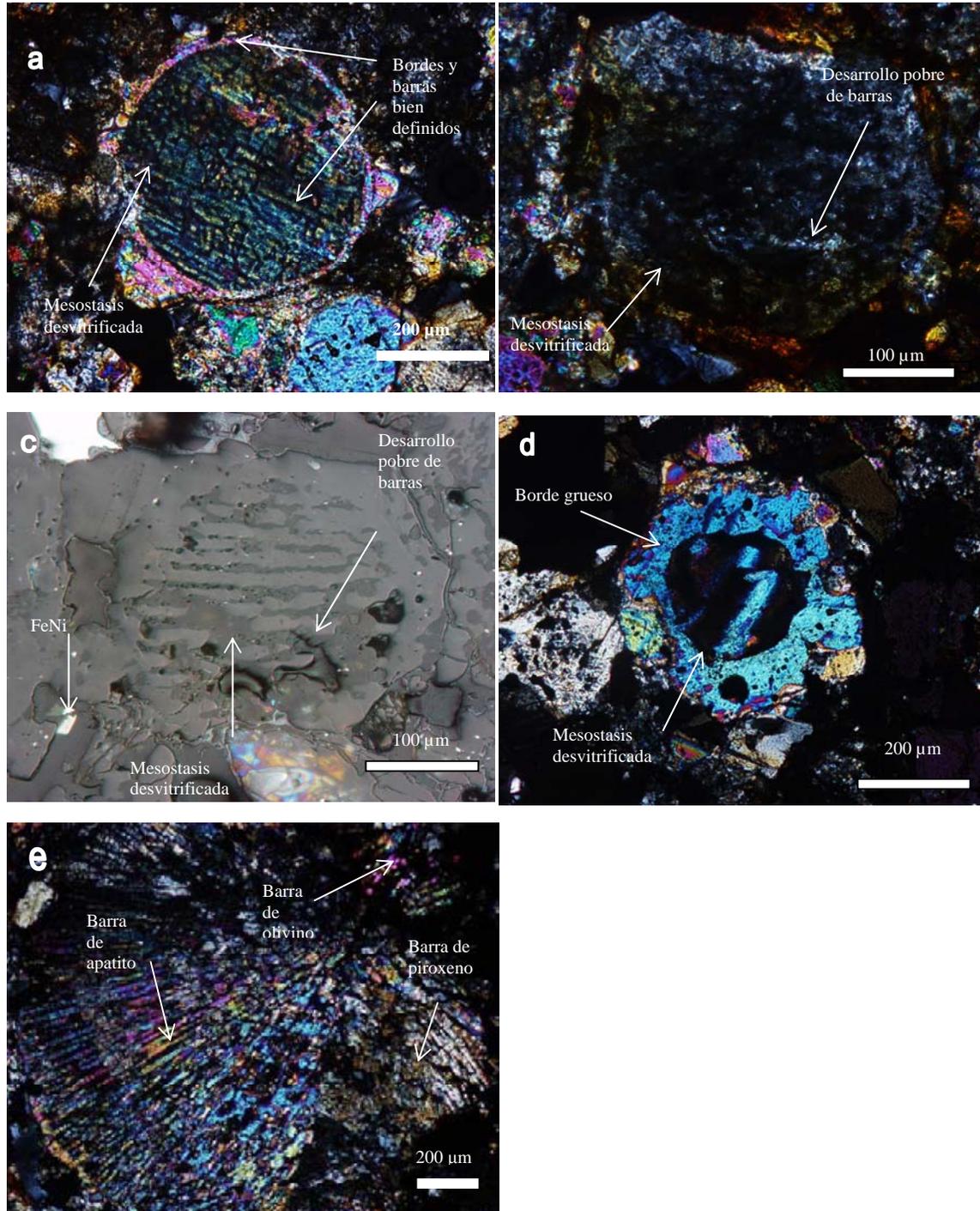


Figura 5.12. Los condros barrados de olivino presentan diferentes desarrollos en las barras y cortezas: a) condros con buen desarrollo de las barras y corteza delgada y bien definida, b y c) es el mismo condro y representa a los condros BO que presentan pobre desarrollo de las barras y que solo son visibles bajo luz reflejada natural (c), d) los que presentan cortezas gruesas y desarrollo pobre de las barras. Todas las fotomicrografías fueron tomadas con nícoles cruzados a excepción del inciso c).



5.1.2.2.2 Radiales de piroxeno (RP)

En total representan el 7.3% de la población de condros (Fig. 5.2). Los contornos de estos condros están definidos, tienen diámetros de -0.8 a 1.6ϕ ($1736-320 \mu\text{m}$) y el histograma de frecuencia de tamaño es bimodal (Figs. 5.13 y 5.14). El vidrio de la matriz es turbio, lo que le da un aspecto color humo. Estos se caracterizan por tener láminas bien definidas en las que incluso se pueden observar los clivajes rectos característicos del piroxeno pobre en calcio. Bajo luz plana polarizada es visible la vesicularidad que caracteriza este grupo. Los minerales opacos ($<1\%$) están presentes entre las láminas y el vidrio intersticial preferentemente distribuidos hacia los bordes, estas fases son aleaciones de Fe-Ni ($10-60 \mu\text{m}$) y troilita ($5-100 \mu\text{m}$).

Figura 5.13 Distribución de frecuencias de tamaño de condros.

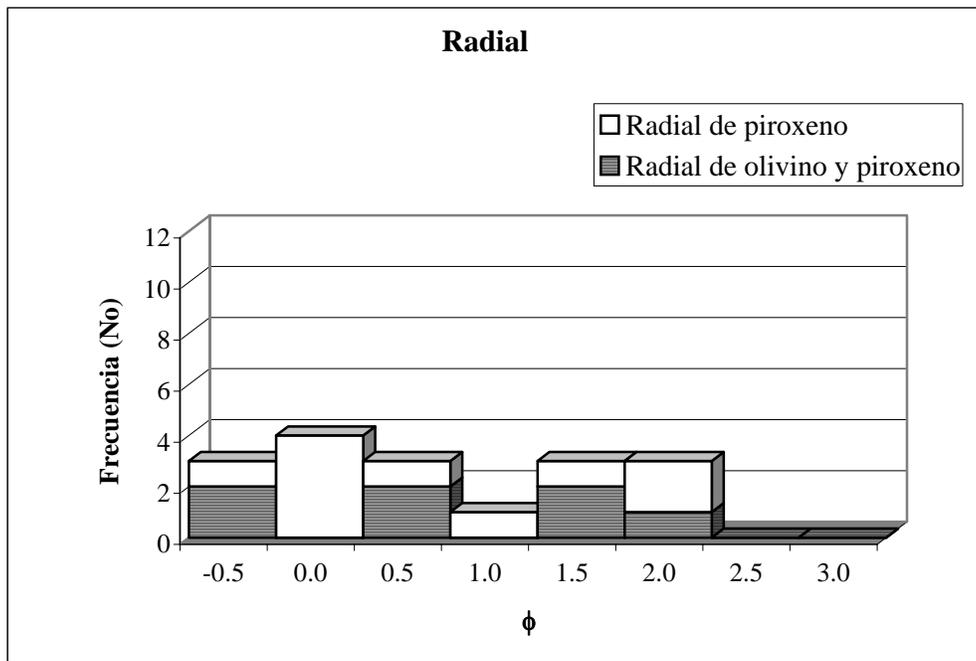
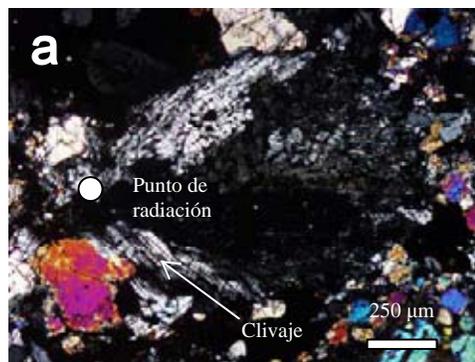


Figura 5.14. Los condros radiales de piroxeno presentan buen desarrollo de las láminas y con foliaciones distinguibles. Fotografía tomada con nicoles cruzados.



5.1.2.2.3 *Criptocristalinos (C)*

Representan el 5.5% del total de los condros estudiados de la meteorita Nuevo Mercurio (Fig. 5.2). En general, los condros criptocristalinos tienen contornos definidos, el color del vidrio que compone la matriz es de humo a negro, lo que le da un aspecto sucio a todo el condro, y algunos de estos condros muestran una débil transición a una textura radial, sobre todo al observarse bajo luz reflejada y por su extinción ondulante. Por sus características petrográficas se distinguen dos poblaciones de condros criptocristalinos:

a) Criptocristalinos en sentido estricto. El histograma de frecuencia de tamaño de este grupo es unimodal, con un tamaño de diámetro de 0.7 a 2.1ϕ (634 a $226 \mu\text{m}$, Fig. 5.15). Estos condros están constituidos por cristales esqueléticos pequeños, los cuales sólo se observaron bajo luz reflejada. Los minerales opacos presentes son aleaciones de Fe-Ni (1 - $30 \mu\text{m}$), troilita (15 - $30 \mu\text{m}$) y cromita (10 - $21 \mu\text{m}$). Sin embargo los condros con diámetros entre 2 y 3ϕ no contienen minerales opacos y entre más pequeño es el diámetro de los condros los minerales opacos tienden a estar más cercanos a la periferia del condro (Cervantes-de la Cruz y Ortega-Gutiérrez, 2006).

b) Los criptocristalinos con transición a textura radial. El histograma de frecuencia de este grupo es multimodal, con un tamaño de diámetro de -0.2 a 2.4ϕ (1173 a $193 \mu\text{m}$, Figs. 5.15 y 5.16a y b). Están constituidos por pequeños cristales que irradian de un punto, los cuales solo pueden ser percibidos en luz reflejada. Los minerales opacos presentes son aleaciones de Fe-Ni (15 - $20 \mu\text{m}$) y troilita (15 - $40 \mu\text{m}$).

Figura 5.15 Distribución de frecuencias de tamaño de condros criptocristalinos con tendencia a textura radial de piroxeno.

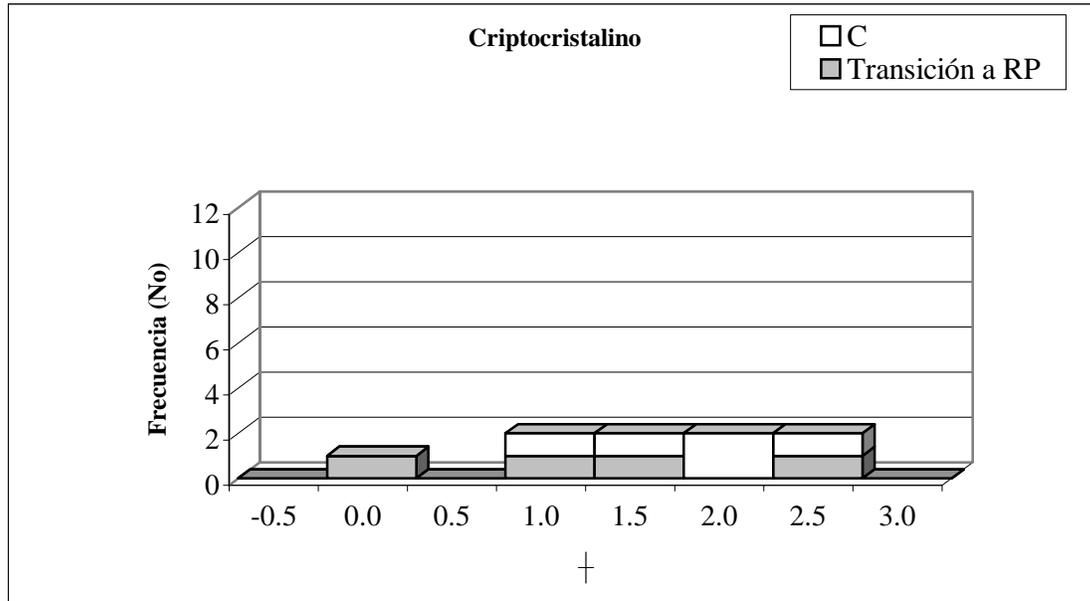
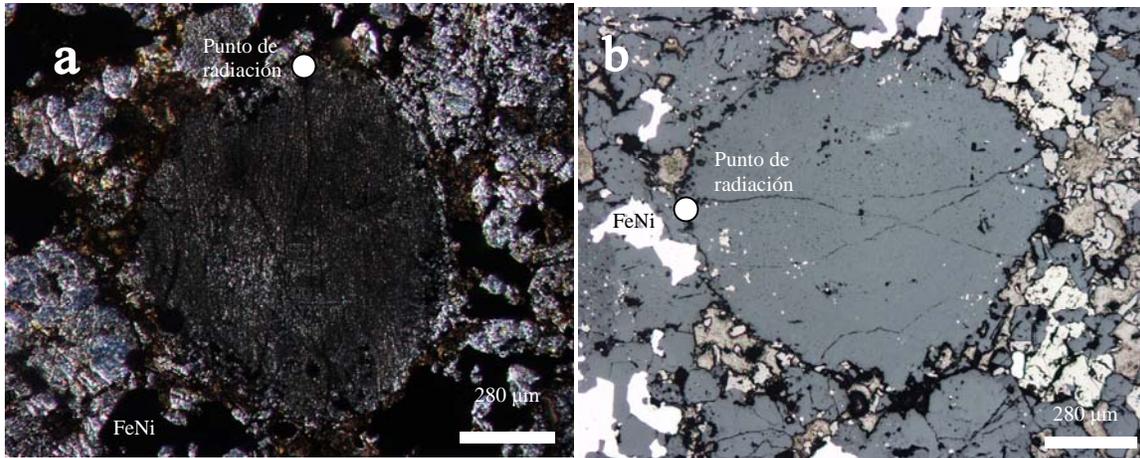


Figura 5.16. Condros criptocristalino que tiende a presentar textura radial de piroxeno visto bajo a) luz plana polarizada y b) luz reflejada.



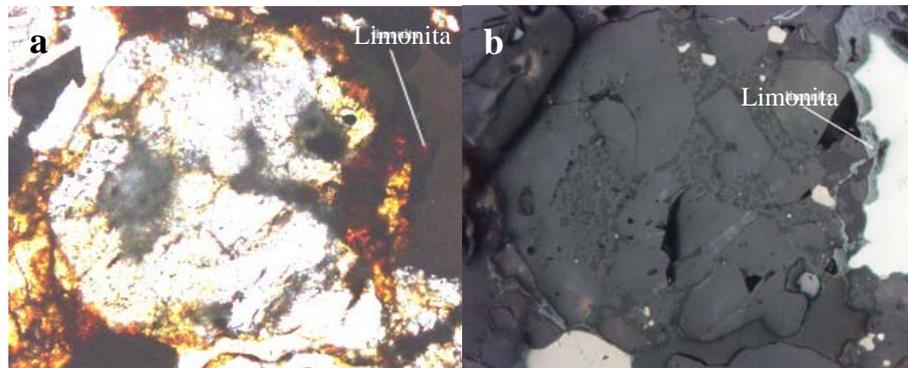
5.2 Alteraciones: intemperismo y metamorfismo térmico

5.2.1 Intemperismo terrestre

La alteración terrestre se refiere a la corrosión que afecta principalmente a los minerales opacos tales como las aleaciones de Fe-Ni y la troilita, después de su estancia en la Tierra y depende de las condiciones climáticas del lugar y del tiempo de exposición.

La meteorita Nuevo Mercurio, tanto en muestra de mano como bajo luz transmitida, presenta coloraciones amarillo ocre, anaranjadas y café rojizas (Fig. 5.1a). Estos tonos rojizos corresponden a limonita, la cual se observa como pequeños granos amorfos, ocasionalmente a manera de vetas o como una simple pátina alrededor de algunas de las aleaciones de Fe-Ni. La limonita en ocasiones es sub-traslúcida bajo luz plana polarizada transmitida, con pleocroísmo en tonos de amarillo a rojizos, pero también puede ser opaca (Fig. 5.17). Bajo luz reflejada se observa con coloraciones gris con tintes azules y a veces presenta reflexiones rojizas. Estas características corresponden al grado W1 en la clasificación de Wlotzka (1993), lo cual significa que la muestra se encuentra casi libre de alteración por intemperismo. Aunque Wlotzka describe que la mayoría de las meteoritas caídas como Nuevo Mercurio tienen un grado de intemperismo W0, reconoce que algunas meteoritas caídas también llegan a presentar el grado W1.

Figura 5.17. Señales de intemperismo terrestre, en una misma zona de la meteorita tomada con a) luz plana polarizada transmitida en donde se observan halos rojizos de limonita y con b) luz natural reflejada estos halos se ven de color gris claro.



5.2.2 Metamorfismo térmico

Se analizaron petrográficamente dos secciones delgadas de la meteorita Nuevo Mercurio, tanto con luz transmitida como con luz reflejada. De un total de 166 condros, se escogieron para geotermometría cinco condros ricos en piroxeno con diámetros promedio mayores que 480 μm . Los tipos texturales de condros incluidos son criptocristalinos, radiales y porfídicos. En todos los condros seleccionados están presentes cristales de enstatita con texturas de exsolución y/o con bordes de reacción

de piroxenos ricos en Ca (pigeonita, augita y/o diópsida). En estas asociaciones mineralógicas se obtuvieron, por medio de la microsonda electrónica, imágenes de electrones retrodispersados y 149 análisis químicos en 43 áreas diferentes (Tabla 5.3, Figura 5.18, Apéndice II). La desviación media porcentual de FeO en las enstatitas de Nuevo Mercurio es de 1.24 %, la discusión de éste parámetro se retomará más adelante en los capítulos 6 y 9.

5.2.2.1 Condros radiales de piroxeno

NM#5 es un condro con textura transicional entre criptocristalina y radial de piroxeno (Figura 5.18a e i). Los cristales de enstatita tienden a estar en el centro del condro. Los granos de exsolución e inclusiones, dentro de los cristales de enstatita, están constituidos por piroxenos ricos en Ca. El borde del condro está compuesto por diópsida y contiene láminas de enstatita.

El condro NM#14 (Figura 5.18b, c e i) presenta cristales de ortoestatita, con un ancho de 10-20 μm y un largo de 260-650 μm . Contienen exsoluciones de augita y pigeonita, en forma de láminas, inclusiones y cristales anedrales de 5-30 μm . Los granos de troilita y aleaciones Fe-Ni se encuentran principalmente en la mesostasis desvitrificada.

Para el condro NM#5 la composición del núcleo del piroxeno pobre en Ca (Tabla 5.3), es de $\text{En}_{81.6}\text{Wo}_{1.6}$, mientras que hacia las orillas es de $\text{En}_{80.5-80.6}\text{Wo}_{2.2}$. Algunos cristales de enstatita tienen un borde de piroxeno rico en Ca ($\text{En}_{50.2}\text{Wo}_{45.4}$) y exsoluciones de $\text{En}_{50.8}\text{Wo}_{44.4}$. La composición de una lámina de pigeonita es de $\text{En}_{75.5}\text{Wo}_{9.4}$.

La composición química de los minerales de NM#14 es la siguiente (Tabla 5.3): los núcleos de enstatita es de $\text{En}_{81.4-81.6}\text{Wo}_{1.5-1.7}$ y las orillas de las mismas son de $\text{En}_{80.7-81.6}\text{Wo}_{1.9-2.5}$, el grano de exsolución muestra una composición de $\text{En}_{56.5}\text{Wo}_{42.3}$ y la lámina de $\text{En}_{49.6}\text{Wo}_{44.7}$. Se encontró una lámina de pigeonita cuya composición es de $\text{En}_{69.8}\text{Wo}_{17.7}$.

5.2.2.2 Condros porfídicos de piroxeno

Los condros NM#21 (Figura 5.18d, e, e i) y NM#148 (Figura 5.18f y i) contienen fenocristales de piroxeno con hábito de eudral a subedral con un rango de tamaño de 15-

840 μm . Estos cristales se encuentran embebidos en una mesostasis birrefringente de composición feldespática. Los fenocristales de ortoenstatita predominan en estos tipos de condros; sin embargo, algunos cristales en NM#148 muestran maclas polisintéticas paralelas al eje 001, además de tener grietas de contracción (001). En ocasiones los piroxenos de ambos condros presentan texturas poiquilíticas, con poiquicristales anedrales de olivino (1-200 μm). Los cristales de enstatita frecuentemente están rodeados por bordes de augita o diópsida, de 5-24 μm de ancho; también se observan cristales anedrales de augita (3-8 μm) en la mesostasis. Los bordes de las grietas de contracción frecuentemente son de piroxeno rico en Ca. Las fases opacas presentes son troilita y aleaciones FeNi y ocurren como inclusiones dentro de los cristales y en la mesostasis. Los minerales del condro NM#21 poseen la siguiente composición (Tabla 5.3): los fenocristales de enstatita son $\text{En}_{81.2-81.6}\text{Wo}_{1.5-1.8}$ en sus núcleos, y $\text{En}_{80.4-81.6}\text{Wo}_{1.8-2.9}$ cerca de los bordes. Los bordes de los fenocristales son de piroxeno rico en Ca ($\text{En}_{47.4-49.5}\text{Wo}_{44.3-46.5}$). La composición de una lámina de exsolución es de $\text{En}_{55.4}\text{Wo}_{41}$ y otra es de $\text{En}_{59.4}\text{Wo}_{33.7}$. Los oikocristales de olivino muestran una composición de $\text{Fa}_{18.8}$.

Para el condro NM#148 la composición (Tabla 5.3) de los núcleos de enstatita es de $\text{En}_{81.5}\text{Wo}_{1.9}$, mientras que cerca de los bordes es de $\text{En}_{81.2}\text{Wo}_{1.9-2.1}$. Los fenocristales de enstatita están rodeados por bordes de piroxeno rico en Ca ($\text{En}_{49.4-49.9}\text{Wo}_{44.6-45.6}$). La composición de la lámina de exsolución es de $\text{En}_{59.2}\text{Wo}_{32.4}$. Un análisis de la mesostasis dio una composición de plagioclasa equivalente a $\text{Ab}_{83}\text{An}_{12}\text{Or}_5$.

5.2.2.3 Criptocristalinos

El condro NM#2 (Figuras 5.18g, h e i) tiene cristales de ortoenstatita (10-520 μm) con tres tipos de exsoluciones de augita (5-12 μm) y presenta una mesostasis intersticial birrefringente. Los granos de augita se concentran hacia los bordes del condro, mientras que las inclusiones y láminas se forman en el interior de éste; en general, estas exsoluciones forman una textura en “cardumen” o “moteado” sobre la enstatita. Los granos de troilita y Fe-Ni están presentes en la mesostasis.

La composición de los minerales es la siguiente (Tabla 5.3): la de los cristales de enstatita es de $\text{En}_{80.3-81.1}\text{Wo}_{1.6-2.8}$, y la de las exsoluciones de augita de $\text{En}_{51.4-51.6}\text{Wo}_{44-44.1}$.

Figura 5.18. Imágenes de electrones retrodispersados de los condros ricos en piroxeno de la meteorita Nuevo Mercurio. Se presentan diferentes tipos texturales: a) Condro NM#5 con textura de transición entre criptocrystalina y radial de piroxeno. b y c) La zona corresponde a una parte central del condro radial de piroxeno NM#14. d) Zona proveniente de fenocristales del condro porfídico de piroxeno NM#21. Los cuadrados, triángulos, rombos y círculos se refieren a los puntos analizados por WDS. Las siglas En, cpx o pig van seguidas por letras las cuales se refieren a diferentes promedios del mineral. Los detalles de la composición química y temperatura se encuentran en la Tabla 5.3. En=enstatita, cpx=piroxeno rico en Ca, pig=pigeonita. La imagen de los condros completos se muestra en los recuadros ubicados en las esquinas superior derecha.

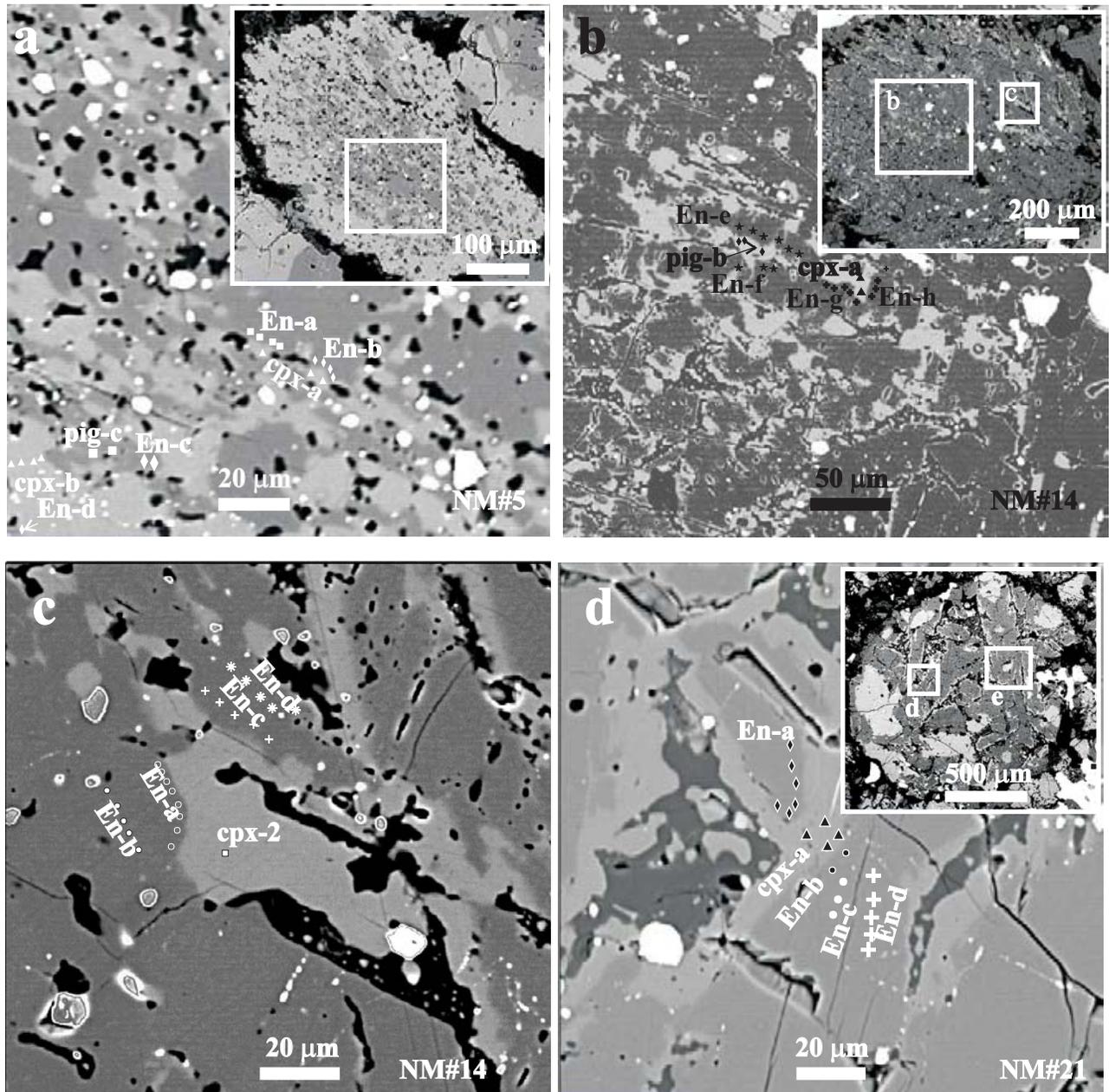


Figura 5.18 continuación. Condros ricos en piroxeno de la meteorita Nuevo Mercurio. Se presentan diferentes tipos texturales: e) Zona proveniente de fenocristales del condro porfídico de piroxeno NM#21 con textura poiquilítica. f) Fenocristal poiquilítico del condro porfídico de piroxeno NM#148, las grietas de contracción se encuentran paralelas al eje [001], mientras que R-1 y R-2 se refieren a las zonas en donde se obtuvieron los espectros Raman de la Tabla 5.5. g) Esta región proviene de la orilla del condro criptocristalino NM#2. h) Región de la zona central del condro NM#2. Los cuadrados, triángulos, rombos y círculos se refieren a los puntos analizados por WDS. i) Rango de composición de los piroxenos pobres y ricos en calcio de la condrita Nuevo Mercurio según el esquema de Morimoto, 1989. Las siglas En, cpx o pig van seguidas por letras las cuales se refieren a la composición química promedio del mineral. Los detalles de la composición química y temperatura se encuentran en la Tabla 5.3. En=enstatita, cpx=piroxeno rico en Ca, pig=pigeonita

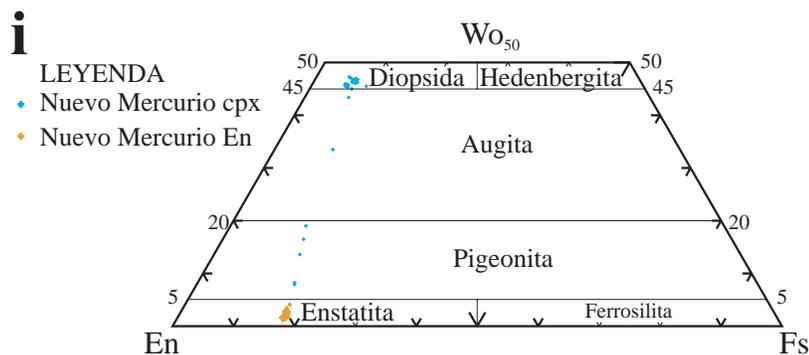
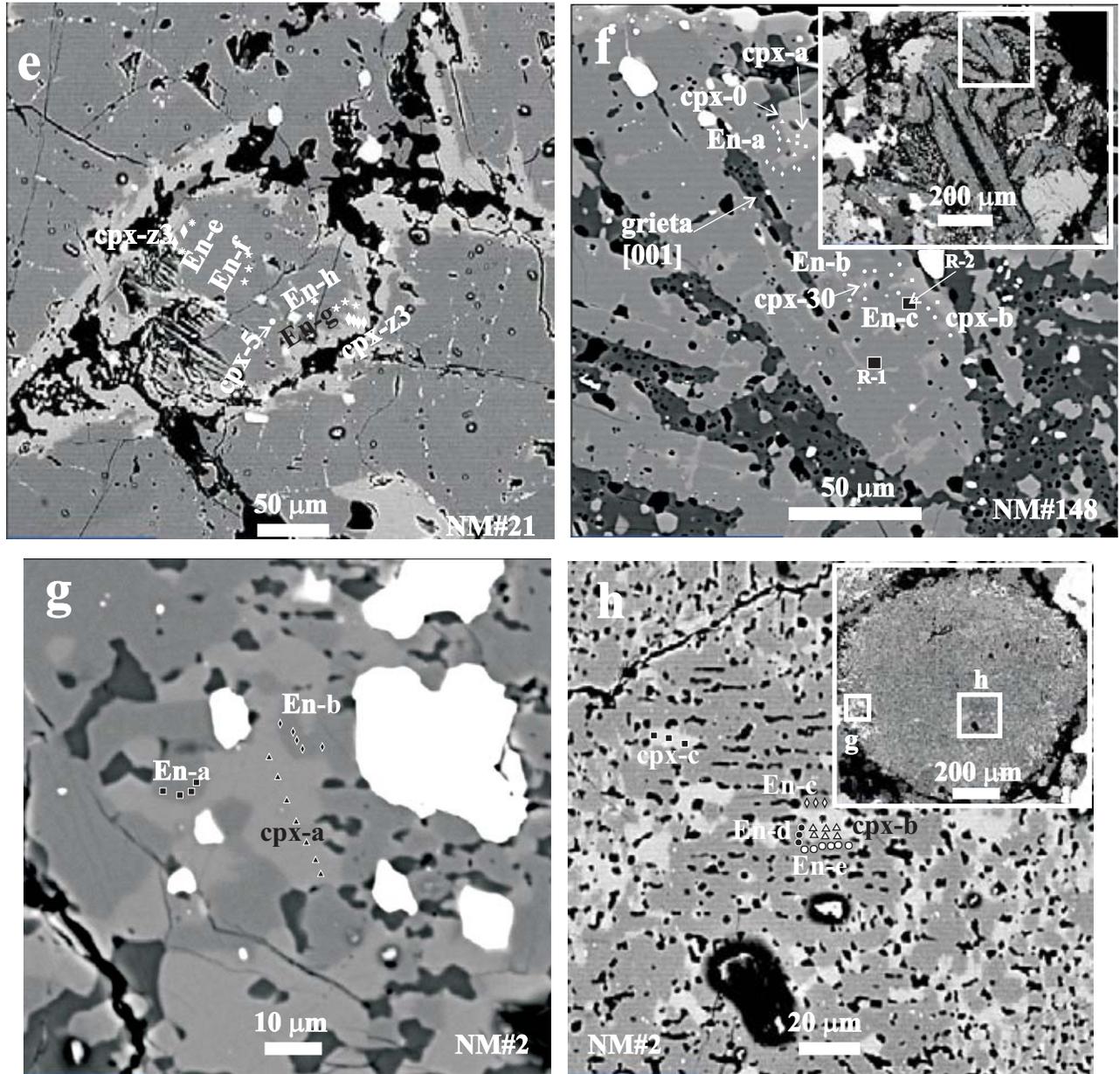


Tabla 5.3. Estequiometría mineral de los piroxenos obtenida a partir de los análisis WDS y presentada en forma de porcentaje molar de enstatita (En) y wollastonita (Wo) y temperaturas mínimas de formación, ambas obtenidas mediante el programa QUILF.

Núcleos de enstatita	En	Wo	T (°C)	Bordes de enstatita	En	Wo	T (°C)	Texturas de desmezcla de piroxeno rico en Ca	En	Wo	T (°C)	Bordes de piroxeno rico en Ca	En	Wo	T (°C)
<i>Criptocristalino</i>															
<i>NM#2</i>															
NM#2-En-c	80.3	2.8	1051	NM#2-En-a	79.8	3.1	1083	NM#2-cpx-a	51.4	44.0	933				
NM#2-En-e	81.1	1.6	915	NM#2-En-b	79.5	3.5	1118	NM#2-cpx-b	51.4	44.0	930				
				NM#2-En-d	80.8	2.0	969	NM#2-cpx-c	51.6	44.1	927				
<i>Radial de piroxeno</i>															
<i>NM#5</i>															
NM#5-En-c	81.6	1.6	1281	NM#5-En-a	79.9	3.0	1072	NM#5-cpx-a	50.8	44.4	904	NM#5-cpx-b	50.2	45.4	842
NM#5-En-d	79.1	4.3	1186	NM#5-En-b	79.9	3.1	1083	NM#5-pig-c	75.5	9.4	1037				
<i>NM#14</i>															
NM#14-En-b	81.6	1.5	1283	NM#14-En-a	80.9	2.6	1018	NM#14-cpx-a	49.6	44.7	869				
NM#14-En-c	81.4	1.7	1281	NM#14-En-e	80.3	3.4	1082	NM#14-pig-b	69.8	17.7	1103				
NM#14-En-d	81.5	1.6	1282	NM#14-En-f	80.7	2.5	980	NM#14-cpx-2	56.5	42.3	1065				
				NM#14-En-g	81.6	1.9	957								
				NM#14-En-h	81.2	2.0	962								
<i>Porfídico de piroxeno</i>															
<i>NM#21</i>															
NM#21-En-c	81.4	1.8	936	NM#21-En-a	81.1	2.3	1002	NM#21-cpx-5	55.4	41.0	1087	NM#21-cpx-a	49.5	44.3	884
NM#21-En-d	81.6	1.6	919	NM#21-En-b	81.0	2.5	1019					NM#21-cpx-z3	47.4	46.5	903
NM#21-En-f	81.5	1.5	900	NM#21-En-e	81.6	1.8	947								
NM#21-En-h	81.2	1.7	931	NM#21-En-g	80.4	2.9	1065								
<i>NM#148</i>															
NM#148-En-b	81.5	1.9	1277	NM#148-En-a	81.7	1.4	894	NM#148-cpx-30	59.2	32.4	1232	NM#148-cpx-0	49.4	45.5	823
				NM#148-En-c	81.2	1.9	956					NM#148-cpx-a	49.6	45.6	817
												NM#148-cpx-b	49.9	44.6	877

5.2.7 Geotermometría

En los trabajos de Mercier (1976) y Lindsley y Andersen (1983), se reconoce que cada piroxeno de un par coexistente (i.e. adyacente y en contacto directo) contiene información termométrica independiente y que la temperatura mínima puede ser estimada de una sola fase de piroxeno suponiendo la coexistencia en contacto directo de la pareja (Fig. 5.18). Los resultados obtenidos para los condros de la meteorita Nuevo Mercurio se muestran a continuación y son parte del artículo publicado en Cervantes de la Cruz et al. (En prensa).

5.2.3.1 Condros radiales de piroxeno

En el centro del condro NM#5, la exsolución de piroxeno rico en Ca dentro de los cristales de enstatita registró una temperatura de 904 °C, mientras que en el borde exterior del condro, compuesto por diópsida, la temperatura es de 842 °C. Los núcleos de enstatita presentan una temperatura mínima de 1281 °C y los bordes de los mismos de 988-991 °C. Una lámina de pigeonita dentro del borde exterior del condro registró una temperatura de 1037 °C y la enstatita junto a ella dio una temperatura de 1281 °C (Tabla 5.3, Fig. 5.18a).

Para el condro NM#14, las temperaturas mínimas registradas en los núcleos de enstatita son de 1281-1283 °C y hacia los bordes de 910-998 °C. Las temperaturas mínimas para piroxenos ricos en Ca son: para las láminas de 869 °C y para un grano de augita fue de 1065 °C. La temperatura mínima para una lámina de pigeonita fue de 1103 °C (Tabla 5.3, Fig. 5.18b y c).

5.2.3.2 Condros porfídicos de piroxeno

Para el condro NM#21, el geotermómetro de Ca en enstatita registró una temperatura de 1280-1284 °C en los núcleos y de 947-1093 °C en los bordes del fenocristal. La temperatura para el piroxeno rico en Ca, que conforma los bordes de los cristales de enstatita, fue de 884-903 °C. En el interior de los cristales de enstatita una exsolución de augita registró una temperatura mínima de 1087 °C (Tabla 5.3, Fig. 5.18d y e).

En el condro NM#148 la temperatura en el interior de un cristal de enstatita es de 1277 °C y hacia los bordes la temperatura calculada oscila entre 956-983 °C. Los bordes

de piroxeno rico en Ca tienen temperaturas de 817-877 °C. Una inclusión de augita registró una temperatura de 1232 °C (Tabla 5.3, Fig. 5.18f).

5.2.3.3 Condros criptocristalinos

El geotermómetro de Ca en ortopiroxeno en el condro NM#2 registró una temperatura mínima en los núcleos 915-1051 °C y hacia los bordes de 969-1021 °C. Las exsoluciones de augita registran una temperatura de 927-933 °C (Tabla 5.3, Fig. 5.18g y h).

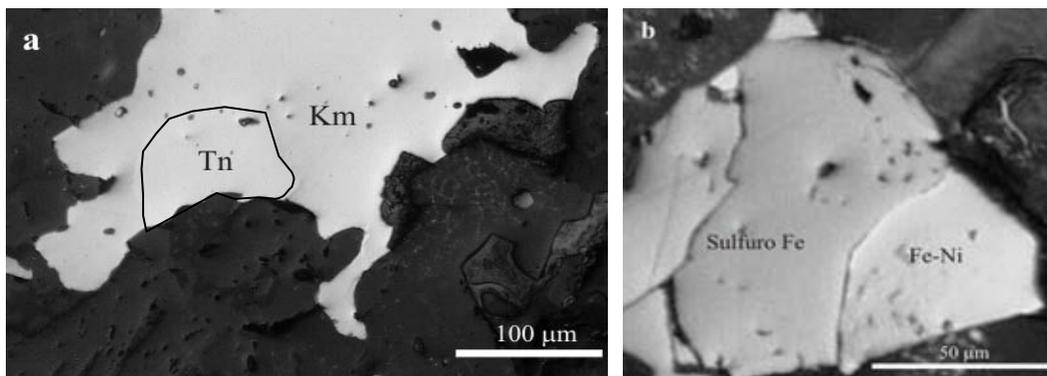
5.2.7 Metalografía

Con el fin de describir las relaciones entre metamorfismo y metalografía se hizo hincapié en buscar las relaciones texturales de las asociaciones sulfuro de hierro y de taenita + kamacita.

Se describieron tres partículas con zoneamiento de taenita + kamacita (>500µm), las cuales se encontraron dentro de la matriz (Figura 5.19a). Para observar mejor estas asociaciones es recomendable atacar la muestra con ácidos (e.g. Taylor et al, 1987), lo cual no se hizo para este trabajo.

Por otra parte, para comprobar si el punto eutéctico entre la asociación sulfuro de Fe (troilita) y aleaciones de Fe-Ni se alcanzó, se estudiaron 30 granos de estas asociaciones en la matriz y un grano adentro de un condro. Todos los contactos muestran fronteras con curvaturas suaves y bien definidas entre las fases mencionadas, tal como se observa en la Figura 5.19b, y nunca se encontraron glóbulos de troilita en una matriz de Fe-Ni o texturas plessíticas entre el sulfuro y el Fe-Ni.

Figura 5.19. a) Partícula zonada de taenita + kamacita resultado del enfriamiento postmetamórfico con tasa de 15 °C/Ma (Taylor et al., 1987). b) Limite suave entre sulfuro de Fe y aleaciones de Fe-Ni que sugiere que el punto de fusión eutéctico no se alcanzó. Fotografías tomadas bajo luz reflejada.



5.2.7 Difracción de rayos X

Con el fin de detectar la presencia de plagioclasa sódica, la cual es el producto de la desvitrificación de la mesostasis vítrea por acción del metamorfismo térmico, se empleó la difracción de rayos X de polvos, para una muestra representativa de toda la meteorita incluyendo condros, matriz y minerales opacos. En este trabajo se reporta la presencia de plagioclasa desordenada de tipo sódico (Tabla 5.4), lo cual confirma que la meteorita Nuevo Mercurio es una meteorita con un grado de metamorfismo mayor que 4 ya que el vidrio de la mesostasis ya se cristalizó a plagioclasa y aunque los granos no puedan ser descritos bajo el microscopio petrográfico si se detectaron por esta técnica de difracción. También se identificaron los minerales reportados anteriormente por Fredrikson y colaboradores (1979), tales como el olivino, enstatita y kamacita.

Tabla 5.4. Resultados de la difracción de rayos X del feldespato, los resultados en letra negrita son los datos experimentales de la muestra de Nuevo Mercurio y los de letra normal corresponden a los datos reportados en la tarjeta PDF 10-339 del ICDD correspondiente a una albita alta o desordenada.

(hkl)	2θ NM	2θ 10-339	d (Å) NM	d (Å)10-339	I% NM	I % 10-339
(020)	13.765	13.78	6.428	6.421	8	5
(-201)	21.983	22	4.04	4.037	16	24
(-130)	23.694	23.682	3.752	3.754	30.	14
(130)	24.441	24.4	3.639	3.645	12	9
(040)	27.76	27.782	3.211	3.209	30	62
(002)	28.072	28.08	3.176	3.175	100	100
(1-31)	29.594	29.565	3.016	3.019	8	17
(0-41)	30.272	30.28	2.95	2.949	10	37
(131)	31.589	31.6	2.83	2.829	12	19
(-132)	33.744	33.72	2.654	2.656	4	17
(-133)	45.497	45.54	1.992	1.990	2	29

5.2.7 Espectroscopia Raman

El piroxeno pobre en Ca de los condros en ocasiones presenta dos polimorfos, la clinoenstatita, que es el polimorfo meta-estable producto del enfriamiento rápido de los condros, y la ortoenstatita, que es el polimorfo que resulta de la inversión del estado monoclinico al ortorrómbico debido al aumento paulatino de temperatura por el metamorfismo térmico (Van Schmus y Wood, 1967). En la Fig. 5.20a se observa el espectro de una clinoenstatita tomada en el centro de un fenocristal del condro NM#148, y la Fig. 5.20b es el espectro de una ortoenstatita del mismo condro, cuyo punto fue tomado cerca de la orilla del cristal anteriormente descrito. Lo anterior indicaría que el hábito de fenocristal encierra actualmente dos de los polimorfos de la enstatita, en donde

predomina al centro el polimorfo monoclinico y a las orillas el polimorfo de inversión, que es la ortoestatita. Las bandas características (Tabla 5.5) del espectro Raman para la clinoestatita corresponden a 370 y 430 cm^{-1} y para la ortoestatita corresponde a 358 cm^{-1} (Por ejemplo Ulmer y Stalder, 2001).

Figura 5.20. Patrones representativos de la espectroscopia Raman del condro NM#148 a) clinoestatita del centro de un fenocristal ubicado en la parte media del condro cuyas bandas características están en 243.1, 370.4, 430.2, 482.2 y 580.6 cm^{-1} , mientras que una b) ortoestatita de la orilla del fenocristal anterior carece de las bandas mencionadas con antelación (señalado en las barras verticales grises).

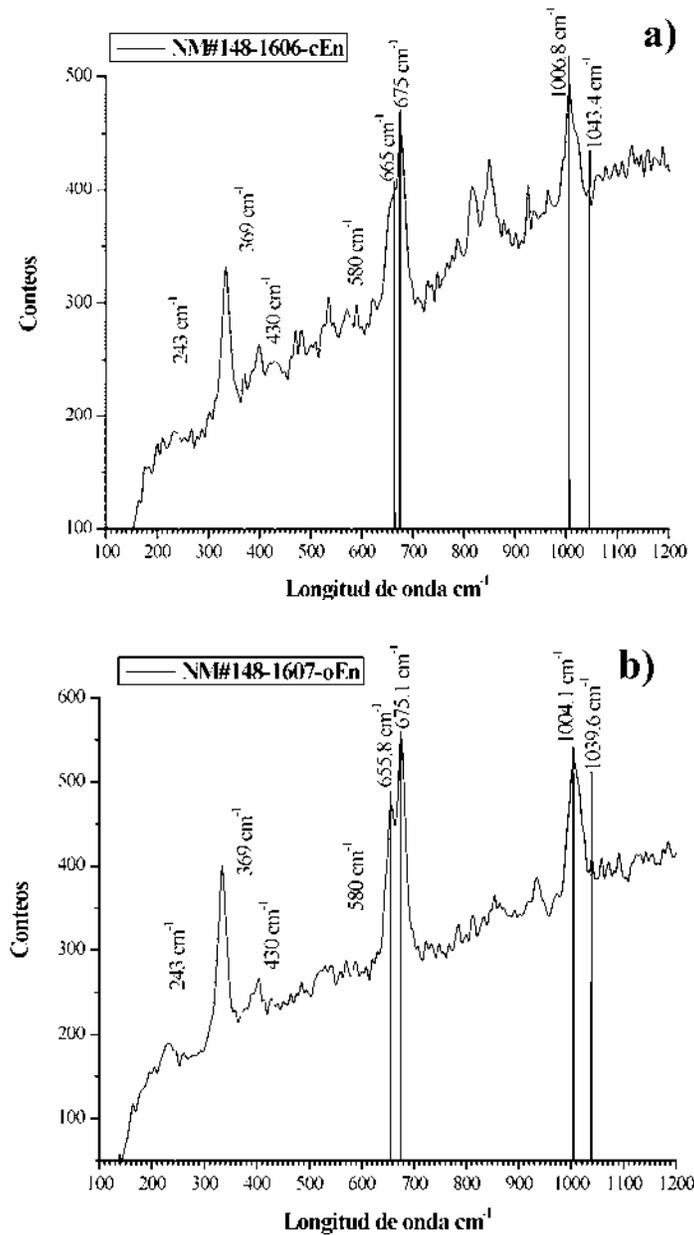


Tabla 5.5. Modos vibracionales activos Raman de piroxenos pobres en Ca de la meteorita Nuevo Mercurio. Las bandas de ~ 370 y 430 cm^{-1} solo ocurren en el patrón de la clinoenstatita. Los datos con * fueron tomados de Ulmer y Stalder (2001) para comparación.

	NM1#148-cEn-1606	*Nat. Com. cEn	NM1#148-oEn-1607	*Nat. Com. OEn
ν_1		134.5		134.1
ν_2	164.1	153.4	164.1	152.7
ν_3	175.7	178.8		178.8
ν_4	183.4	192.4	195	191.9
ν_5	200.7	200.2	204.6	200.1
ν_6	231.6	232.4	231.6	235
ν_{6c}	252.8	242.3		
ν_7	266.3	275.3	260.5	274.4
ν_8	302.9	298.4		298.5
ν_9		321.2		319.9
ν_{10}	333.8	339.9	333.8	340.7
ν_{11}			358.9	356
ν_{11c}	370.4	367		
ν_{12}	385.9	383.5	380.1	379.8
ν_{13}	399.4	399.3	405.2	398.5
ν_{14}	420.6	415.3	414.8	416.1
ν_{14c}	430.2	428.6		
ν_{15}	449.5	449.7	451.4	441.7
ν_{16}	526.6	523.1	530.5	523
ν_{17}	536.3	540.7	542.1	538.3
ν_{18}		553		549.5
ν_{18c}	571	578.5	571	
	590.3		590.3	
ν_{19}		662	655.9	661.5
ν_{20}	675.1	685.3	675.1	683.4
ν_{21}	748.4	751.6	748.4	749.3
ν_{22}	815.9	822.9	812.1	823.3
ν_{23}	848.7	853.2	854.5	855
ν_{24}	925.8	929		929.2
ν_{25}	1006.8	1010.1	1004.9	1010.3
ν_{26}		1029.1	1039.6	1030.2

5.2.7 Clasificación y petrogénesis

La historia térmica determinada para los condros radiales es la siguiente: Algunos núcleos de enstatita presentan temperaturas de cristalización mínimas de $\sim 1280 \text{ }^\circ\text{C}$; esto, aunado a la presencia de grietas de contracción y algunos vestigios de estriaciones,

indican que cuando los condros se formaron alcanzaron el campo de cristalización de la protoenstatita (1200-1300 °C; Folco y Mellini, 2000). A esto siguió la cristalización de láminas de pigeonita, cuya temperatura alcanzó entre 1037-1103 °C y la de un grano de augita con contenido intermedio de Ca ($Wo_{42.3}$) a 1065 °C. Cerca de los bordes de los cristales de enstatita la temperatura de cierre se encuentra entre 957-998 °C. El borde que rodea los fenocristales de enstatita es de diópsida, cuya temperatura mínima de cristalización fue de 842 °C. Algunas láminas de augita alta en Ca ($Wo_{44.4-44.7}$) registran temperaturas de 869 y 904 °C. La forma y tamaño de estas láminas de augita alta en Ca y pigeonita son muy similares.

Por otra parte, la historia térmica de los condros porfídicos de piroxeno es: En el caso del condro NM#148, los fenocristales de enstatita presentan grietas de contracción (Fig. 5.18f) y restos de estrías. Por medio de espectroscopia Raman en uno de estos fenocristales se detectó la presencia de clinoenstatita (Figuras 5.18f y 5.20a), y en esta misma área la temperatura mínima de cristalización calculada fue de 1277° C, lo que sugiere que la fusión del condro por lo menos alcanzó las condiciones de formación de la protoenstatita y se invirtió durante el enfriamiento del condro al polimorfo monoclinico de la enstatita (Figura 5.20a). Los núcleos de enstatita del condro NM#21 registran temperaturas entre 1280-1284 °C. Sin embargo, cabe mencionarse que estos condros porfídicos son poikilíticos (oikocristales de olivino), los cuales pueden registrar temperaturas hasta de 1400-1500 °C (Folco y Mellini, 2000).

Para los dos condros estudiados, las temperaturas registradas cerca de los bordes de los cristales de enstatita oscilan entre 947-1093 °C. El espectro Raman de las orillas de los fenocristales de enstatita indica que están constituidas por el polimorfo ortorrómbico (Figuras 5.18f y 5.20b). Por otra parte, en ambos condros porfídicos las inclusiones de augita dentro de los núcleos del fenocristal de enstatita son más pequeñas que las de los condros radiales, con un contenido de Ca de bajo a intermedio ($Wo_{32.4-41.0}$) y que representan temperaturas entre 1087-1232 °C. Los bordes de piroxeno rico en Ca ($Wo_{44.3-46.5}$) de los fenocristales de enstatita, tienen temperaturas mínimas de cierre entre 817-903 °C.

Finalmente, las temperaturas obtenidas de los cristales de enstatita del condro criptocristalino NM#2 fueron de 915-1051 °C, mientras que el rango para las texturas de desmezcla de forma irregular de augita fue de 927-933 °C.

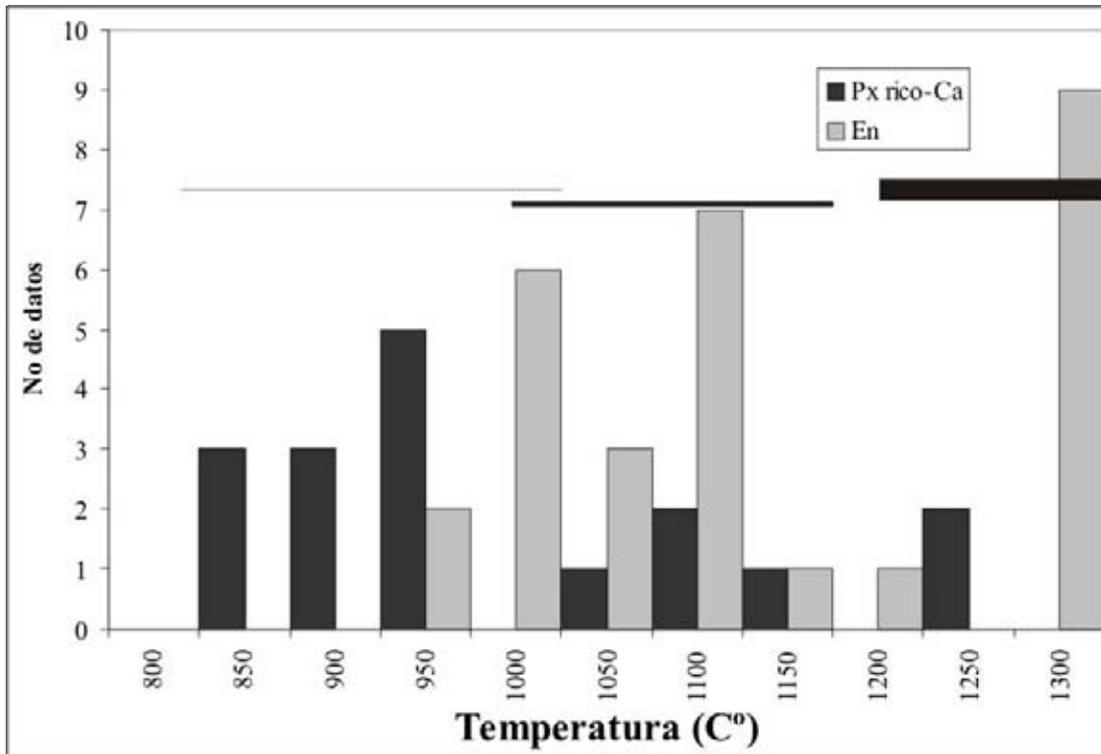
Cada grupo textural de condros se formó en regiones en donde las condiciones de fusión y tasas de enfriamiento fueron diferentes; sin embargo, al agregarse a un cuerpo parental en donde tuvieron lugar eventos de calentamiento, los minerales de los condros registraron esas condiciones de temperatura en común. Otra prueba de este metamorfismo, que afectó todos los componentes de la condrita, es la presencia de plagioclasa sódica desordenada detectada en el estudio de difracción de rayos X y cuya composición es de $Ab_{83} An_{12} Or_5$. La presencia de este tipo de feldespatos es el resultado de la cristalización de la mesostasis vítrea presente en todos los condros. Sin embargo, esas temperaturas comunes no sobrepasaron la temperatura del punto eutéctico de la asociación sulfuro de hierro y aleaciones de Fe-Ni, ya que el límite entre estos minerales es suave y no hay presencia de texturas plessíticas, que es lo que se esperaría si la temperatura del metamorfismo hubiera sobrepasado el valor de 998 °C.

Al graficar las temperaturas provenientes de piroxenos ricos y pobres en Ca en histogramas de frecuencia, los datos se agrupan en tres grupos (Fig. 5.21, Tabla 5.3):

- a) Los de temperatura alta referentes a la cristalización de condros (1277-1284 °C), los cuales provienen de los núcleos de los fenocristales de enstatita relacionados con exsoluciones de augita baja en Ca ($Wo_{32.4-33.8}$) (ejemplo lámina NM#148-cpx-30 en Fig. 5.18f).
- b) Los de temperatura intermedia (1002-1103 °C), los cuales se refieren a datos provenientes de las exsoluciones de pigeonita y augita intermedia ($Wo_{41-42.3}$) en Ca y de las orillas de los cristales de enstatita (ejemplo lámina de pigeonita en Fig. 5.18a).

c) Los puntos en las orillas de los cristales de enstatita, los cuales están en contacto con bordes y láminas de piroxeno rico en calcio (817-998 °C)

Figura 5.21. Histograma de frecuencias de temperaturas obtenidas para piroxeno rico (Px rico en Ca) y pobre en Ca (En). Los datos se agrupan en tres familias de temperaturas, en donde las temperaturas menores que 1000 °C, se consideran temperaturas de metamorfismo en cuerpo parental (línea horizontal delgada) y los otros dos grupos a formación de condros y evolución en estado subsólido (líneas horizontales de grosor grueso e intermedio, respectivamente). Es posible que algunas temperaturas de enstatita en el rango de 950-1000 °C sean heredadas del evento de formación por eso se traslapan las líneas.



Ferraris y colaboradores (2002) concluyeron que, en condritas ordinarias H desequilibradas, la inversión de protoenstatita a arreglos de clino y ortoenstatita y la formación de bordes y de exsoluciones de piroxeno rico en Ca sucede en un rango de temperatura entre 950-1250 °C. Los cristales de enstatita de los condros radiales y de los condros porfídicos en Nuevo Mercurio cristalizaron como protoenstatita, y experimentaron una inversión posterior a arreglos de clino y/o ortoenstatita, lo cual sucedió a una temperatura de cristalización mínima entre de 1277-1284 °C. Esto es consistente con la exsolución de pigeonita y augita a temperaturas entre 1037 °C y ~1230 °C, dentro de los núcleos de los cristales de enstatita (Figs. 5.21 y 5.22). Por otra parte, las enstatitas muestran otros dos rangos de temperatura menor de 1002-1093 °C y de 915-

998 °C, los cuales sugieren que al momento de formarse los condros, éstos se enfriaron en todo el rango desde 1280 °C hasta 915 °C ó quizá hasta los 600 °C; sin embargo, ya no existe evidencia de temperatura más baja que 600 °C en los piroxenos (e.g. Ferraris et al., 2002, Cervantes de la Cruz y Ortega Gutiérrez, 2007).

El grupo de temperaturas bajas (817-933 °C) corresponde a puntos en las orillas de algunos cristales de enstatita, como también de todos los bordes y exsoluciones de augita rica en Ca y diópsida (Figs. 5.21 y 5.22). El trabajo de Binns (1970) menciona que los piroxenos ricos en Ca (pigeonita y augita baja en Ca) en condritas sin equilibrio ocurren como microlitos y bordes alrededor de fenocristales de enstatita, esta pigeonita se desmezcla constantemente en el estado subsólido entre 1050-650 °C dando como producto sigmoides nanométricos de diópsidas birrefringentes en cristales huésped de enstatita (Ferraris et al, 2002). Para el caso de Nuevo Mercurio, las temperaturas obtenidas en texturas similares se sugiere que son el resultado de la exsolución de pigeonita, además de que el tamaño de estas texturas es micrométrico y no nanométrico. Dado que los bordes y exsoluciones de diópsida se consideran producto del metamorfismo térmico (Binns, 1970), el rango de metamorfismo térmico que se propone para Nuevo Mercurio es entre 817-933 °C.

Los datos calculados mediante el termómetro de Lindsley (1983) para temperaturas mínimas de cristalización de piroxenos ricos en calcio (augita y diópsida) se compararon con las temperaturas del *solvus* obtenidas mediante el modelo de Kretz (1982) para estos mismos minerales, tal como se muestra en la Tabla 5.6. El rango de diferencias de temperatura entre un termómetro y otro es de 20-118 °C. El promedio de temperatura de metamorfismo (piroxeno rico en Ca) inferido mediante el termómetro de Lindsley es de 888 °C, mientras que con el termómetro de Kretz (1982) el promedio de temperatura es de 821 °C, por lo que se refuerza la interpretación que alcanzaron dicho rango de temperaturas de metamorfismo. Sin embargo, en este trabajo se seguirá dando más importancia a los resultados obtenidos mediante el método de Lindsley con el fin de poder compararlos con los de Ferraris y colaboradores (2002).

Tabla 5.6. Estequiometría mineral de los clinopiroxenos obtenida a partir de los análisis WDS y presentada en forma de porcentaje molar de enstatita (En) y wollastonita (Wo) y temperaturas mínimas de formación obtenidas mediante el programa QUILF (Lindsley) y el termómetro de Kretz.

Texturas de desmezcla de piroxeno rico en Ca	En	Wo	Lindsley	Kretz	Bordes de piroxeno rico en Ca	En	Wo	Lindsley	Kretz
			T (°C)*	T (°C)				T (°C)*	T (°C)
NM#2-cpx-a	51.4	44.0	933	872					
NM#2-cpx-b	51.4	44.0	930	855					
NM#2-cpx-c	51.6	44.1	927	886					
NM#5-cpx-a	50.8	44.4	904	924	NM#5-cpx-b	50.2	45.4	842	799
NM#5-pig-c	75.5	9.4	1037						
NM#14-cpx-a	49.6	44.7	869	769					
NM#14-pig-b	69.8	17.7	1103						
NM#14-cpx-2	56.5	42.3	1065	995					
NM#21-cpx-5	55.4	41.0	1087	1062	NM#21-cpx-a	49.5	44.3	884	766
					NM#21-cpx-z3	47.4	46.5	903	801
NM#148-cpx-30	59.2	32.4	1232	1291	NM#148-cpx-0	49.4	45.5	823	785
					NM#148-cpx-a	49.6	45.6	817	784
					NM#148-cpx-b	49.9	44.6	877	787

Muchas de las temperaturas de enfriamiento previas no fueron borradas por el evento de metamorfismo térmico. En el rango de temperaturas para enstatita de 915-983 °C e incluso en el de 1002-1093 °C, se encuentran los pares de los piroxenos ricos en Ca de temperatura más baja, por lo que se sugiere que los ortopiroxenos en el rango de 915-983 °C fueron los que alcanzaron mejor el equilibrio en el metamorfismo térmico.

Bajo el microscopio petrográfico la mesostasis apenas da señales de birrefringencia, pero empleando la difracción de rayos X se comprobó la presencia de plagioclasa sódica, producto de la desvitrificación del vidrio. Cuando los condros se formaron, la mesostasis era vítrea y conforme el metamorfismo térmico aumentó se transformó parcialmente a plagioclasa; sin embargo, en Nuevo Mercurio no hay granos mayores que 50 μm , los cuales son típicos en condritas metamórficas tipo 6. Adicionalmente, existe evidencia textural procedente de las asociaciones FeNi y sulfuros con fronteras suaves entre sí (Figura 5.19b) indicando que el pico de metamorfismo no sobrepasó el punto eutéctico del sistema FeNi-sulfuro, el cual se ubica en 988 °C (McSween *et al.*, 2002); de haberse sobrepasado, habría venas y gotas de fusión o granos con textura plessítica con esa asociación (Slater-Reynolds y McSween, 2005).

En el trabajo compilado por Huss y colaboradores (2006) se sugiere que el mineral índice que registra mejor las temperaturas pico del metamorfismo térmico es el piroxeno rico en Ca. El rango de temperatura calculado de los piroxenos ricos en Ca en Nuevo Mercurio se encuentra entre 817-933 °C, el cual se registró en los bordes y exsoluciones ($\text{Wo}_{\sim 44}$).

El hecho de que los rangos de temperatura provenientes de las enstatitas muestren una evolución constante de 1280 °C a 915 °C y que los piroxenos ricos en Ca muestren un rango limitado de 817-933 °C, sugiere que el metamorfismo ocurrió de manera prógrada y que no alcanzó a borrar por completo las temperaturas del régimen de temperatura alta anterior. Otro dato, proveniente de la metalografía de las aleaciones de FeNi de Nuevo Mercurio obtenido por Taylor y colaboradores (1987), es que la tasa de enfriamiento para Nuevo Mercurio fue de 15 °C/Ma. Reisener y Goldstein (2003) retomaron este dato, y de otras condritas ordinarias, y propusieron que la presencia de partículas con zoneamiento de taenita + kamacita (Figura 5.19a) y partículas plessíticas sin zonaciones se formaron durante el enfriamiento después del pico de metamorfismo térmico.

Por otra parte, es importante mencionar que el rango de temperaturas de metamorfismo térmico propuesto para Nuevo Mercurio (817-933 °C) es muy similar al pico de las temperaturas obtenidas en condritas ordinarias de tipo 6, las cuales son de 800-950 °C (McSween y Patchen, 1989). En 1981, Dodd compiló datos de temperaturas de metamorfismo de diferentes trabajos realizados hasta esa fecha y propuso que el rango de temperatura para condritas ordinarias tipo 5 era de 700-750 °C y para las tipo 6 era de 750-950 °C, es decir que el tipo textural o petrológico se relaciona con la temperatura. Sin embargo, Huss y colaboradores (2006) sugirieron que hay evidencia que los tipos 4 y 5 alcanzaron unas temperaturas de metamorfismo térmico similares a las tipo 6, pero con una tasa de enfriamiento más rápida. Las tasas de enfriamiento obtenidas a partir de la metalografía de condritas H5 van de 10-20 °C/Ma, y para las H6 son de 10 °C/Ma (Reisener y Goldstein, 2003), por lo que la tasa de enfriamiento en Nuevo Mercurio de 15°C/Ma fue relativamente rápida (Taylor et al., 1987), pero consistente con su clasificación de tipo petrológico 5.

5.3 Conclusiones del capítulo

Se concluye que muchas de las temperaturas de formación de los condros ricos en piroxeno de la meteorita Nuevo Mercurio fueron preservadas. Sin embargo, las temperaturas inferidas de los productos de exsolución en los bordes del piroxeno rico en Ca se generaron en un régimen metamórfico dentro del cuerpo parental, por lo que se interpreta la historia térmica de estos condros en varias etapas:

a) Formación de condros y evolución en el estado sub-sólido: Los cristales de enstatita de los condros radiales y de los condros porfídicos cristalizaron originalmente como protoenstatita, con una inversión posterior a arreglos de clino- y/o ortoenstatita, lo que sucedió a una temperatura mínima de cristalización entre de ~1280 °C. Por otra parte, los ortopiroxenos muestran otros dos rangos de temperatura menor de 1002-1093 °C y de 983-915 °C, interpretándose que al momento de formarse los condros éstos se enfriaron en todo el rango desde 1280 °C hasta 915 °C, ó quizá hasta los 600 °C; sin embargo, ya no existe evidencia de temperatura más baja que 817 °C, al menos para piroxenos.

b) Equilibrio metamórfico: El rango de temperatura calculado de los piroxenos ricos en Ca en Nuevo Mercurio se encuentra entre 817-933 °C, registrado por los bordes de piroxeno rico en Ca y algunas exsoluciones (W_{O-44}), lo cual significa que la evolución de estas texturas se dio dentro de un cuerpo parental.

El hecho de que los rangos de temperatura provenientes de las enstatitas muestren una evolución constante de 1280 °C a 915 °C y que los piroxenos ricos en Ca muestren un rango limitado de 817-933 °C, sugiere que el pico de metamorfismo no alcanzó a borrar por completo las temperaturas altas de formación de condros, por lo que se sugiere que el metamorfismo fue un proceso prógrado.

La evidencia textural proveniente de las asociaciones FeNi y sulfuros con contornos suaves entre sí indica que el pico de metamorfismo no sobrepasó el punto eutéctico en el sistema FeNi- sulfuro de hierro el cual está en 988 °C.

El rango de temperatura en Nuevo Mercurio es casi igual al propuesto para las meteoritas H6; sin embargo, la presencia de plagioclasa secundaria, apenas detectada por difracción de rayos X y no por medios ópticos, sugieren que el tipo petrológico de la condrita Nuevo Mercurio es 5, pero con una tasa de enfriamiento rápida propuesta por Taylor y colaboradores (1987) de 15 °C/Ma.

La presencia de partículas con zonamientos de taenita + kamacita indica que estas se formaron durante el enfriamiento después del pico de metamorfismo térmico. La presencia de estas texturas no concuerda con las teorías de acreción caliente y autometamorfismo y de formación de brechas posteriores al metamorfismo o procesos de choque (Reisener y Goldstein 2003).

El tamaño de las exsoluciones es micrométrico, lo cual implica que para su análisis tan sólo se requiere el uso de la microsonda electrónica y no un microscopio de transmisión como lo empleó Ferraris et al. (2002). El tamaño de estas exsoluciones refleja que el tiempo durante el cual el sistema permaneció caliente fue tan importante como el pico de temperatura del régimen térmico que afectó al cuerpo parental de la condrita en un régimen relativamente anhidro (Keil, 2000).

6 COSINA

Del Castillo (1889) reportó que la caída de este objeto fue observada por unos labradores a las 11 de la mañana del mes de enero de 1844, en la loma de la Cosina cercana al municipio de Dolores Hidalgo, Guanajuato. La roca formó un agujero de 60 cm de profundidad, de donde fue sacada por medio de una garrocha. Tenía forma amigdaloides y se partió en dos fragmentos con un peso total de 1.2 kg. El ejemplar aún posee su corteza vítrea color negro. En un corte fresco es color gris claro con componentes de tamaño diferente que aparenta el aspecto de roca sedimentaria mal clasificada y con partículas metálicas dispersas (Reyes-Salas et al., 2002). Los autores antes mencionados la clasifican como una condrita con olivino y broncita (enstatita) H5, sin metamorfismo por impacto (S1). La composición de olivino es Fa_{18} y de piroxeno de Fs_{14} . Los minerales metálicos presentes son kamacita, taenita y tetrataenita. Otros minerales comunes son troilita, cromita, corindón y apatita. El material vítreo, que está presente tanto en la matriz como en los condros, es de composición feldespática. Las características principales de esta meteorita son: la presencia de porosidad inter- e intra-granular, drusas de olivino y también metálicas, esferas de vidrio feldespático y una morfología extraña “acordonada” en la troilita (Reyes-Salas, op. cit). Posteriormente, Macías-Romo y colaboradores (2002) describieron que los condros de Cosina presentan un rango de tamaños entre 100 y 2500 μm , donde la mayoría presenta texturas porfídicas y no porfídicas, pero se reportan algunos con texturas anómalas, por ejemplo: a) condros con texturas simplectíticas formados por dos piroxenos, b) condros vítreos (90% vidrio) con restos escasos de olivino, c) simplectíticos de piroxeno y vidrio, d) porfídicos con gran cantidad de poros, e) condros con textura gradual entre radial y criptocristalina, formados por agregados radiales muy finos de dos piroxenos (augita con contenido de Ca alrededor del 30% y la otra es pigeonita con alrededor del 1% de Ca), f) condros formados por un solo cristal de olivino sin rejilla ni vidrio intersticial.

6.1 Descripción general: petrografía y química.

6.1.1 Descripción macroscópica

Como se mencionó anteriormente, la meteorita Cosina es una condrita ordinaria H5 (Reyes-Salas, et al., 2002; Macías-Romo, et al., 2002).

Su peso es de 808.78 g y sus dimensiones son de 10 x 11 x 5 cm con condros bien delineados (Fig. 6.1a). La forma de la meteorita es redondeada. La corteza es de color pardo, muy porosa, con un espesor promedio de 400 μm y cubre actualmente el 60% de la roca (Fig. 6.1b). Al parecer, los poros de la corteza están rellenos por sedimentos del área (Fig. 6.1b). La meteorita se encuentra libre de fracturas. El aspecto de su estructura interior es poroso, tal como lo afirman Macías-Romo y Reyes-Salas (op. cit.), color gris con tonos pardos, donde destacan destellos de los minerales metálicos, condros y material alterado que le da tonalidades café-anaranjadas en un área del <20% de su superficie (Fig. 6.1a y c). Presenta algunos xenolitos (Fig. 6.1c). El área de condros, cuyo diámetro promedio es de 376 μm (Fig. 6.1d), es hasta del 50% en área de la muestra y los minerales de hierro-níquel son más abundantes que los sulfuros. La proporción de minerales opacos (aleaciones Fe-Ni + troilita + cromita) es del 5 % en área, la mesostasis feldespática es del 11 % en área, de silicatos (condros + cristales de la matriz) de 50% y la porosidad del 33 % en área.

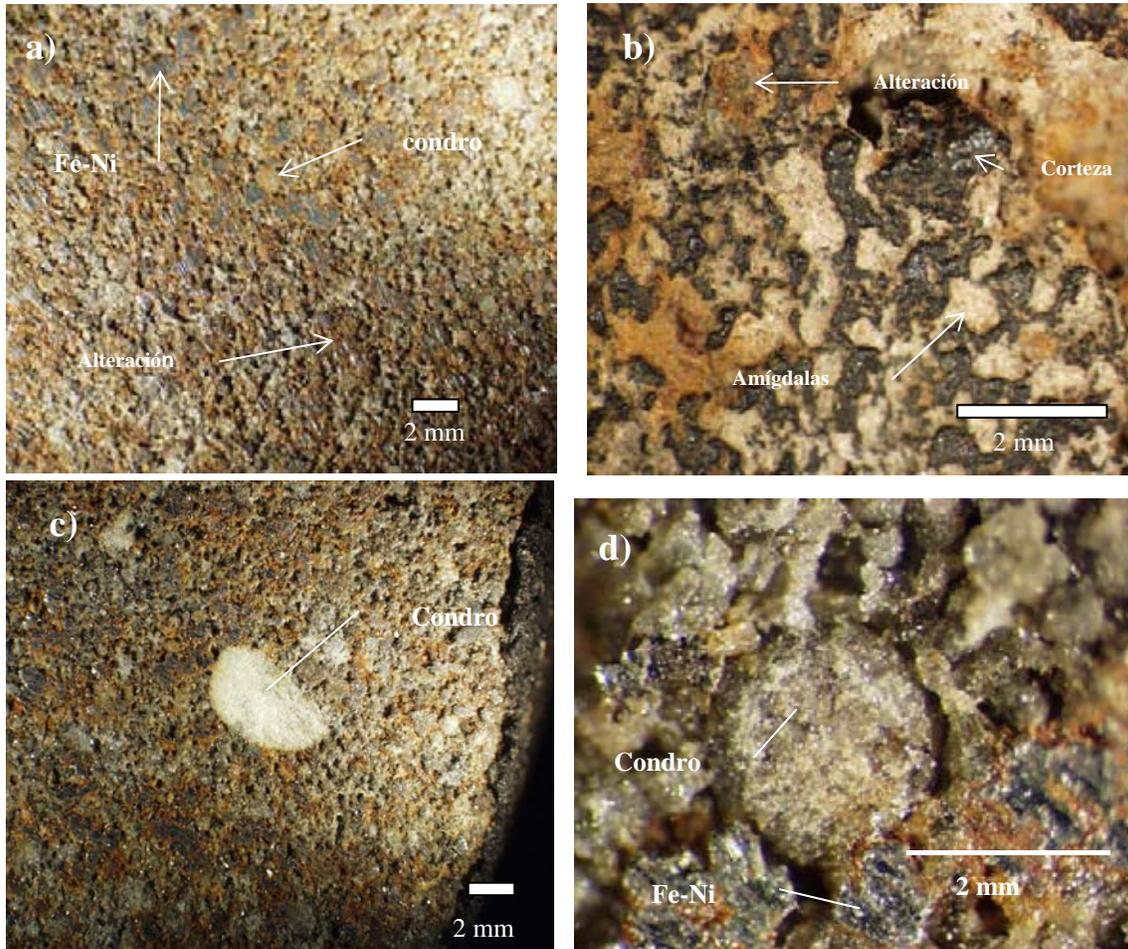
6.1.2 Descripción de condros: grupos texturales, distribución de tamaños y química

6.1.2.1 Distribución de tamaños

En la meteorita Cosina el histograma de frecuencia de diámetro de 100 condros tiene una distribución de frecuencia unimodal (Fig. 6.2, Tabla 6.1, Apéndice I), la moda se encuentra en el intervalo entre 1 y 1.5 ϕ (500 y 354 μm). Los tamaños presentes van de -0.70 a 2.89 ϕ (1627-140 μm) con una clasificación de tamaño moderada (0.79 ϕ). El diámetro mediano es de 1.35 ϕ (393 μm). La excentricidad de los condros es de 0.92 con una desviación estándar de 0.08 (Tabla 6.1). Con base en el sistema utilizado por Zingg

(1935, en Martin y Mills, 1976) para comparar la forma de los condros utilizando sus relaciones axiales, los condros de este estudio tienen una forma esférica.

Figura 6.1 Fotografías de la meteorita Cosina: a) Sección transversal de la meteorita en donde se observan los principales constituyentes y el grado de alteración b) Vista superior de la corteza de fusión con amígdalas irregulares y rellenas por material de alteración c) La partícula blanca corresponde al fragmento de un condro d) Detalle de un condro empotrado en una matriz de cristales, vidrio y partículas metálicas.



En cuanto al tratamiento para obtener el tamaño de diámetro de los condros, los resultados son muy similares entre el diámetro equivalente y el diámetro promedio, con la ventaja que el diámetro equivalente da una aproximación más real de la forma de los condros.

Figura 6.2. Histogramas de frecuencia de tamaño y tipos texturales de los condros de la meteorita Cosina contra el diámetro equivalente.

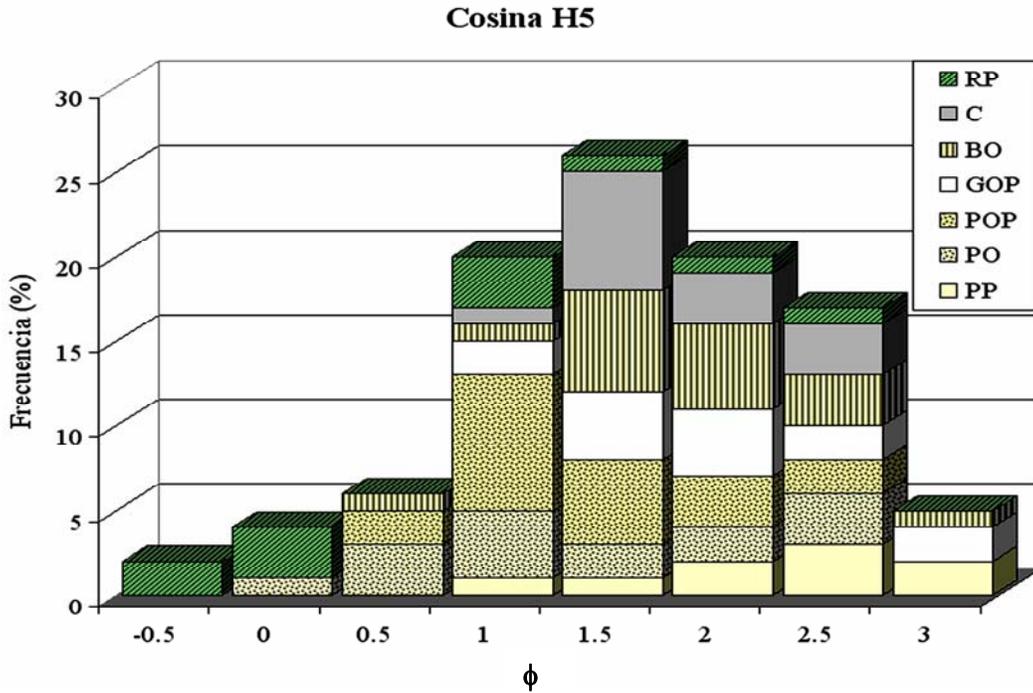


Tabla 6.1. Tamaños aparentes y relaciones axiales de los condros de la meteorita Cosina.

Número de condros	Rango de tamaño	Diámetro mediano de condro Md_{ϕ}	Clasificación σ_{ϕ} (Desviación estándar)	Sesgo Sk_1	Media Mz	Media de la relación axial del condro (b/a)	Desviación estándar
Cosina 100	-0.7 a 2.84 ϕ (1627 a 139 μm)	1.35 ϕ (393 μm)	0.79 ϕ	-0.03	1.37 ϕ (386 μm)	0.92	0.08

Los parámetros según Folk y Ward (1957) $\sigma_1 = (\phi_{84} - \phi_{16} / 4) + (\phi_{95} - \phi_5 / 6.6)$, $Mz = \phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84} / 3$, $Md_{\phi} = \phi_{50}$ y $Sk_1 = [(\phi_{16} + \phi_{84} - 2 * \phi_{50}) / 2 * (\phi_{84} - \phi_{16})] + [(\phi_5 + \phi_{95} - 2 * \phi_{50}) / 2 * (\phi_{95} - \phi_5)]$. Valores para $\sigma_1 = 0.7-1$ se interpretan como moderadamente clasificado; el sesgo menor que 0.1 indica que la curva es casi simétrica. Para convertir de unidades ϕ a milímetros se utiliza la relación $D_c (\text{mm}) = 2^{-\phi}$.

6.1.2.2 Proporciones de diferentes tipos texturales de condros

Para la condrita Cosina la frecuencia de tipos texturales es: POP 20%, BO 17%, PO 15%, C 14%, GOP 14%, RP 11%, PP 9%. La proporción de condros porfídicos es del 58% mayor que la de los no porfídicos, que es de 42%. En la siguiente sección se describen las diferencias internas en cada grupo textural.

Tabla 6.2. Proporciones de los tipos texturales en diferentes intervalos de tamaño para la meteorita Cosina.

D _e (mm)	Diámetro	Frecuencia	BO	RP	C	GOP	PO	PP	POP
	φ	total (%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
1.414	-0.5	2	0	2	0	0	0	0	0
1	0	4	0	3	0	0	1	0	0
0.707	0.5	6	1	0	0	0	3	0	2
0.5	1	20	1	3	2	1	4	2	8
0.354	1.5	26	6	1	7	4	2	1	5
0.25	2	20	5	1	3	4	2	2	3
0.177	2.5	17	3	1	3	2	3	3	2
0.125	3	5	1	0	0	2	0	2	0
No									
TOTAL					porfídicos.	43		Porfídicos	57

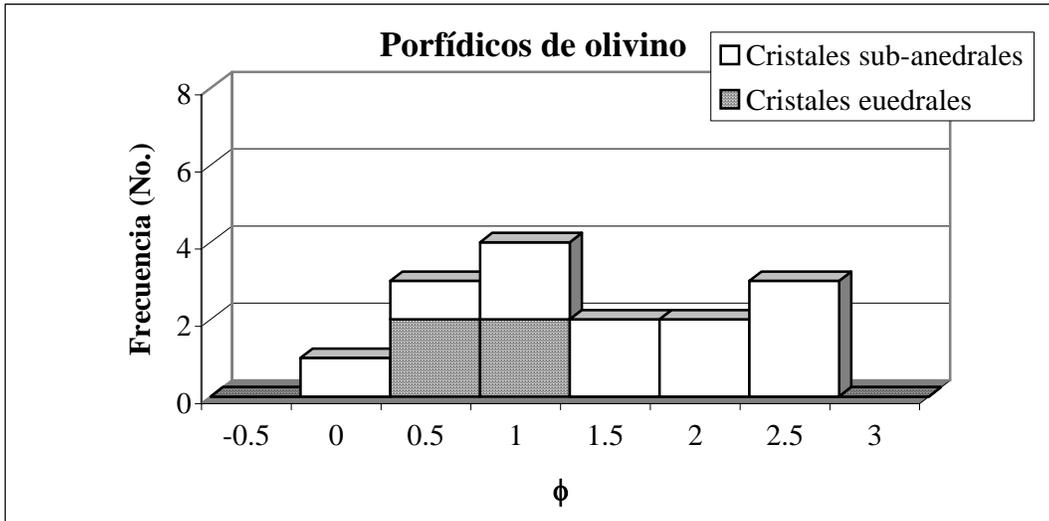
6.1.2.2.1 *Porfídicos*

6.1.2.2.1.1 *Porfídicos de olivino(PO)*

Este grupo de condros constituyen el 15% del total de la muestra con un rango de tamaño de -0.39ϕ a 2.32ϕ (1310-200 μm). El histograma de frecuencias de tamaño para este grupo textural de condros es bimodal y dentro del mismo se distinguen dos grupos; los que tienen cristales euedrales y los que tienen cristales de anedrales a subedrales. El borde de los condros varía de definido a poco definido, el vidrio de la matriz es de color humo a negro. Los condros contienen ~1% de minerales opacos, los cuales están presentes entre el vidrio intersticial y los cristales, y son troilita, kamacita, taenita y cromita. Las poblaciones en este grupo de condros son:

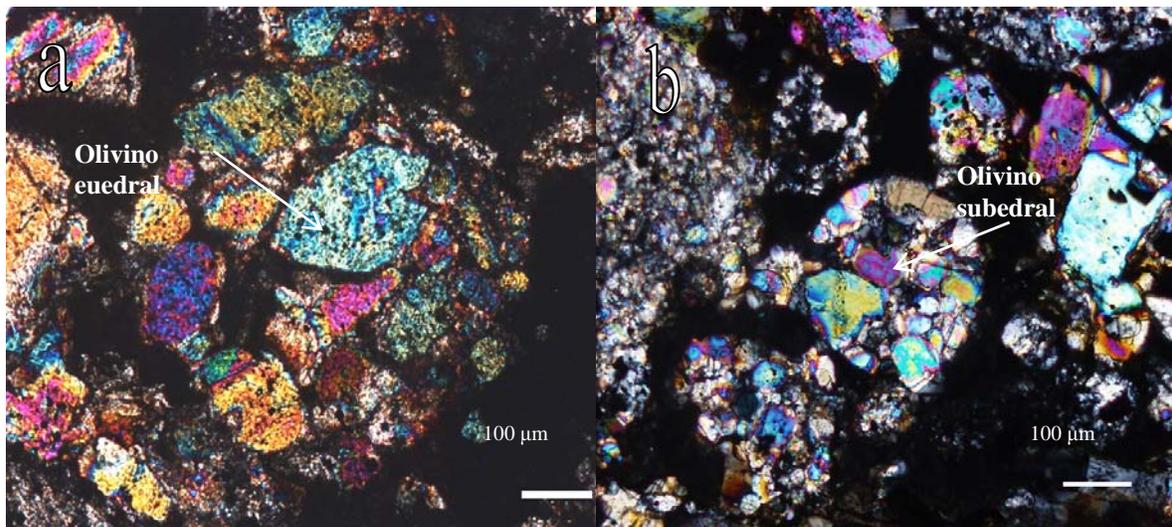
a) Los condros con fenocristales euedrales representan el 26.6% de la población total de condros PO. El diámetro de los condros varía entre 0.0 y 0.8 ϕ (973-586 μm , Figs. 6.3 y 6.4). El rango de tamaños de los cristales de olivino es de 3-460 μm . Ocasionalmente, también contienen cristales de ortopiroxeno (<10% del volumen total del condro). Los cristales se encuentran inmersos en una mesostasis de vidrio turbio parcialmente desvitrificado.

Figura 6.3 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de los cristales.



b) El grupo con cristales de anedrales a subedrales figuran en un 73.4% de los condros PO (Figs. 6.3 y 6.4b). Los fenocristales de olivino tienen un tamaño de 2-480 μm , los cuales se encuentran en una matriz de vidrio turbio parcialmente desvitrificado, en ocasiones también contienen cristales de piroxeno (<10% del volumen total del condro). El diámetro de los condros varía entre -0.4 y 2.3 (1350-200 μm).

Figura 6.4. Los condros porfídicos de olivino tienen cristales con desarrollo diferente: a) condro con fenocristales euedrales, b) condro con cristales subedrales. Las fotografías fueron tomadas con nícoles cruzados.



6.1.2.2.1.2 Porfídicos de piroxeno (PP)

El 9% de la muestra total de condros estudiados son condros porfídicos de piroxeno, con un rango de tamaño de 1-2.84 ϕ (500-140 μm). El histograma de distribución de frecuencias es unimodal. Apenas se pueden distinguir dos diferentes grupos, el de los condros con cristales euedrales y el de los cristales anedrales-subedrales. Las poblaciones de este grupo textural de condros son:

a) Sólo se documentó un condro con fenocristales grandes euedrales (Figs. 6.5 y 6.6a). El diámetro de este condro es 1.8 (293 μm) con fenocristales de hasta 200 μm , los cuales se encuentran corroídos por el vidrio del condro.

b) El grupo con fenocristales pequeños de anedrales a subedrales (Figs. 6.5 y 6.6b). El tamaño de los fenocristales (1-520 μm) es variable en una matriz de vidrio turbio parcialmente desvitrificado; a veces también contienen cristales de olivino (<10% del volumen total del condro). El diámetro de los condros varía entre 1 y 2.8 (500-140 μm).

Figura 6.5 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de los cristales.

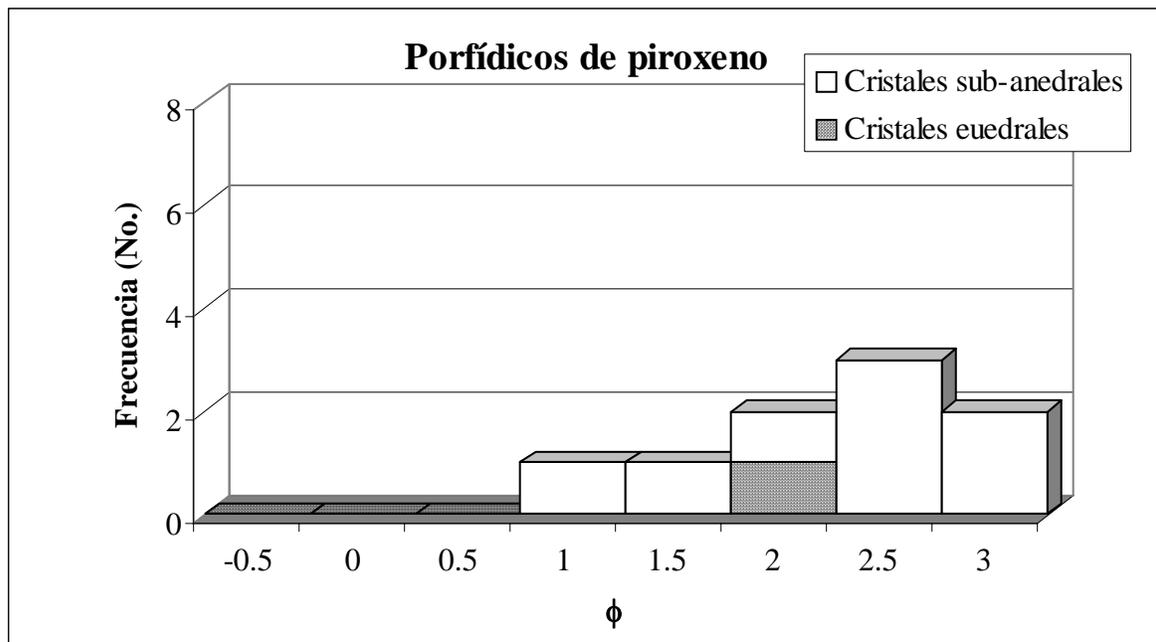
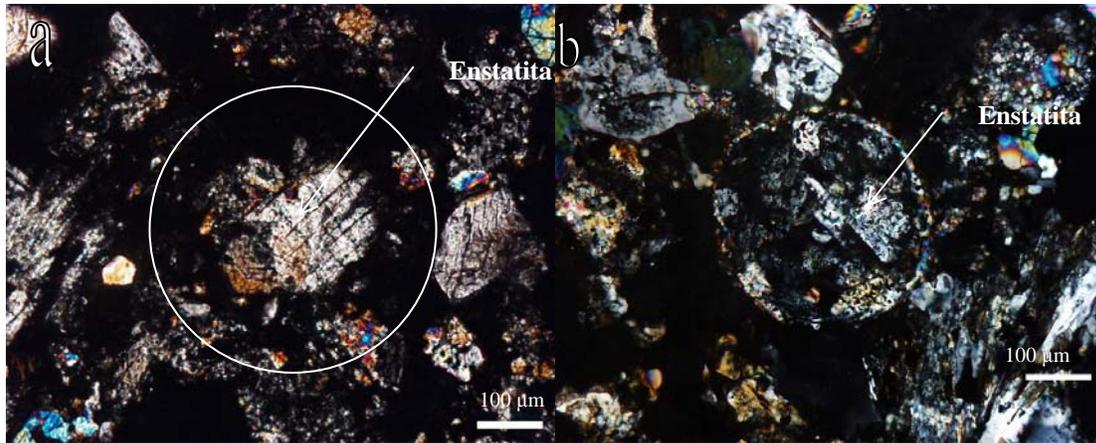


Figura 6.6. Los condros porfídicos de piroxeno presentan diferente número de cristales y desarrollo de los mismos: a) Con fenocristales grandes y euedrales, b) los que presentan varios fenocristales subedrales-anedrales. Las fotografías fueron tomadas con nícoles cruzados.



6.1.2.2.1.3 Porfídicos de olivino y piroxeno (POP)

Hasta el 20% de todos los condros está representado por condros de olivino y piroxeno y en términos del número phi (ϕ) el rango de tamaño de estos condros es de $0.28-2.43\phi$ (826-185 μm). El histograma de frecuencia del tamaño de diámetro es unimodal y por el grado de desarrollo de los cristales se diferencian dos grupos, los condros con cristales euedrales y el de los cristales anedrales (Figs. 6.7 y 6.8).

a) Sólo hay dos condros con diámetros de 0.6 y 0.2 (640 y 860 μm), respectivamente, los cuales presentan cristales euedrales. En general el tamaño máximo de los cristales es de 520 μm y el tamaño mínimo de 10 μm .

b) El grupo de los cristales de subedrales a anedrales abarca todo el rango de tamaños de este grupo 0.3 a 2.4 ($820-186$ μm).

Figura 6.7 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de los cristales.

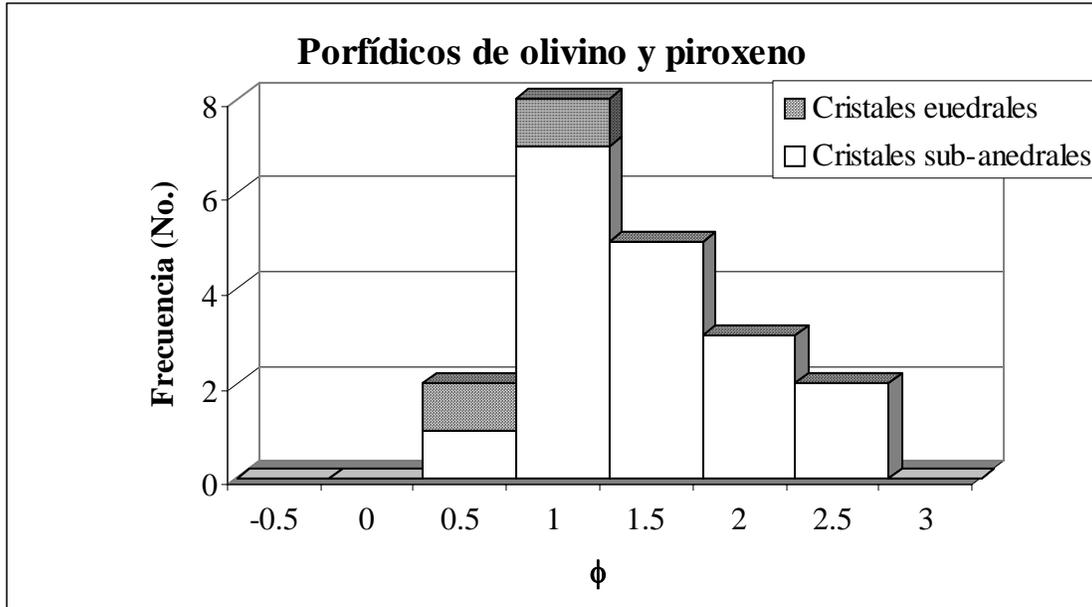
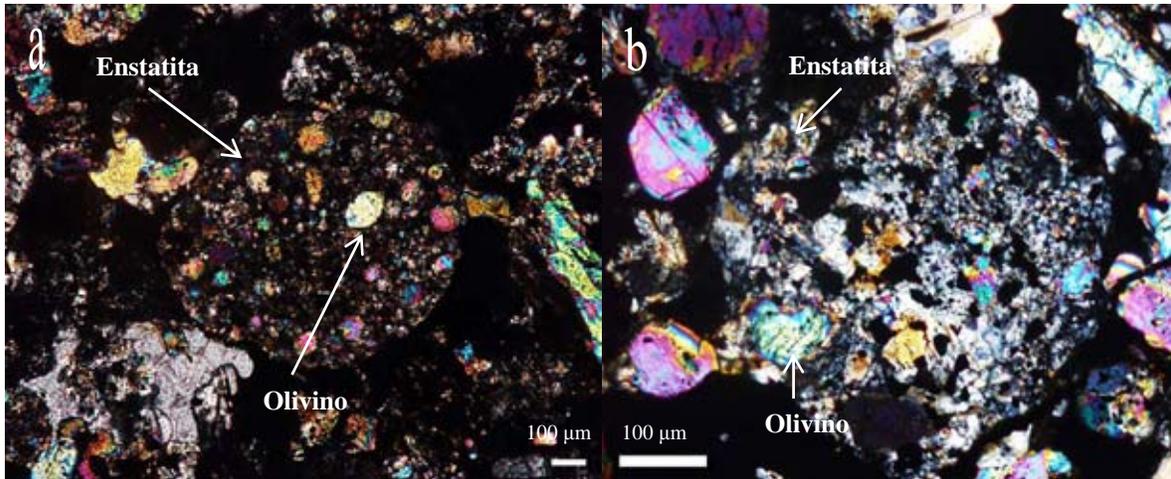


Figura 6.8. Los condros porfídicos de olivino y piroxeno presentan un desarrollo diferente de los minerales: a) Con fenocristales grandes y eudrales, b) los que presentan varios fenocristales subedrales-anedrales. Las fotomicrográficas fueron tomadas con nícoles cruzados.



6.1.2.2.1.4 Granulares de olivino y piroxeno (GOP)

Estos condros forman el 13% de la muestra total y su rango de tamaños va de 863-139 μm (0.21-2.84 ϕ). No poseen rasgo textural alguno que de lugar a la descripción de subclases. El histograma de frecuencias es unimodal (Figs. 6.9 y 6.10).

Figura 6.9 Distribución de frecuencias de tamaño de condros granulares de olivino y piroxeno.

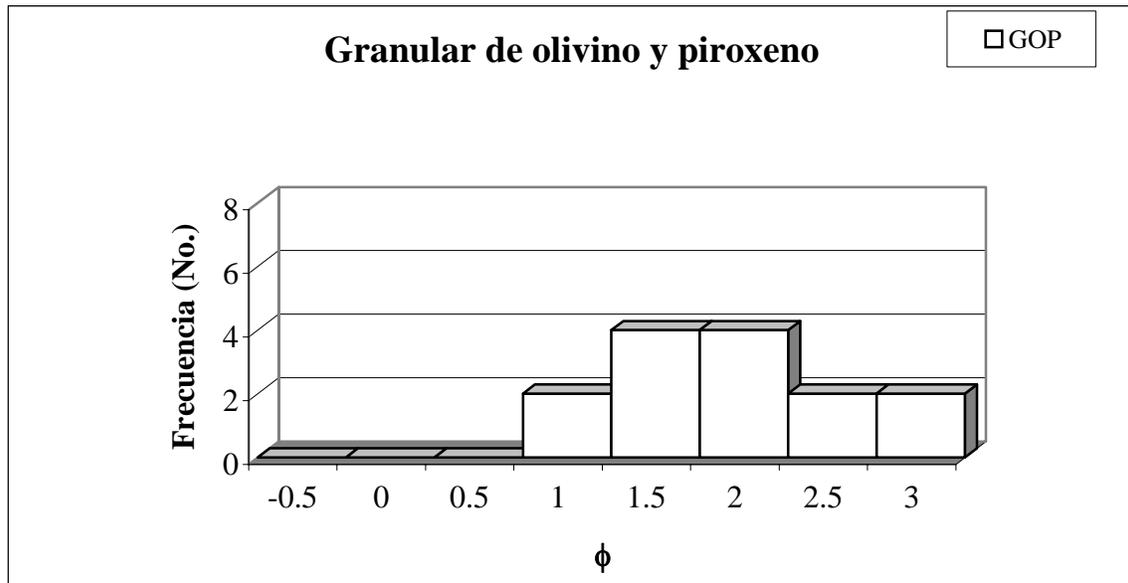
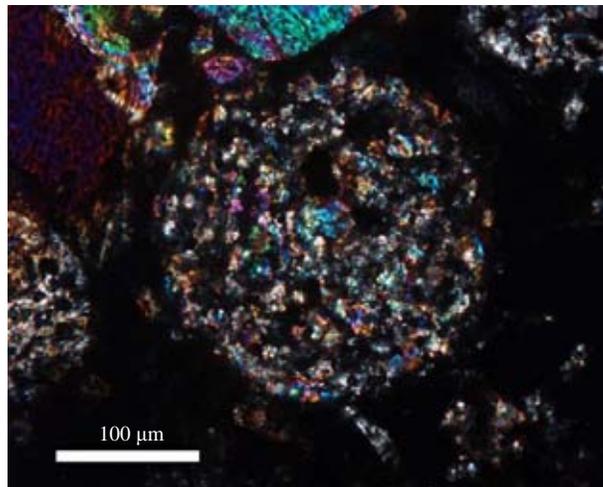


Figura 6.10. Condro granular de olivino y piroxeno. Fotomicrografía tomada con nícoles cruzados.



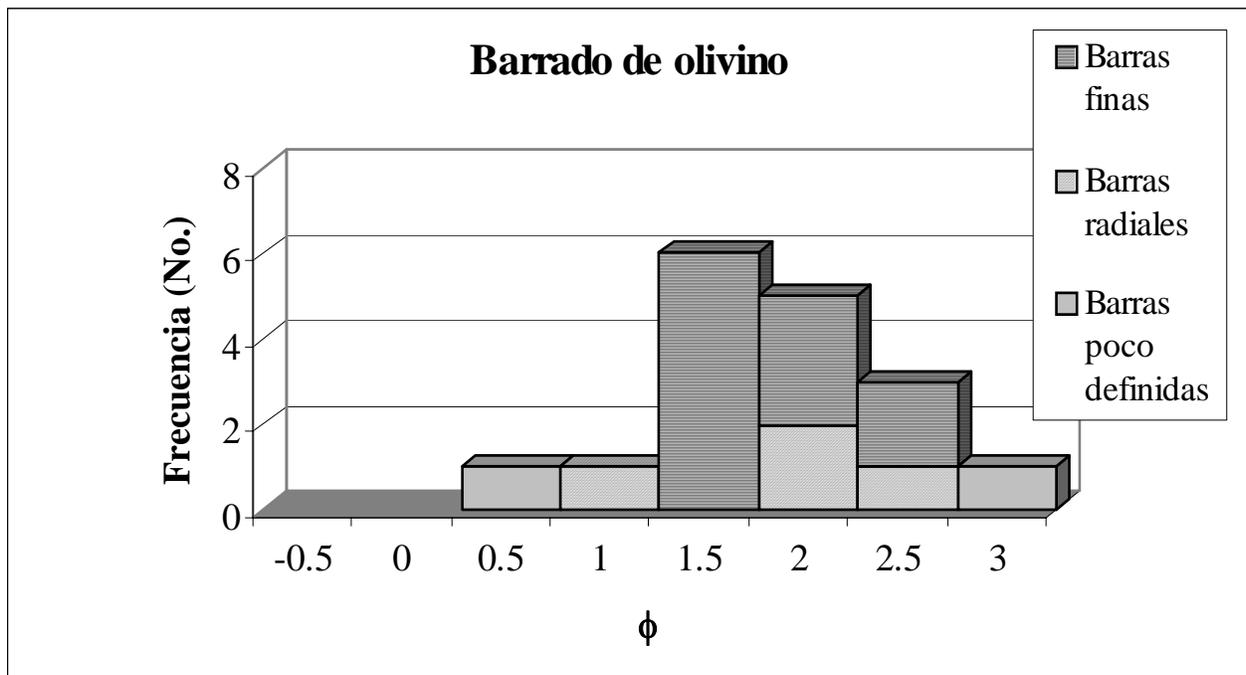
6.1.2.2.2 No porfídicos

6.1.2.2.2.1 Barrados de olivino (BO)

Los condros barrados forman el 17% de la población analizada y tienen un rango de tamaño de 0.4-2.6 ϕ (750-160 μm). El histograma de distribución de frecuencias de

tamaños de condros para este tipo textural es unimodal. Muestran una mesostasis turbia con birrefringencia débil, que sugiere la presencia de feldespatos microcristalinos. Por la disposición y arreglo textural de las barras de olivino que constituyen estos condros, se distinguen tres grupos (Figs. 6.11 y 6.12):

Figura 6.11 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionada con el grado de desarrollo de las barras de olivino.

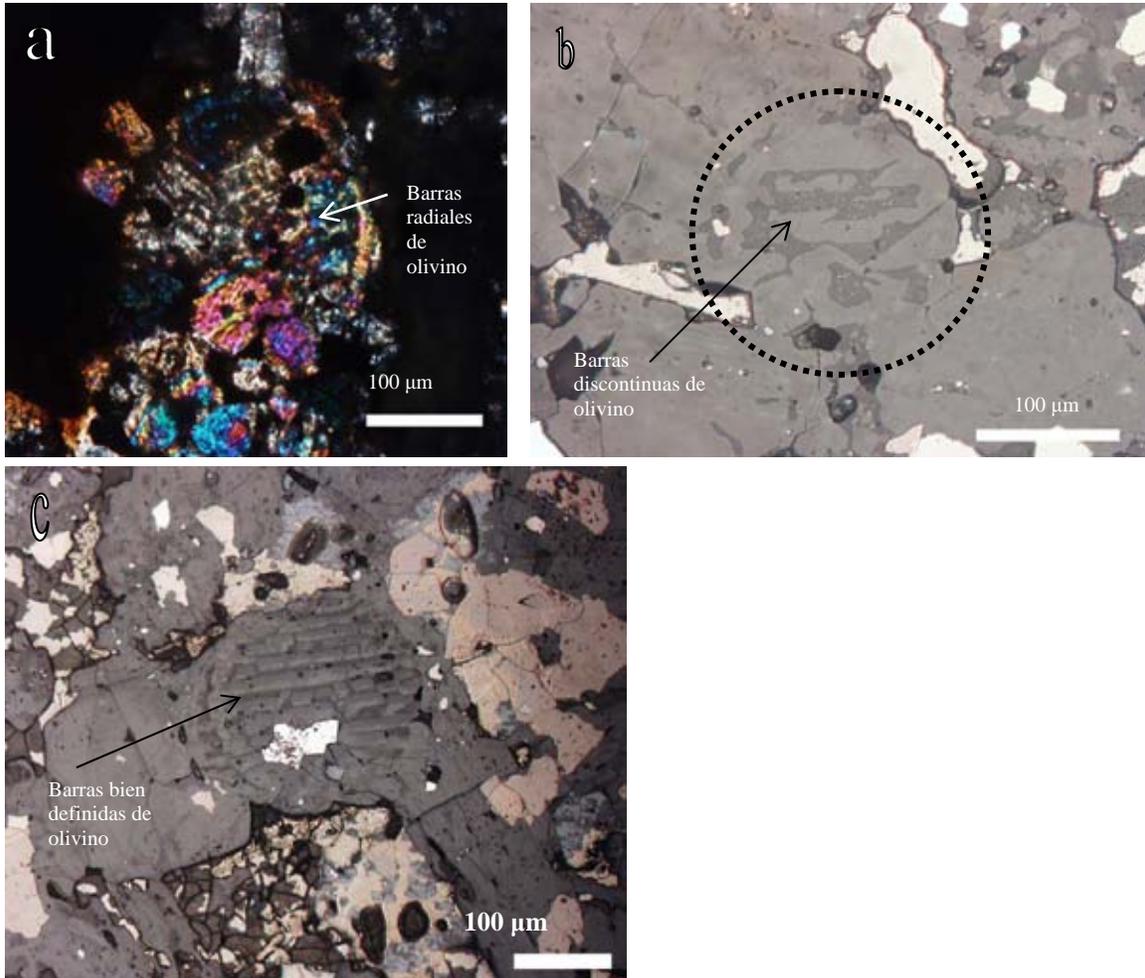


a) El grupo de los condros que exhiben barras finas, paralelas y con borde bien definido; su rango de tamaños de diámetro varía de 1 a 2.4 ϕ (484-190 μm).

b) Los condros barrados con disposiciones radiales tienen dos modas de tamaños de diámetro: de 1.5-2.3 ϕ (346-210 μm) y un condro único de 0.7 ϕ (597 μm). En algunos de estos condros se observa que la tendencia radial se debe a cristales “semillas” o núcleos de cristalización en las orillas que permitieron la cristalización radial.

c) Los condros con barras poco definidas, pero que aún así pueden clasificarse como barrados de olivino, no muestran una tendencia de tamaño definido, lo que puede deberse al corte del condro.

Figura 6.12. Los condros barrados de olivino presentan diferente desarrollo en las barras y bordes de los mismos: a) condros con barras radiales, b) los que presentan barras burdas que sólo son visibles bajo luz reflejada en este caso se encuentra dentro del círculo punteado, c) los que presentan buen desarrollo de las barras. La fotomicrografía a) fue tomada con nícoles cruzados, las otras dos se tomaron con luz reflejada.



6.1.2.2.2 Radiales de piroxeno y de olivino y piroxeno (RP y ROP)

Constituyen el 11% de la muestra y sus tamaños se distribuyen en dos rangos diferentes: el de -0.70 a 0.71ϕ (1626 a 612 µm) y el de 0.59 - 2.06ϕ (666 a 240 µm). Por su mineralogía hay dos grupos de condros radiales (Figs. 6.13 y 6.14):

a) Los condros constituidos únicamente por piroxeno, cuyos tamaños de diámetro se concentran entre 240-666 µm.

- b) Los condros formados por intercrecimientos de piroxeno y olivino, con un rango de tamaño de diámetro entre 612-1626 μm .

Figura 6.13 Distribución de frecuencias de tamaño de condros radiales relacionado con el grado de desarrollo de los cristales.

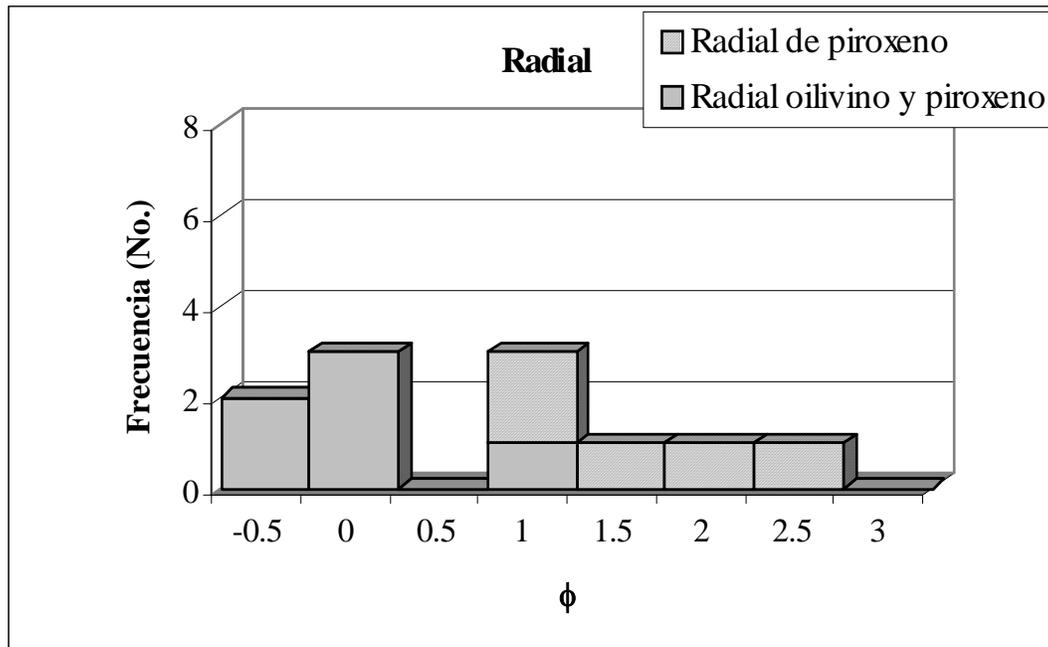
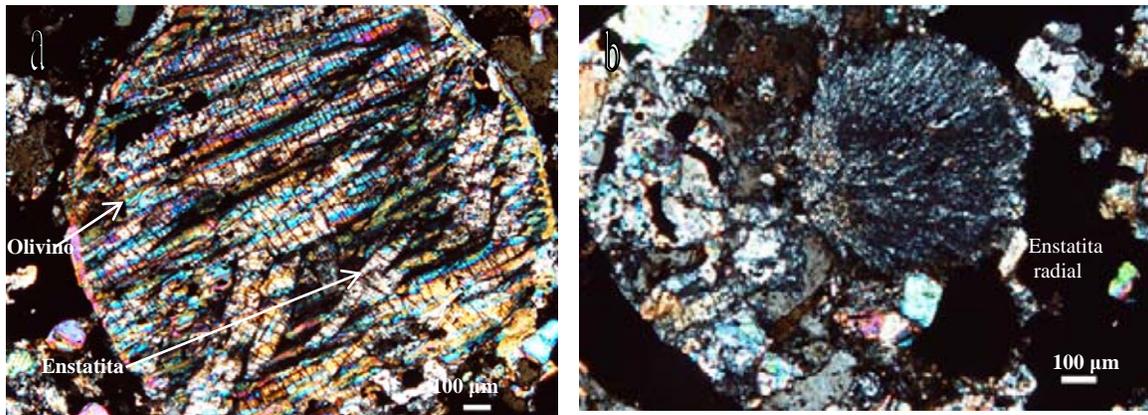


Figura 6.14. Los condros radiales constituidos por a) inter-crecimientos de olivino y enstatita con clivaje en dos direcciones y b) sólo por piroxeno. Fotomicrográficas tomadas con nícoles cruzados.



6.1.2.2.2.3 *Criptocristalinos (C)*

Los condros criptocristalinos son el 15% de la muestra de condros de la meteorita Cosina. Su tamaño se limita a 0.6-2.1 ϕ (640-225 μm) y su mineralogía predominante es de piroxeno esquelético en una mesostasis de vidrio parcialmente desvitrificado a

plagioclasa ($Or_{5.7}, Ab_{79.5}, An_{14.8}$). El histograma de frecuencia de tamaño de diámetro para esta clase textural de condros es unimodal, y por el grado de cristalización interna se separan dos grupos (Figs. 6.15 y 6.16):

- a) El grupo de los condros que muestran una textura parecida a los radiales de piroxeno, pero que no tienen un rango de tamaño de diámetro bien definido.
- b) El grupo de los condros criptocristalinos de piroxeno en el sentido estricto, con un rango de tamaño de diámetro bien definido de 1 a 2.1 ϕ (490 a 240 μm). Solamente se observó un condro constituido en su gran mayoría por vidrio feldespático con algunos granos de piroxeno.

Figura 6.15 Distribución de frecuencias de tamaño de condros relacionado con el grado de desarrollo de los cristales.

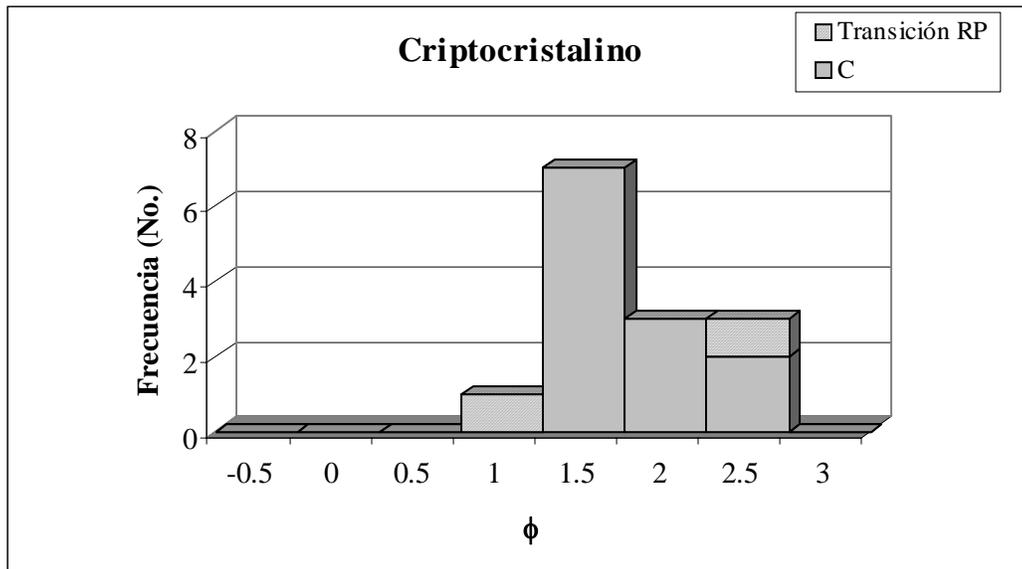
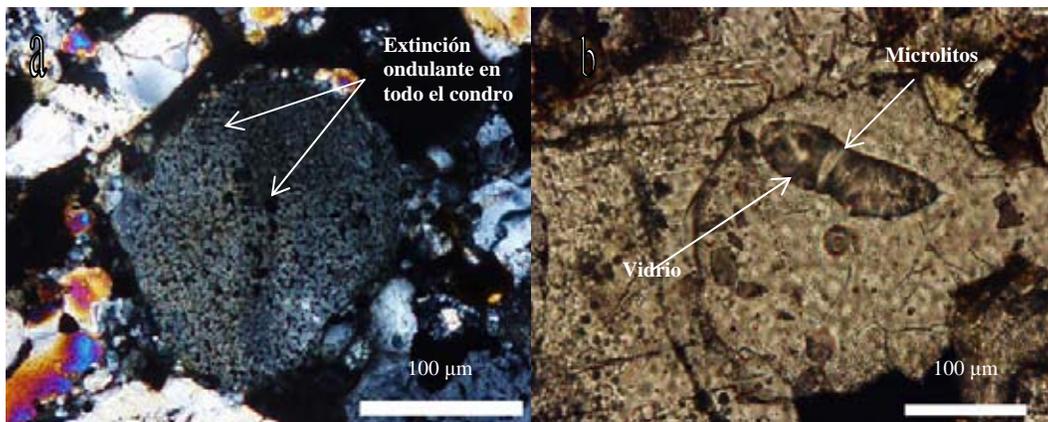


Figura 6.16. a) Condro criptocristalino que tiende a presentar textura radial de piroxeno visto bajo nícoles cruzados. b) Condro de vidrio con algunos microlitos de feldespato y cristales de olivino tomados con luz plana polarizada transmitida.



6.2 Alteraciones; intemperismo y metamorfismo de impacto y termal

6.2.1 Metamorfismo por impacto

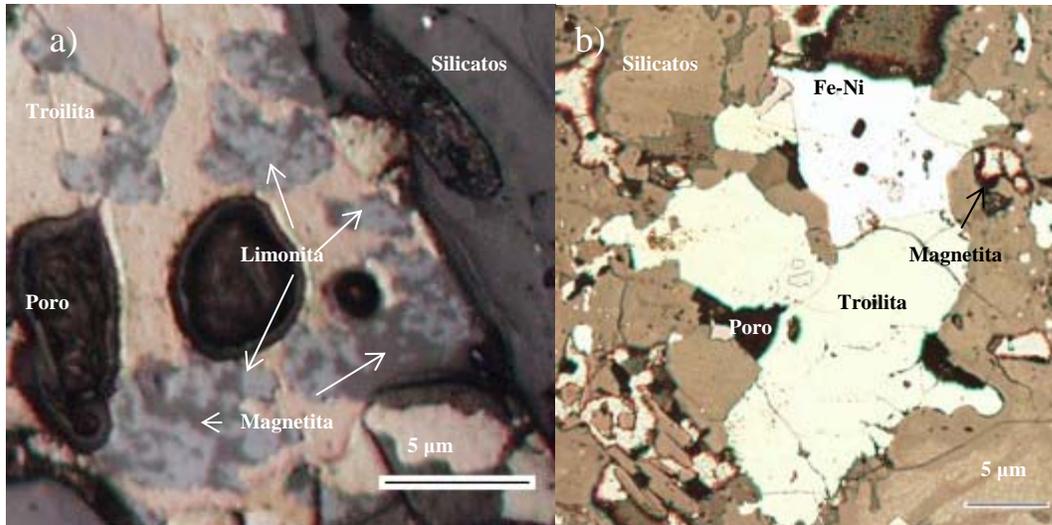
La meteorita Cosina está libre de metamorfismo de impacto (Reyes-Salas, et al., 2002), lo cual se refleja en una mayor excentricidad de sus condros. Para esta tesis se realizó un ejercicio preliminar de clasificación consistente en el análisis de 20 granos de olivino provenientes tanto de la matriz como de los condros, 18 de los cuales presentan una extinción ortogonal perfecta y sólo dos granos presentan extinción ondulante. De acuerdo al criterio de Stöffler (2001), el grado de impacto que presenta esta meteorita es nulo o muy bajo, es decir S1.

6.2.2 Alteración por intemperismo

Reyes-Salas y colaboradores (2002) ya habían mencionado que la alteración por la acción del intemperismo causado en la Tierra estaba en el primer estadio, es decir, cuando los minerales metálicos se encuentran oxidados, pero los silicatos están intactos. Sin embargo, dado que el esquema de clasificación por intemperismo más utilizado es el de Wlotzka (1993), se clasificó el estado de alteración de la meteorita utilizando este esquema.

Para este fin se observaron bajo luz reflejada 53 granos de troilita y aleaciones de Fe-Ni. El 13.2% de esos minerales exhiben una corrosión intensa a moderada en la que además de limonita hay magnetita sustituyendo el Fe-Ni y la troilita (6.17a). El 58.5% de las partículas se encuentra totalmente libre de corrosión, y sólo en ocasiones ostentan una pátina de limonita, mientras que el restante 28.3% luce un borde delgado constituido por limonita. Dado que el 13.2% de los granos Fe-Ni y la troilita se encuentra afectado de forma moderada a intensa, eso coloca la alteración de la meteorita Cosina en un estadio W1 (6.17b). Aunque comúnmente el estadio de las meteoritas “caídas” es W0 en ocasiones llegan a presentar el estadio W1.

Figura 6.17. En esta fotomicrografía se muestran diferentes fases opacas tales como las aleaciones de Fe-Ni y la troilita, las cuales en ocasiones se encuentran reemplazadas por fases propias del intemperismo terrestre como la limonita y la magnetita, como se observa en la fotomicrografía a), en la fotomicrografía b) las fases opacas se encuentran casi libres de fases de alteración y en ocasiones presentan bordes de magnetita. Fotomicrografías tomadas con luz natural reflejada.



6.2.3 Metamorfismo termal

Se analizó una sección delgada de la meteorita Cosina, tanto con luz transmitida como con luz reflejada. De un total de 100 condros, se escogieron cuatro ricos en piroxeno con diámetros promedio mayores que 600 µm, y de tipos criptocristalino, radial o porfídico. Todos ellos presentan cristales de enstatita con texturas de exsolución y/o bordes de reacción de piroxenos ricos en Ca (augita). En total se realizaron 78 análisis químicos de minerales con la microsonda electrónica. Los análisis se obtuvieron de 14 áreas diferentes en los cuatro condros (Tabla 6.3, Fig. 6.18, Apéndice II). Solamente en tres de estas áreas se obtuvo un análisis puntual, ya que los análisis representativos de las otras se obtienen del promedio de dos o hasta seis puntos analizados con una desviación estándar $\ll 0.5$ para garantizar la homogeneidad del mineral. La desviación promedio porcentual de FeO en las enstatitas de Cosina es de 1.48 %, este parámetro se discutirá más adelante en el capítulo 9.

6.2.3.1 Condros radiales de piroxeno

Cs#23 es un condro con textura entre criptocristalina y radial de piroxeno (Fig. 6.18b, c y g). Los cristales de enstatita tienden a estar en el centro del condro. Los granos de desmezcla e inclusiones dentro de los cristales de enstatita están constituidos por piroxenos ricos en Ca. El condro Cs#40 (Fig. 6.18d y g) presenta cristales de ortoenstatita, con un ancho de 70-107 μm y un largo de 84-423 μm que contienen texturas de desmezcla de augita laminar, inclusiones y granos anedrales de 2-290 μm . Los granos de troilita y aleaciones Fe-Ni se encuentran tanto en la mesostasis como en los cristales .

La composición del piroxeno pobre en Ca del condro Cs#23 (Tabla 6.3) es de $\text{En}_{81-83}\text{Wo}_{1-3}$. Los granos e inclusiones de augita tienen una composición de $\text{En}_{53-54.7}\text{Wo}_{38.8-41.1}$.

La composición química de los minerales de Cs#40 es la siguiente (Tabla 6.3): $\text{En}_{83}\text{Wo}_{1,3}$ en el borde de un cristal de enstatita. El grano de desmezcla muestra una composición de $\text{En}_{52.7-53.1}\text{Wo}_{40.6-40.8}$. La fase clinoenstatita predomina en este condro, ya que muestra estrías o maclas paralelas al plano 001, además de tener grietas de contracción (001).

6.2.3.2 Porfídico de piroxeno

El condro Cs#11 (Fig. 6.18a y g) presenta fenocristales subedrales de olivino hasta de 580 μm de largo por 260 de ancho y cristales de piroxeno subedral con un rango de tamaño de 47-135 μm de largo. Estos cristales se encuentran embebidos en una mesostasis birrefringente de composición feldespática. Los cristales de enstatita frecuentemente están rodeados por bordes de augita de 7 μm de ancho; también se observan cristales anedrales de augita en la mesostasis. Las fases opacas presentes son troilita y aleaciones Fe-Ni, y ocurren como inclusiones dentro de los cristales y en la mesostasis.

La composición (Tabla 6.3) de los núcleos de enstatita del condro Cs#11 es de $\text{En}_{81.8}\text{Wo}_{1.88}$, mientras que cerca de los bordes es de $\text{En}_{80.2}\text{Wo}_{4.7}$. Los fenocristales de enstatita están rodeados por bordes de piroxeno rico en Ca ($\text{En}_{52.7-52.7}\text{Wo}_{41.3-41.5}$).

6.2.3.3 Criptocristalino

El condro Cs#61 (Fig. 6.18e, f y g) tiene cristales esqueléticos de enstatita (10-520 μm) con granos y láminas de desmezcla de composición augítica (7-54 μm) y presenta una mesostasis intersticial birrefringente. Los granos de troilita y Fe-Ni están presentes en la mesostasis.

La composición de estos minerales (Tabla 6.3) es de $\text{En}_{82.5-83.4}\text{Wo}_{1-1.5}$ para los cristales de enstatita y de $\text{En}_{52.7-53.4}\text{Wo}_{40-41.5}$ para las láminas y granos de desmezcla de augita.

6.2.4 Geotermometría

En los trabajos de Mercier (1976) y Lindsley y Andersen (1983) se reconoce que cada piroxeno de un par coexistente contiene información termométrica independiente y que la temperatura mínima puede ser estimada de una sola fase de piroxeno suponiendo la coexistencia de la pareja. Los resultados obtenidos para los condros de la meteorita Cosina se muestran a continuación.

6.2.4.1 Condros porfídicos de olivino y piroxeno

En el centro del condro Cs#11 el borde de composición augítica de un cristal de enstatita registró temperaturas de 1021 a 1041 °C. El núcleo de este cristal de enstatita presentó una temperatura mínima de 1270 °C y hacia el borde de 1210 °C (Tabla 6.3).

6.2.4.2 Condros radiales de piroxeno

Para el condro Cs#23, las temperaturas mínimas registradas en los núcleos de enstatita son de 1264-1279 °C y hacia los bordes de 1269-1274 °C. Las temperaturas mínimas para piroxenos ricos en Ca son de 1051-1088 °C para las láminas y de 1124 °C para un grano de augita.

Para el condro Cs#40 la temperatura mínima del borde de un cristal de enstatita es de 1270 °C, mientras que las temperaturas mínimas para el borde de piroxeno rico en Ca son de 1053-1065 °C.

Figura 6.18. Imágenes de electrones retrodispersados de los condros ricos en piroxeno de la meteorita Cosina. Se presentan diferentes tipos texturales: a) Cs#11 es la zona central de un condro porfídico de olivino y piroxeno. b y c) Las zonas corresponden a la parte central del condro radial de piroxeno Cs#23. d) Zona proveniente de la orilla del condro radial de piroxeno Cs#40. Los cuadrados, triángulos, rombos, círculos y estrellas se refieren a los puntos analizados por WDS. Las siglas En, cpx o pig van seguidas por letras las cuales se refieren a diferentes promedios del mineral. Los detalles de la composición química y temperatura se encuentran en la Tabla 6.3. En=enstatita, cpx=piroxeno rico en Ca, pig=pigeonita

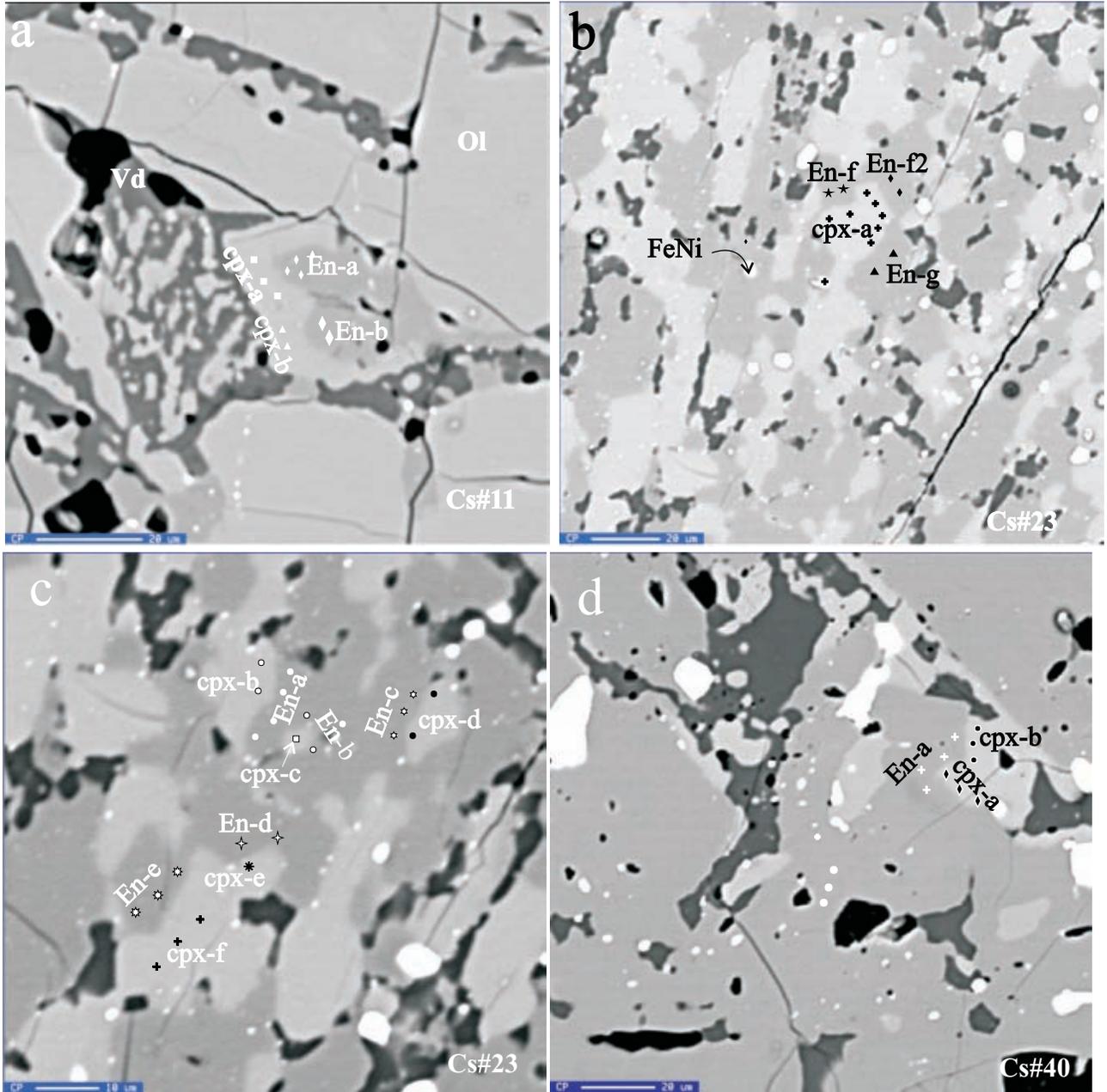


Figura 6.18 Continuación. Condros ricos en piroxeno de la meteorita Cosina. e y f) Zonas del condro radial de piroxeno Cs#61. Los símbolos diferentes se refieren a los puntos analizados por WDS. Las siglas En, cpx o pig van seguidas por letras las cuales se refieren a diferentes promedios del mineral. g) Rango de composición de los piroxenos pobres y ricos en calcio de la condrita Cosina según el esquema de Morimoto (1989). Los detalles de la composición química y temperatura se encuentran en la Tabla 6.3. En=enstatita, cpx=piroxeno rico en Ca, pig=pipeonita

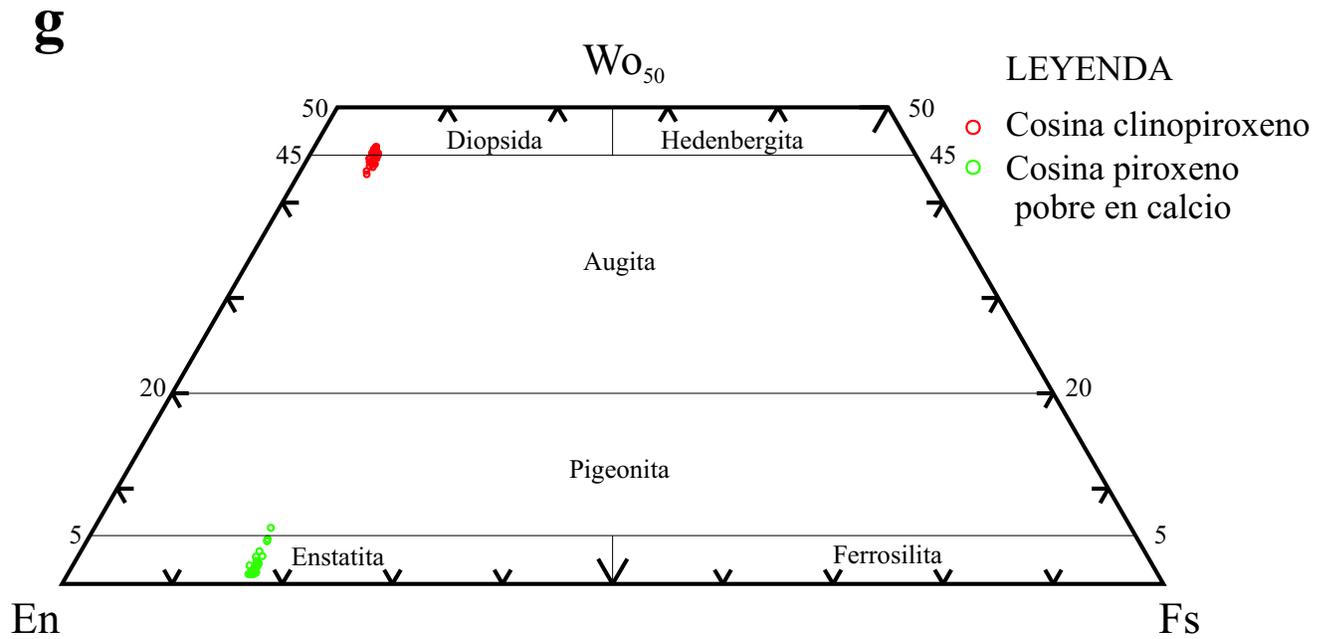
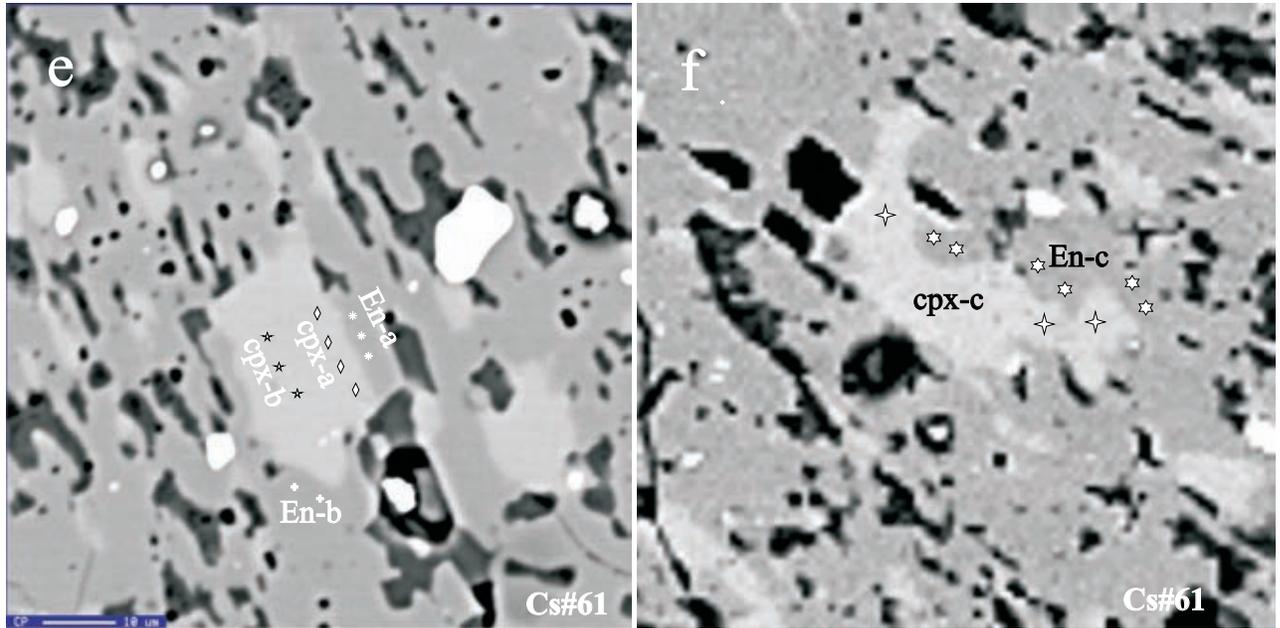


Tabla 6.3. Estequiometría mineral de los piroxenos obtenida a partir de los análisis WDS, presentada en forma de porcentaje molar de enstatita (En) y wollastonita (Wo), y temperaturas mínimas de formación obtenidas mediante el programa QUILF.

Núcleos de enstatita	En	Wo	T (°C)	Bordes de enstatita	En	Wo	T (°C)	Texturas de desmezcla de piroxeno rico en Ca	En	Wo	T (°C)	Bordes de piroxeno rico en Ca	En	Wo	T (°C)
<i>Criptocristalino</i>															
<i>Cs#61</i>															
				Cs#61-En-a	82.1	1.5	1272	Cs#61-cpx-a	48.8	45.7	1039				
				Cs#61-En-b	82.7	1.0	1270	Cs#61-cpx-b	49.1	45.6	1038				
				Cs#61-En-c	82.1	1.3	1272	Cs#61-cpx-c	49.7	44.2	1083				
<i>Radial de piroxeno</i>															
<i>Cs#23</i>															
Cs#23-En-a	82.2	1.3	1274					Cs#23-cpx-a	49.8	44.0	1078				
Cs#23-En-b	81.0	3.1	1059					Cs#23-cpx-b	49.9	44.7	1069				
Cs#23-En-c	81.9	1.8	1273					Cs#23-cpx-c	51.0	43.0	1124				
Cs#23-En-d	82.1	1.4	1269					Cs#23-cpx-d	50.3	43.9	1088				
Cs#23-En-e	82.4	1.4	1269					Cs#23-cpx-e	49.4	45.3	1051				
Cs#23-En-f	82.1	1.4	1265					Cs#23-cpx-f	49.3	44.8	1069				
Cs#23-En-g	82.2	1.3	1264												
<i>Cs#40</i>															
				Cs#40-En-a	82.2	1.3	1270					Cs#40-cpx-a	49.0	45.0	1053
												Cs#40-cpx-b	49.4	44.8	1065
Porfídico de olivino y piroxeno															
Cs#11-En-a	81.8	1.9	1272	Cs#11-En-b	79.4	4.5	1210					Cs#11-cpx-a	49.1	45.3	1041
												Cs#11-cpx-b	48.6	45.9	1021

6.2.4.3 Condros criptocristalinos

El geotermómetro de Ca en enstatita del condro Cs#61 registró una temperatura mínima en los bordes de 1270-1272 °C. Las texturas de desmezcla de augita registraron temperaturas de 1038-1083 °C (Tabla 6.3).

6.2.5 Clasificación y petrogénesis

La homogeneidad química o desviación promedio porcentual de FeO y MgO en los piroxenos de la condrita Cosina es de 1.48% y 1.06%, respectivamente. Estos valores tienden a ser más homogéneos en Nuevo Mercurio ya que el FeO es de 1.24% y el MgO de 0.76%. Esto indica que Cosina presenta un equilibrio termal ligeramente menor que Nuevo Mercurio, aunque correspondiente al tipo petrológico 5 (Tabla 2.2, Van Schmus y Wood, 1967). El pico de temperatura del metamorfismo termal no fue lo suficientemente alto para quedar impreso en los piroxenos de la meteorita, ni lo suficientemente fuerte para borrar las temperaturas de formación de condros.

Por otra parte varios condros conservan sus bordes exteriores bien definidos, lo cual indica que no hubo material en contacto para que existiera una reacción.

Reyes Salas y colaboradores (2007) hicieron un estudio en las fases opacas de la meteorita Cosina, reportando que la kamacita es la fase de FeNi más abundante. Además, reportan la presencia de pentlandita que es un sulfuro de Fe y Ni. El contenido de níquel es de 6.15% para kamacita, <0.05% en troilita y de 18.29% para pentlandita. Según la clasificación de Van Schmus y Wood (1967) para condritas ordinarias tipo 2 el porcentaje de Ni esperado en los sulfuros es de 1-3% Ni para troilita y de más de 45% Ni para pentlandita (Tabla 2.2). A partir del tipo petrológico 3 el contenido de níquel en este tipo de minerales disminuye conforme el grado de metamorfismo térmico, tal como ocurre en Cosina.

En general la temperatura registrada en las enstatitas, tanto en las orillas como en los núcleos del cristal, presentan un promedio de 1265 ± 16 °C, mientras que para las inclusiones de augitas se calculó una temperatura mínima de cristalización de 1092 ± 36 °C y en los bordes las temperaturas promedio de augitas y diópsidas son de 1054 ± 59 °C.

Estos valores de temperatura altos son similares a los que se interpretan como de formación de condros en la condrita Nuevo Mercurio en la sección 5.2.7.

6.3 Conclusiones del capítulo

Los condros de la meteorita Cosina reflejan características propias de la formación de los condros, mientras que el pico de temperatura de metamorfismo y/o su duración no fueron lo suficientemente intensos para quedar registrados en los piroxenos. Es posible que la porosidad alta en Cosina (33% en área) haya jugado un papel importante en la difusión química que impidió la homogeneidad total de la composición entre condros, fases opacas y matriz de la meteorita. El contacto físico entre los bordes de los cristales es necesario para un intercambio efectivo de cationes (por ejemplo Fe, Mg, Ca), lo cual no ocurrió en Cosina.

7 CUARTAPARTE

La meteorita Cuartaparte es sinónimo de Silao (Grossman, 1998) y fue reportada por Sánchez-Rubio y colaboradores en 1996 y por Grossman (1998). Cayó cerca del poblado de Cuartaparte, Guanajuato (20°56'N, 101°21'O), el mediodía del 27 de abril de 1995. Después de seguir una trayectoria de NO a SE, ésta se precipitó produciendo un gran estruendo. Varios fragmentos fueron recuperados sumando un total de 532 g (Sánchez-Rubio et al., 2001). Los trabajos de Sánchez-Rubio y colaboradores describen a Cuartaparte como una meteorita de forma irregular y con una corteza vítrea característica con su interior color claro, ligeramente verdoso. La textura es arenosa y muy compacta. Los autores señalan que su característica principal es la presencia de superficies estriadas similares a los espejos de falla en rocas terrestres. Estas superficies son múltiples y atraviesan la roca en todas direcciones. Presenta 15% en volumen de condros con bordes bien definidos y 12.4% de minerales opacos. Señalan que los minerales constituyentes principales son olivino (Fa₂₃), enstatita, plagioclasa, kamacita, cromita y troilita. En la matriz, tanto las fases cristalinas como la mesostasis desvitrificada tienen un grado de cristalización alto. En un inicio fue clasificada como una condrita ordinaria L4 (Sánchez Rubio, et al., 1996; Sánchez Rubio, et al., 1998; Sánchez-Rubio et al., 2001); sin embargo, Grossman (1998) y Macías-Romo y colaboradores (2005) la clasifican como H5 (S4). Los trabajos más recientes acerca de la meteorita están enfocados al metamorfismo por impacto. Macías-Romo y colaboradores (2005) hacen énfasis en los espejos de falla presentes en la meteorita y la gran cantidad de vetas irregulares y bolsas de fusión, las cuales están rellenas de vidrios de silicatos con minerales metálicos de Fe-Ni y sulfuros con diferentes morfologías; estas vetas en ocasiones llegan a cortar y desplazar los condros. Afuera de las fracturas, los olivinos tienen extinción ondulante, estructura en mosaico y/o deformación, todas estas características llevaron a los autores a estimar una presión de metamorfismo por impacto mínima de 30-35 GPa. Posteriormente Macías-Romo y colaboradores (2005) reportaron la presencia de majorita, la cual se forma por la combinación de piroxeno pobre en calcio con alto contenido de aluminio, olivino y vidrio debido a impactos que exceden presiones de 60 GPa, por lo cual proponen una clasificación de S6. Así mismo Reyes-Salas y colaboradores (2005)

reportaron la presencia de agrupaciones de cromita de grano muy fino (0.2-20 μm) con vidrio feldespático o feldespató, y un condro de cromita con inclusiones de ilmenita, rodeado de una corona de vidrio; estas texturas sugieren también un metamorfismo de impacto de moderado a alto (S4-S6). Actualmente 50 g del material se encuentra en la Facultad de Minas, Metalurgia y Geología de Guanajuato, 41.9 g se localizan en el Instituto de Astronomía de la UNAM y 440.1 g, con una sección delgada, se localizan en el Instituto de Geología de la UNAM, en la ciudad de México (Sánchez-Rubio et al., 2001).

7.1 Descripción general: petrografía y química .

7.1.1 Descripción macroscópica

Como se mencionó anteriormente, la meteorita Cuartaparte es clasificada como una condrita ordinaria H5 (Sánchez-Rubio, et al., 1996, 1998, 2001 y Macías-Romo, 2005). De los dos fragmentos de la meteorita uno de los fragmentos fue cortado para su estudio (CPc) y otro se dejó intacto (CPi). A continuación se presenta la descripción macroscópica de cada fragmento.

7.1.1.1 Cuartaparte (CPc)

Su peso es de 246.87 g y sus dimensiones son de 9 x 5 x 4.2 cm. La forma de la meteorita es angular con algunos bordes redondeados, sobre todo en donde está presente la corteza de fusión. La corteza es color negro, porosa, con un espesor promedio de 381 μm y cubre el 30% de la roca (Fig. 7.1a). Se encuentra libre de minerales evaporíticos en la superficie, lo cual indica un intemperismo terrestre bajo. Su índice de fracturamiento (Fig. 7.1b) es marcado, ya que presenta planos estriados muy parecidos a un plano de falla terrestre (Sánchez Rubio, 2001). Estos planos están formados principalmente material metálico y vidrio fundido por impacto, con molienda de los condros (Fig. 7.1c). Su estructura interior es masiva, color gris con tonos verdosos y destacan los destellos de los minerales metálicos y los condros (7.1d). Presenta algunos clastos líticos cuya textura ígnea difiere de la roca encajonante, estos clastos son

comparables a los descritos por Keil (1982) y Bischoff et al. (2006) en otras meteoritas, ya que no están genéticamente relacionados con la roca y se les puede considerar como xenolitos.

7.1.1.2 Cuartaparte (CPi)

Al igual que el fragmento anterior, CPi es una condrita ordinaria H5. Su peso es de 172.12 g y mide 7.5 x 5.5 x 3.3 cm. La forma de los bordes de la meteorita es redondeado cuando hay corteza y angular donde no la hay. La corteza de fusión cubre un 40% de la roca, es color negro, su espesor promedio es de 346 μ m (Fig. 7.2a) y presenta fracturas por enfriamiento (Fig. 7.2b). El aspecto de la corteza es poroso y las vesículas varían de ovaladas a redondas (Fig. 7.2b), cuyos diámetros son hasta de 159 μ m. La superficie de la meteorita se encuentra libre de minerales evaporíticos. Su índice de fracturamiento es marcado (Fig. 7.2c). La estructura interior es masiva, color café con tonos rojizos-anaranjados, con presencia clara de condros (15%) empotrados en una matriz de fragmentos de cristales y mesostasis desvitrificada y presenta planos estriados con lustre metálico de color café rojizo (Fig. 7.2d). Cuartaparte tiene una porosidad de 1 %.

Figura 7.1. Características principales del fragmento CPc de la meteorita Cuartaparte: a) Sección transversal de la corteza de fusión (ctz). b) Vista del interior de la meteorita, en donde se observan tres sistemas de fracturas (fx), las cuales se encuentran rellenas por material fundido (metales y vidrio); también se observan clastos con textura ígnea (xen). c) Fotomicrografía de un plano de falla, en el cual se aprecian bolsas y venillas de vidrio y metales, producto de fusión por impacto (fun). d) Detalle de un condro (con) empotrado en una matriz de cristales y mesostasis desvitrificada.

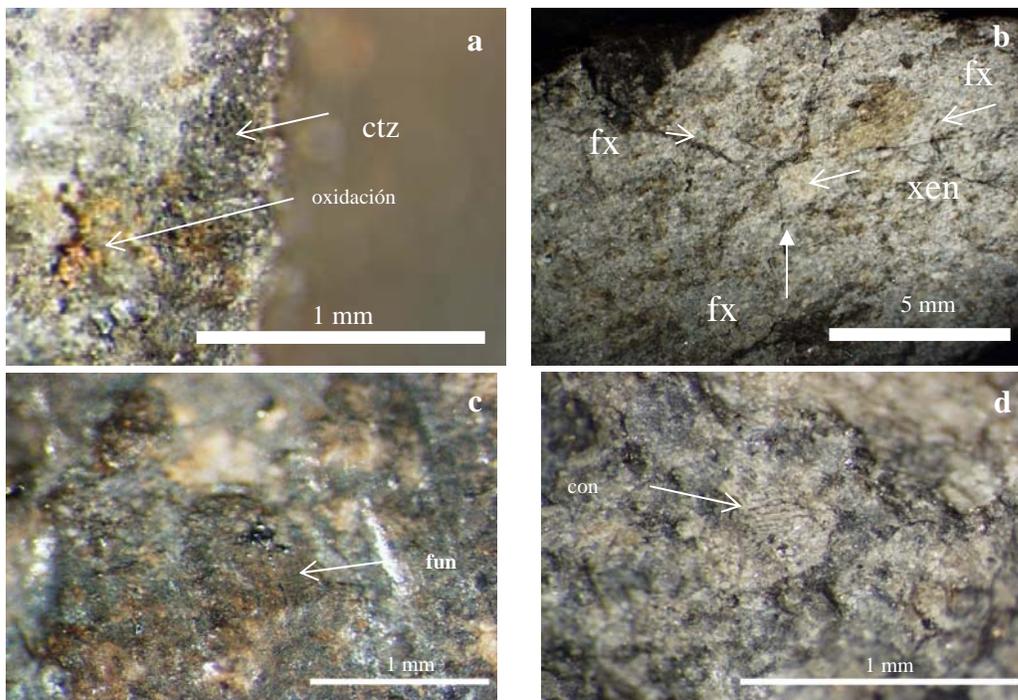
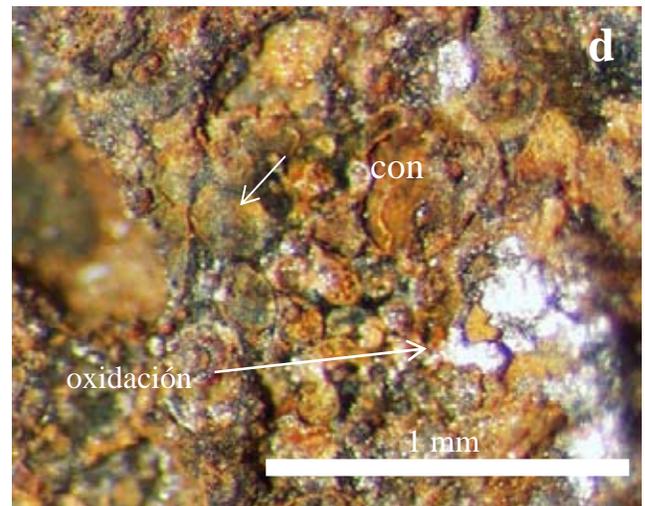
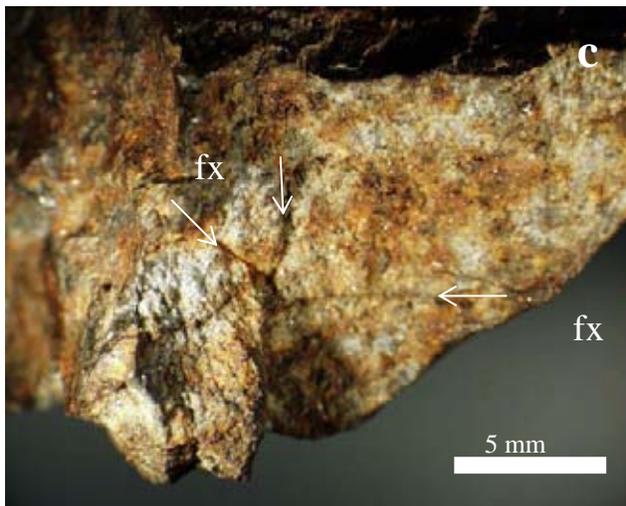
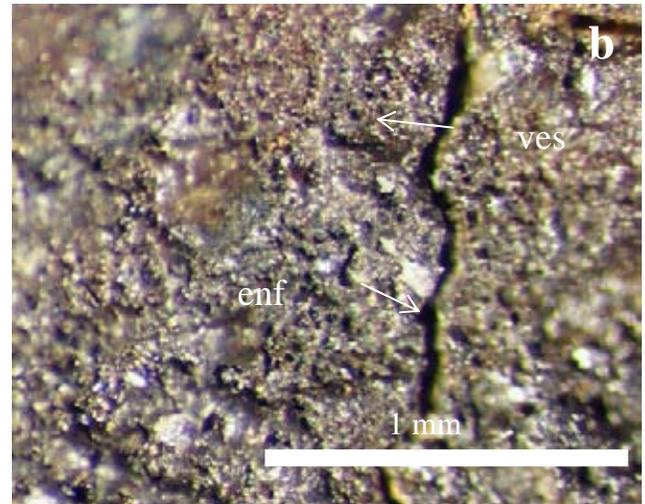
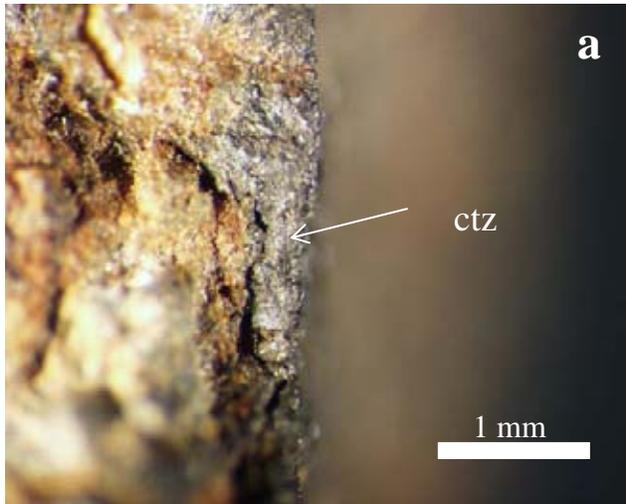


Figura 7.2. Fotomicrografías del fragmento CPi de la meteorita Cuartaparte: a) Sección transversal de la corteza (ctz) de fusión, la cual se está desprendiendo. b) Vista superior de la corteza de fusión con vesículas (ves) subredondeadas y fracturas por enfriamiento (enf) c) En la muestra se pueden observar tres sistemas de fracturas (fx) rellenas por material de fusión por impacto. d) Detalle de un condro (con) empotrado en una matriz de cristales y vidrio, los cuales se encuentran sobre el plano de falla.



7.1.2 Descripción de condros: grupos texturales, distribución de tamaños y química

7.1.2.1 Resultados de la descripción de condros

Los diámetros de 98 condros se graficaron como histogramas de frecuencia, en unidades ϕ . Los condros de la muestra de Cuartaparte tienen una distribución de frecuencia de tamaño unimodal, cuya moda se encuentra en el intervalo de 1 y 1.5 ϕ es decir, entre 500 y 354 μm (Fig. 7.3, Tabla 7.1). El rango de tamaños que abarca es de -0.23 a 3.02 ϕ . El diámetro mediano es de 1.20 ϕ , lo que equivale a 434 μm . La desviación estándar o clasificación del tamaño de los condros es de 0.61 ϕ , que en términos sedimentológicos equivale a tener granos moderadamente bien clasificados (Folk y Ward, 1957). La excentricidad media de los condros (Fig. 7.3c, Tabla 7.1) es de 0.86.

En cuanto al tratamiento que se les da a las medidas, los resultados son muy similares entre el diámetro equivalente y el diámetro promedio, con la ventaja que el diámetro equivalente da una aproximación más real de la forma de los condros. Sin embargo, las medidas posiblemente sean menores a las obtenidas utilizando mediciones en condros separados, por lo que se tiene que encontrar un método que ayude a normalizar las mediciones. Los condros de Cuartaparte según sus relaciones axiales (Zingg, 1935) tienen formas de esféricas a cilíndricas.

Tabla 7.1. Tamaños aparentes y relaciones axiales de los condros de Cuartaparte.

Número de condros	Rango de tamaño	Diámetro mediano de condro Md_{ϕ}	Clasificación σ_{ϕ} (Desviación estándar)	Sesgo Sk_1	Media Mz	Media de la relación axial del condro (a/b)	Desviación estándar
Cuartaparte	123 a 1173 μm	435 μm		-0.03	447 μm		
98	-0.23 a 3.02 ϕ	1.20 ϕ	0.61 ϕ		1.16 ϕ	0.86	0.13

Los parámetros según Folk y Ward (1957) $\sigma_1 = (\phi_{84} - \phi_{16} / 4) + (\phi_{95} - \phi_5 / 6.6)$, $Mz = \phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84} / 3$, $Md_{\phi} = \phi_{50}$ y $Sk_1 = [(\phi_{16} + \phi_{84} - 2 * \phi_{50}) / 2 * (\phi_{84} - \phi_{16})] + [(\phi_5 + \phi_{95} - 2 * \phi_{50}) / 2 * (\phi_{95} - \phi_5)]$. Valores para $\sigma_1 = 0.5-0.71$ se interpretan como moderadamente bien clasificado.; el sesgo menor que 0.1 indica que la curva es casi simétrica. Para convertir de unidades ϕ a milímetros se utiliza la relación $D_e (\text{mm}) = 2^{-\phi}$.

7.1.2.2 Proporciones de diferentes tipos texturales de condros

Para la condrita Cuartaparte, el porcentaje de los diferentes tipos texturales de condros es: 32.7% RP, 19.4% PP, 16.3% C, 14.3% POP, 9.2% GOP, 7.1% BO, 1% PO (Figs. 7.3, 7.4 y 7.5; Tabla 7.2, Apéndice I). Las proporción textural tiende a aumentar conforme aumenta la frecuencia de condros en una fracción y disminuye de igual forma. La proporción de condros no porfídicos es mayor (57.2%) que los porfídicos (41.8%).

Tabla 7.2. Proporciones de los tipos texturales en diferentes intervalos de tamaño para la meteorita Cuartaparte. Nota: Porfídico (P) y no porfídico (no P).

Díámetro (mm)	Díámetro ϕ	Frec (%)	PP (%)	BO (%)	POP (%)	PO (%)	C (%)	RP (%)	GOP (%)	
1	0	1	-	-	-	-	-	1	-	
0.707	0.5	14.3	1	1	4.1	1	2	3.1	2	
0.5	1	24.5	7.1	1	5.1	0	0	8.2	3.1	
0.354	1.5	26.5	4.1	3.1	2	0	7.1	9.2	1	
0.25	2	24.5	5.1	1	3.1	0	6.1	8.2	1	
0.177	2.5	6.1	1	1	0	0	1	1	2	
0.125	3	3.1	1	0	0	0	0	2.1	0	
TOTAL			19.4	7.1	14.3	1	16.3	32.7	9.2	
Total porfídicos						41.8	Total no porfídicos			58.2

Figura 7.3. Histogramas de frecuencia de tamaño y tipos texturales de los condros de la meteorita Cuartaparte contra el diámetro equivalente.

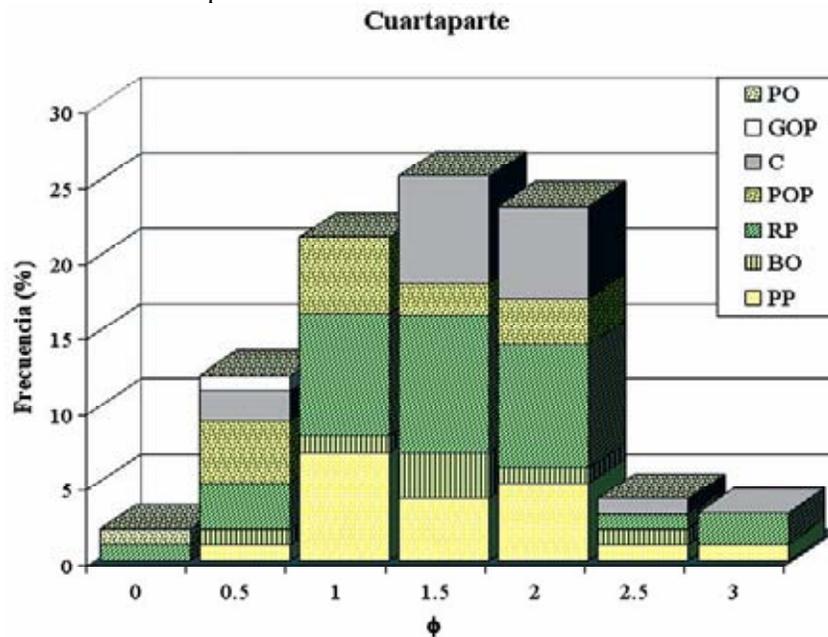


Figura 7.4. Fotomicrografías de algunos condros y fragmentos en la meteorita Cuartaparte: a) Condro tipo porfídico de olivino y piroxeno, cuyo diámetro mayor es de 600 μm , con una fractura circular rellena por vidrio y el olivino con estructura de mosaico; b) condro radial de piroxeno, su diámetro mayor es de 640 μm y el menor de 400 μm , por lo que su excentricidad es de 0.62 y fracturas planares; c) vista de un clasto lítico con textura ígnea (xenolito), los olivinos de este fragmento están menos afectados por el metamorfismo de impacto; d) vista panorámica de los clastos líticos con textura ígnea tomada en el microscopio estereográfico con luz plana polarizada transmitida (xenolitos señalados con flechas).

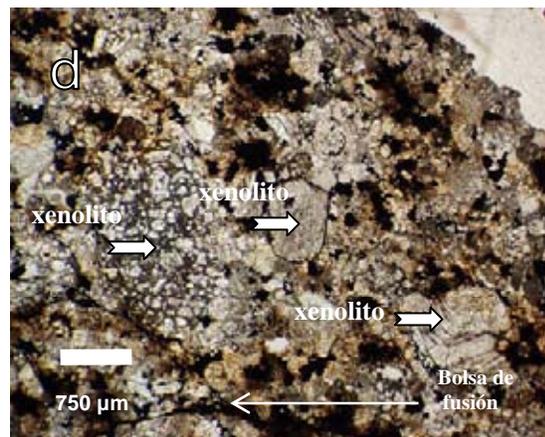
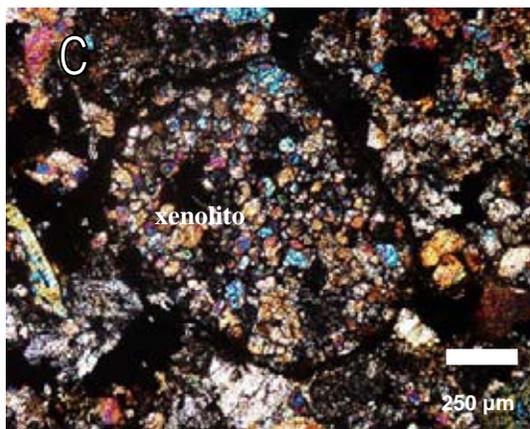
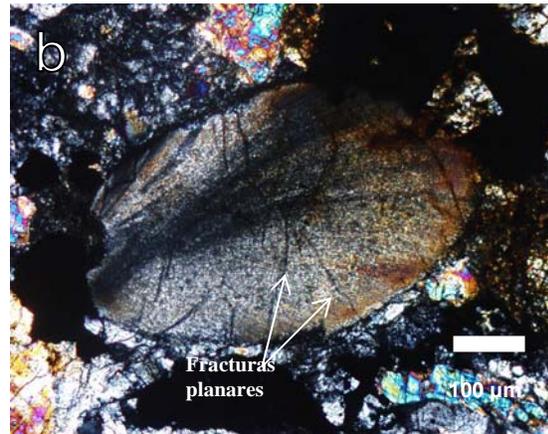
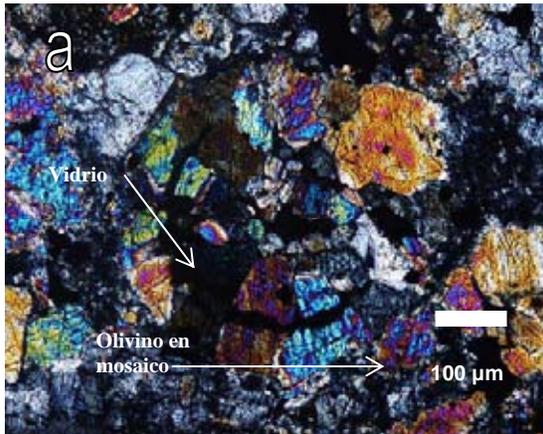
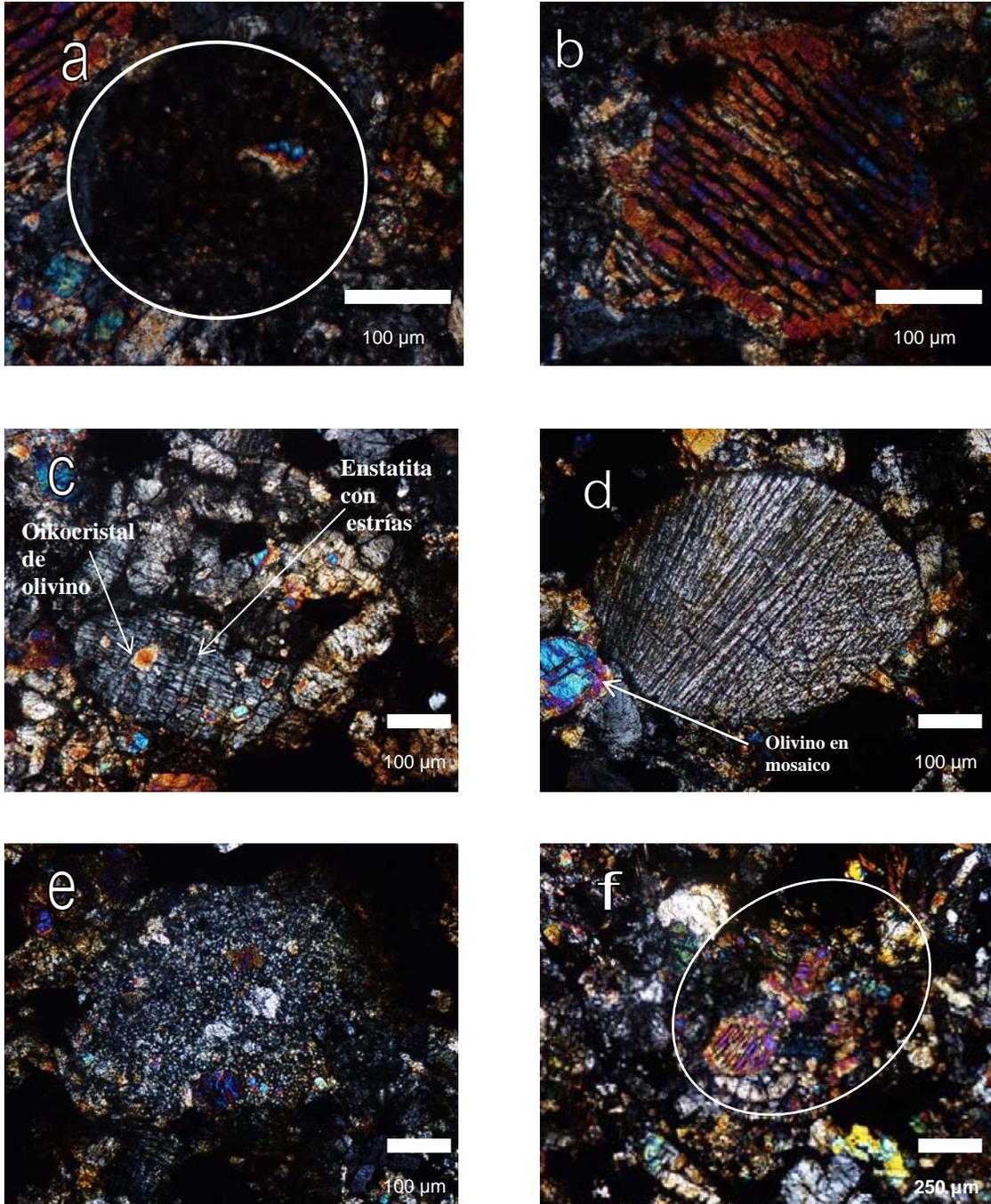


Figura 7.5. Tipos texturales de condros diferentes de la meteorita Cuartaparte: a) Condro criptocrystalino, diámetro mayor de 260 μm ; b) tipo barrado de olivino que mide 480 μm ; c) porfídico de piroxeno con estrías en los piroxenos, su diámetro mayor es de 680 μm ; d) radial de piroxeno, su longitud es de 640 μm , el cristal con colores azules es un olivino en mosaico; e) granular de olivino y piroxeno con un diámetro de 600 μm ; f) porfídico de olivino compuesto, ya que tiene un condro tipo BO dentro de él (280 μm), su diámetro total es de 920 μm . Todas las fotomicrografías fueron tomadas con luz polarizada transmitida.



7.1.3 Alteraciones: intemperismo y metamorfismo por impacto

7.1.3.1 Metamorfismo por impacto

Para los condros de la meteorita Cuartaparte, las excentricidades son relativamente más bajas debido al metamorfismo de impacto, el cual llega a fracturar algunos condros, mientras que otros son afectados por la deformación debido a la presión por el choque (Fig. 7.4a y 7.5d). Existen lineamientos en la forma de los condros, ya que los ejes mayores de los condros (eje “a”) tienden a estar oblicuos a las fracturas mayores que atraviesan la meteorita (Fig. 7.4b). La mayoría de los olivinos que constituyen Cuartaparte (con excepción de algunos fragmentos), así como también algunos piroxenos, tanto en condros como en la matriz presentan extinción ondulante. Algunos olivinos tienen texturas en mosaico (*mosaicism*, Fig. 7.5d). Las vetillas de fusión interconectadas a bolsas de fundidos son abundantes, estas se encuentran rellenas de vidrio y minerales metálicos (Figs. 7.1c, 7.2c y 7.4d). Se observan algunas maclas polisintéticas (gemelación) en el piroxeno (Fig. 7.5c). La mayoría de los condros observados presenta de dos a tres sistemas de fracturas interconectadas frecuentemente con minerales metálicos en la periferia del condro (Fig. 7.4b). Es importante destacar que los minerales metálicos son muy escasos en los condros de Cuartaparte, por lo que es posible que hayan migrado del condro a la matriz al momento del impacto. Estas características podrían sugerir un metamorfismo por impacto S5; sin embargo, no se encontró maskelynita (vidrio de la plagioclasa producido por impacto) en la mesostasis, por lo que el grado de impacto queda entre S4-S5 o bien S4. La temperatura y presión alcanzadas en este nivel de choque son de 300 °C y 30-35 GPa, respectivamente, de acuerdo al esquema de metamorfismo por impacto de Stöffler y colaboradores (1991). Cabe mencionar que se intentó medir la temperatura de metamorfismo termal, pero no se encontraron piroxenos pobres en calcio con coronas o inclusiones de piroxeno rico en calcio lo suficientemente grandes para ser analizadas con la microsonda. Más de la mitad de los piroxenos pobres en calcio presentan maclas polisintéticas por deformación mecánica (Fig. 7.5c) similares a las mencionadas por Stöffler et al. (1991).

7.1.3.2 Alteración por intemperismo

Para este fin se observaron bajo luz reflejada varios granos de troilita y aleaciones de Fe-Ni. El ~10% de esos minerales exhiben una corrosión moderada en sus bordes, en la que se encuentra principalmente limonita (Figs. 7.1a y 7.2d). El 90 % de las partículas se encuentra totalmente libre de corrosión y sólo en ocasiones exhiben una pátina de limonita, mientras que el restante 10% luce un borde delgado constituido por limonita. Dado que el 10 % de los granos Fe-Ni y de troilita se encuentra afectado de forma moderada, eso coloca la alteración de la meteorita Cuartaparte en un estadio W1, de acuerdo al esquema de Wlotzka (1993). Por otra parte, se encuentra libre de minerales evaporíticos (Fig. 7.2b), que en el esquema de Kojima e Imae (2002) corresponde a un intemperismo bajo. Ambas clasificaciones son consistentes con una meteorita recién caída.

7.1.4 Clasificación y petrogénesis

A pesar de que se utilizó la misma metodología para buscar piroxeno rico en calcio asociados con enstatita, no fue posible encontrarlos con un tamaño adecuado para analizarse por medio de la microsonda electrónica. Por otra parte, la excentricidad baja de los condros, la porosidad baja de la condrita, las modificaciones mecánicas en la estructura del olivino (texturas en mosaico, extinción ondulante, fracturas planares, etc.) indican que el evento de impacto modificó las propiedades primarias de los condros, dificultando el estudio de su origen, pero proporcionando más información sobre los procesos posteriores a su formación. La desviación media porcentual de la composición química para los olivinos y piroxenos pobres en calcio de Cuartaparte es de 2.9 %, ligeramente más alta que el valor de 2.5% de la meteorita Cosina. Sin embargo, en el caso de Cuartaparte es más probable que la composición de los minerales no sea completamente homogénea debido al metamorfismo de choque.

7.2 Conclusiones del capítulo

En las condritas Nuevo Mercurio y Cosina, los condros ricos en piroxeno con diámetros mayores a 480 μm contenían bordes e inclusiones de piroxeno rico en Ca lo suficientemente grandes (5 μm) para poder ser analizados en la microsonda electrónica.

Sin embargo, cuando se buscaron estas estructuras en la meteorita Cuartaparte no se encontraron o eran tan pequeñas que no pudieron analizarse adecuadamente.

Macías Romo y colaboradores (2003) señalan que 90 de 98 condros presentan de 1 a 3 familias de fracturas planares. Además, la presencia de esferas con asociaciones de troilita y minerales de FeNi, de plessitas de kamacita-taenita (Macías-Romo et al., 2005), y las asociaciones de cromita de grano fino con vidrio feldespático o feldespato (Reyes Salas et al., 2005), confirman que el impacto que refleja la meteorita Cuartaparte es moderado (S4), lo cual indica que la presión generada en el choque fue de alrededor de 30-35 GPa con un incremento en la temperatura de alrededor de 300 °C, según la clasificación de Stöffler y colaboradores (1991).

Para la meteorita Cuartaparte la excentricidad de los condros fue de 0.86 ± 0.13 y la porosidad muy baja del 1%. A excepción de las texturas originales propias de los condros, el metamorfismo de choque en la meteorita Cuartaparte alteró las características primarias de la formación de los condros.

8 FORMACIÓN EXPERIMENTAL DE CONDROS BARRADOS DE OLIVINO POR MEDIO DE UN LASER DE CO₂, UTILIZANDO MUESTRAS DE OLIVINO PROVENIENTES DE XENOLITOS ULTRAMÁFICOS

8.1 Objetivo e introducción

El objetivo de este capítulo es el de reportar los resultados de la reproducción experimental de algunas texturas de los condros barrados de olivino (BO) por medio de un láser, simulando la formación de condros por calentamientos y enfriamientos rápidos, tomando en cuenta la hipótesis de los calentamientos múltiples (Wasson, 1996), el contenido de carbón y tamaño del material precursor (Conolly y Hewins, 1996). Los condros en la naturaleza se formaron en condiciones de vacío (10^{-5} atmósferas) y en condiciones relativamente reductoras (Wasson, 1996). Pese a que la temperatura y la presión no se pudieron controlar en el laboratorio, los experimentos reproducen algunas de las texturas de los condros naturales.

Una de las incógnitas más grandes en la ciencia de la meteorítica es la formación de los condros, la naturaleza de los materiales precursores, las condiciones (presión, temperatura y tiempo) y los mecanismos que les dieron origen. Con el fin de obtener más información sobre su origen es necesario describir petrológicamente condros naturales y crear fundidos artificiales que recreen las texturas de los naturales. Por medio de la investigación experimental se puede simular como fueron las condiciones de fusión y calentamiento de los condros y el tipo de enfriamiento que experimentaron. Conolly y colaboradores (1991) sugirieron que el tamaño de los granos precursores influye en la textura de los condros. También Conolly y Love (1998) propusieron que “la correlación petrológica definitiva entre el tamaño de los condros y texturas pueden ser la clave discriminadora para dar validez a los mecanismos formadores de condros”.

8.2 Antecedentes

Wasson (1996) cuestionó los modelos de formación de condros entonces existentes, los cuales se basaban en las condiciones de los fundidos experimentales obtenidos en hornos, cuyos pulsos de calentamiento y/o tasas de enfriamiento no toman en cuenta las condiciones que muestran los condros reales. Los principales aspectos de los condros que se deben de tomar en cuenta son:

1. La retención de materiales volátiles como el FeS, Na y K, los cuales no hubieran sobrevivido a calentamientos y/o enfriamientos que requieren de varios minutos, horas y hasta días para su formación.

2. Los granos relictos y bordes ígneos que indican diferentes pulsos de calentamiento y no enfriamientos monótonos posteriores a un evento único de calentamiento.

Ese autor propuso que algunos condros por lo menos registraron dos eventos de calentamiento; sin embargo, las condiciones de temperatura-tiempo de estos eventos debieron permitir la preservación de los componentes volátiles.

8.3 Metodología

Para crear condros experimentalmente se utilizó como material precursor cristales de olivino provenientes de xenolitos ultramáficos de peridotita con espinela de la localidad de “La Olivina”. Estos fueron fundidos con un láser de CO₂. Las condiciones que se controlaron son: composición química de los granos precursores, masa, tamaño de la muestra y tiempo de calentamiento. El laboratorio de gases nobles y geocronología del LUGIS en el que se desarrollaron los experimentos no cuenta con ningún instrumento diseñado para medir la temperatura ya que el fin del equipo es diferente al de la petrología experimental, por lo que cualquier modificación podría afectar el correcto funcionamiento para el que es utilizado.

8.3.1 Propiedades físicas de los precursores

Como material precursor se utilizaron los olivinos del xenolito proveniente de Honorato de Abajo (“La Olivina”), Chihuahua (Nimz et al., 1993). Estos se seleccionaron por medio de un microscopio estereográfico LEICA, procurando que tuvieran las inclusiones mínimas; el tipo de inclusiones que puede contener es magnesiocromita ó espinela de cromo. Los cristales fueron lavados dos veces con agua bidestilada para decantar el polvo. Posteriormente se sometieron, en dos ocasiones, a baño ultrasónico por espacio de 10 minutos. Finalmente, los olivinos se lavaron en dos ocasiones con acetona y se secaron bajo una lámpara de 250 W por espacio de 1.5 horas.

Los cristales de olivino fueron triturados en un molino de carburo de tungsteno del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, los polvos fueron homogenizados y se separaron dos alícuotas. Una de las alícuotas se usó para separar fracciones de tamaño

menores de 212 μm , entre 300 y 500 μm y mayores a 500 μm (Fig. 8.1, Tabla 8.1) y preparar pequeñas cargas de material precursor que fueron pesadas en una balanza analítica de 6 dígitos (Laboratorio de Química Ultrapura, Instituto de Geofísica, UNAM). La otra alícuota fue utilizada para obtener los análisis químicos.

Figura 8.1. Aspecto general de los olivinos del xenolito Honorato de Abajo, también llamado “La Olivina”, utilizados para el experimento, los granos originales del xenolito tienen de 2.4 a 3 mm de longitud máxima.



Tabla 8.1. Características físicas de los precursores experimentales y las condiciones en las que se fundieron. Algunas de las muestras que fueron fundidas más de una vez presentan doble valor en la potencia del haz, siendo la segunda la última potencia suministrada.

Tipo exp.	Muest. EX1#	Masa precursor (mg)	Masa fundido (mg)	Tamaño (ϕ)			Condiciones del láser		Tiempo de fusión (s)	Fundió completamente
				<212 μm	300-500 μm	>500 μm	Potencia (W)	Diam Rayo (μm)		
Polvo	6	7.150	5.87	✓			22 23	2120		✓
	7	9.214	4.86	✓			20.29 varias	1560		Sinterizada
Cristal	60	0.958	0.95			837	20 10	1000	60 30	✓
	61	5.480	5.4			1485	15.8 15.8	1000	14 1	✓
	62	6.732	6.65			1542	18 25.76	2120 2400	2 2	✓
	63	5.826	5.8			2093	14.64	1560	39	Parcial
	65	8.126	6.76			1659	15 17.82	2540 2102		✓
	66	1.806	1.8				10.24	1000	60	Parcial
	67	0.848	0.84			776	8	1000	60	✓
Polvo y carbón	94	5.474			✓		14 15.18	2120		✓
	95	19.382	16.24		✓		19.94	2540	3	✓

8.3.2 Propiedades químicas de los precursores

Se analizó la composición química para un grano de olivino (del núcleo a la periferia del cristal), por medio de un microscopio electrónico de barrido (MEB) JEOL35C el cual cuenta con analizador EDS. Por otra parte se hicieron análisis por fluorescencia de rayos X (FRX), según la metodología de Lozano y Bernal (2005). La composición de cada muestra se describe en la Tabla 8.2. Tanto el equipo de FRX como el MEB se encuentran en el Instituto de Geología de la UNAM. La composición obtenida por medio de la técnica de FRX representa la composición total de una de las alícuotas de polvo de olivino. Este tipo de análisis es cuantitativo y representa el dato más confiable y de referencia para estos experimentos. Por otra parte, los análisis EDS son cualitativos y representan análisis puntuales de los cristales de olivino. En la Tabla 8.2 se puede observar que uno de los análisis EDS tomado en el núcleo de un cristal de olivino, contiene mayor proporción de magnesio a comparación de aquél obtenido en la parte externa del mismo cristal. Esta diferencia en composición es común encontrarla en los olivinos naturales e indica que los análisis EDS puede ser una buena guía para caracterizar de manera cualitativa la composición de los fundidos.

8.3.3 Condiciones del medio ambiente de fusión

La fusión de los minerales se realizó en el laboratorio de gases nobles y geocronología K-Ar y U-Th-He del LUGIS ubicado en el Instituto de Geología (Solé, 2004). Para fundir las muestras se utilizó un equipo láser Merchantek® MIR10 de CO₂ y 50 W de potencia que emite en el infrarrojo a una longitud de onda de 10.6 mm. Las muestras, previamente pesadas, se montaron en un portamuestras de acero 304.

En total se fundieron 12 muestras de olivino a temperatura y presión ambiente, las condiciones para el láser fueron diferentes para cada muestra (Tablas 8.1 y 8.2). El diámetro del rayo varió entre 1000 y 2500 μm , con un rango de potencia entre 8-25 W. Para calcular la energía total que entraba al sistema se midió el tiempo de duración del calentamiento. Dos de las cargas (EX1#6 y EX1#7) eran polvos de olivino menores de 212 μm , siete de las cargas fueron monocristales de olivino con tamaños entre 776 y 2093 μm (EX1#60, EX1#61, EX1#62, EX1#63, EX1#65, EX1#66, EX1#67, Fig. 8.1). Finalmente a dos cargas se les añadió la mitad en peso de carbón activado contaminado probablemente con arcillas (EX1#94 y EX1#95), con el fin de mantener lo más baja posible a fugacidad del oxígeno durante el proceso de fusión, el tamaño de grano de los polvos de olivino era de 300-500 μm .

Se seleccionaron cargas de algunas decenas de miligramo, debido a que se pueden reproducir esferas con diámetros alrededor de un milímetro (tomando en cuenta la densidad del olivino es de 3.22 g/cm³ para la forsterita y de 4.392 g/cm³ para la fayalita).

En cuanto al tiempo del experimento, el primer intervalo de tiempo se empezó a contar desde que incidía el haz en la muestra hasta que éste era interrumpido, para algunas muestras, el segundo intervalo de tiempo generalmente era más corto (Tabla 8.2). Por cuestiones técnicas, la potencia del haz inicial fue de 2 o 3 W y se incrementó hasta llegar a un valor máximo (valores reportados en la Tabla 8.2), sin embargo, en muestras con varios recalentamientos, la potencia posterior siempre fue máxima, ya que sólo se dejaron pasar algunos segundos para que la muestra cristalizara antes de fundirla nuevamente.

Tabla 8.2. Análisis de los olivinos de la peridotita La Olivina, Chihuahua. La primera fila muestra análisis de polvos de olivino por fluorescencia de rayos X, los otros análisis representativos corresponden al análisis puntual en un cristal por medio de EDS (MEB). Los valores de Fe en la columna de FRX fueron determinados por titulación.

Muestra	FRX	Cx-externo	Cx-núcleo
Óxido	Peso en óxido %	peso en óxido %	peso en óxido %
SiO₂	40.432	38.6	43.59
TiO₂	0.01	0	0
Al₂O₃	0.234	2.7	0.55
Cr₂O₃	0.027	1.48	0.06
Fe₂O₃	1.01	-	-
FeO	8.13	16.08	8.07
MnO	0.12	0.44	0.01
MgO	49.744	39.05	47.41
CaO	0.094	0.37	0.02
NaO	<0.01		
K₂O	0.012		
P₂O₅	0.012		
NiO	0.1525	0.73	0.14
Total	99.9875	99.45	99.85
Número de iones en base 4 oxígenos			
Si	0.988	0.985	1.052
Ti	0.000	0.000	0.000
Al	0.007	0.081	0.016
Cr	0.001	0.030	0.001
Fe+3	0.019	0.000	0.000
Fe	0.166	0.343	0.163
Mn	0.002	0.010	0.000
Mg	1.812	1.486	1.705
Ca	0.002	0.010	0.001
Total	2.996	2.944	2.937
Mg (Fo%)	91.60	81.24	91.28
Fe (Fa%)	8.40	18.76	8.72

8.3.4 Descripción de los fundidos

Los fundidos fueron revisados y fotografiados con una cámara digital Olympus, adaptada a un microscopio binocular LEICA. Para apreciar la morfología externa y composición química de los fundidos, estos fueron observados con un microscopio electrónico de barrido (EX1#6, EX1#60, EX1#61, EX1#62, EX1#63, EX1#66, EX1#65, EX1#67 y EX1#94; Figs. 8.2-8.8). Por otra parte, las muestras EX1#6, EX1#7, EX1#62, EX1#66, EX1#94 y EX1#95, se sumergieron en resina epóxica para ser cortadas en secciones delgadas con una cortadora Buehler de baja velocidad, en el Instituto de Astronomía de la UNAM. Posteriormente, se estudiaron las texturas con un microscopio petrográfico LEICA y se documentaron con fotomicrografías.

8.3.5 Descripción textural de los fundidos

De manera general, cuando las muestras se funden totalmente adoptan una forma esférica en donde se entrecruzan cristales radiales a uno o más puntos. Sin embargo, el número de puntos de radiación, el espesor de las barras y la separación entre éstas varía de acuerdo a la potencia del haz del láser, aplicada en su último calentamiento, tal como se puede observar en la Tabla 8.3.

Tabla 8.3. Características texturales de los fundidos de acuerdo a la potencia de fusión, la cual va de mayor a menor de izquierda a derecha, respectivamente. Los términos texturales son los descritos en el trabajo de Donaldson, 1976. NA = no analizados

Muestra EX1#	#62	#6	#65	#61	#60	#67	#66	#63	#7	#94	#95
Potencia del haz (W)	25.8	23	17.82	15.8	10	8	10.24	14.64	20.29	14	19.94
Espesor barras (µm)	200	130	120	80	30	30	30	-	-	Cristales de piroxeno?	-
Espacio barras (µm)	200	180	110	Se forman rombos	No hay	No hay	No hay	No hay	-	-	-
Contenido de Fa (mol%)	14.13	NA	2.57	3.20	8.42	19.83 vidrio 9.56	4.42	Fundido 20.45 No fundido 6.67	NA	-	-
Textura	Barras radiales a un punto con espacios paralelos entre barras	Barras radiales varios puntos con espacios paralelos entre barras	Barras radiales varios puntos con espacios paralelos entre barras y placas de olivino creciendo entre las barras	Barras entrecruzadas con espacios en forma de rombos, olivino en placas creciendo entre los huecos	Olivino enrejado con cadenas de olivino	Cadenas de olivino y texturas dendríticas	Cadenas de olivino	Textura dendrítica	Textura dendrítica	Cristales euedrales con pinacoides tetragonales	vítrea

Las muestras EX1#62, EX1#6, EX1#65 y EX1#61 presentan barras con espacios muy grandes y bien marcados (Figs. 8.2, 8.3, 8.4, y 8.5, respectivamente). La muestra EX1#62 presenta barras gruesas, de las cuales cuatro de ellas son casi paralelas entre sí y otras tres son perpendiculares a estas, uniéndose todas en un punto. Las muestras EX1#6, EX1#65 y EX1#61 presentan barras más delgadas que la EX1#62 y espacios menos pronunciados entre éstas, además de presentar varios puntos de radiación, en donde se entrecruzan las barras.

Figura 8.2. Vista del fundido EX1#62, el ancho de las barras es hasta de 250 μm , y existe un espacio vacío o hueco entre cada barra, la superficie de esta muestra es rica en fayalita (Fa 14.1 mol%). La potencia, del láser, en la última fusión fue de 25.8 W. A la izquierda el fundido antes del corte y a la derecha una fotomicrografía de una sección delgada bajo luz polarizada.

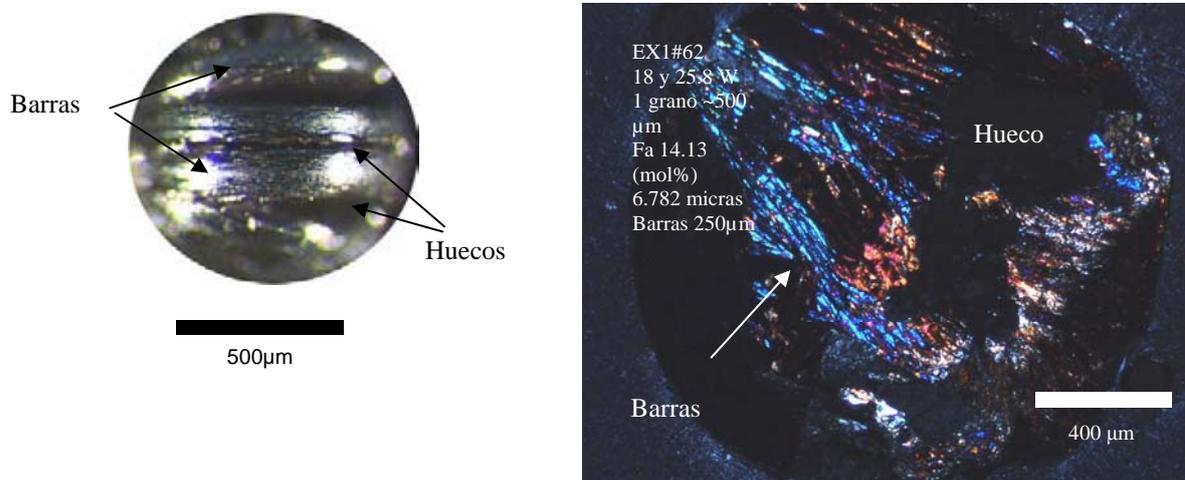


Figura 8.3. Vista del fundido EX1#6, el ancho de las barras es hasta de 115 μm , y existe un espacio vacío entre cada barra, los polvos precursores tenían tamaños menores a las 212 μm . La potencia máxima fue de 23 W. A la izquierda el fundido antes del corte y a la derecha una fotomicrografía de una sección delgada bajo luz polarizada.

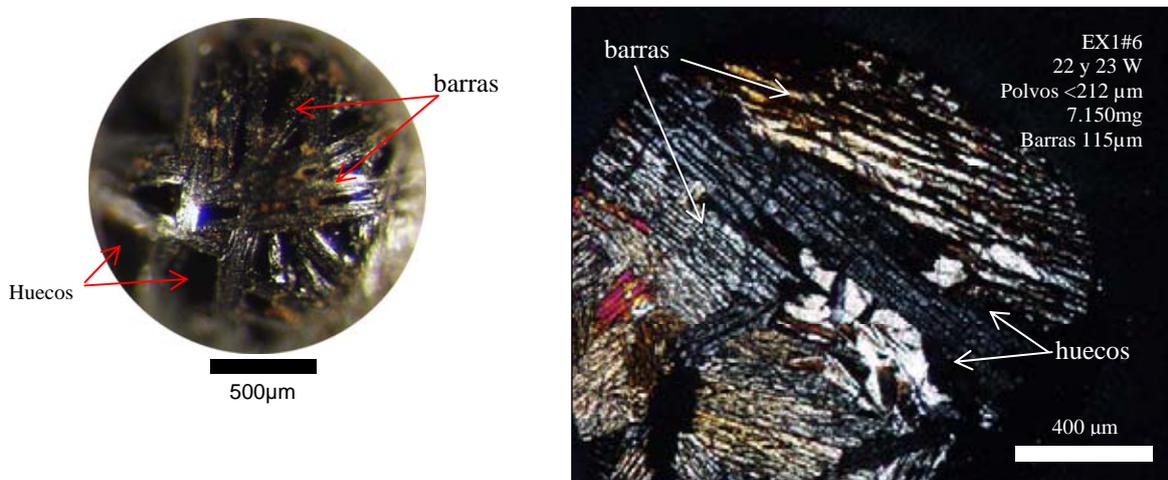


Figura 8.4. Vista del fundido EX1#65, el ancho de las barras es hasta de 100 μm , existe una textura de enrejado, en la superficie tiene un contenido de 3.05 mol% de fayalita. La potencia máxima fue de 17.82 W. A la izquierda el fundido antes del corte y a la derecha una imagen de electrones retrodispersados tomada con un microscopio electrónico de barrido (MEB) de la superficie del fundido en donde se observan los huecos y estructuras enrejadas que forman las barras.

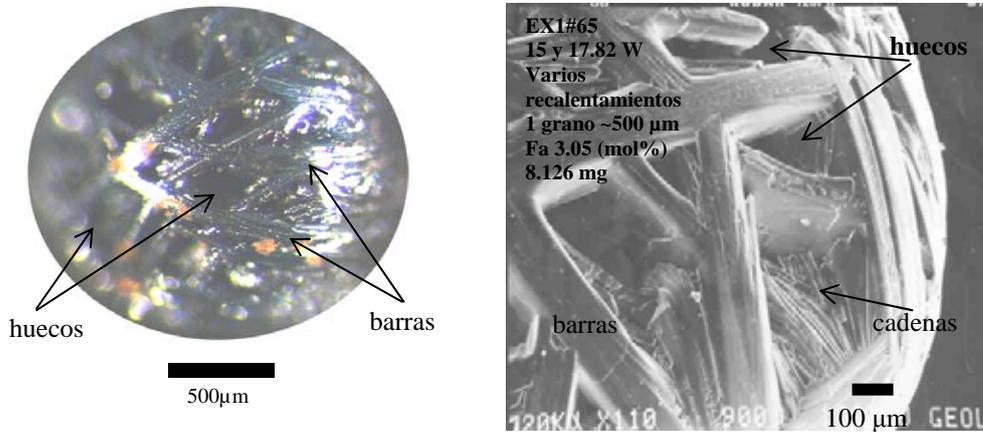


Figura 8.5. Vista del fundido EX1#61, el ancho de las barras es hasta de <50 μm , la textura es de malla, en la superficie tiene un contenido de 3.2 mol% de fayalita. La potencia máxima fue de 15.8 W. A la izquierda se observa el fundido con barras más finas las cuales se muestran en la imagen de electrones retrodispersados a la derecha, tomada con un MEB.

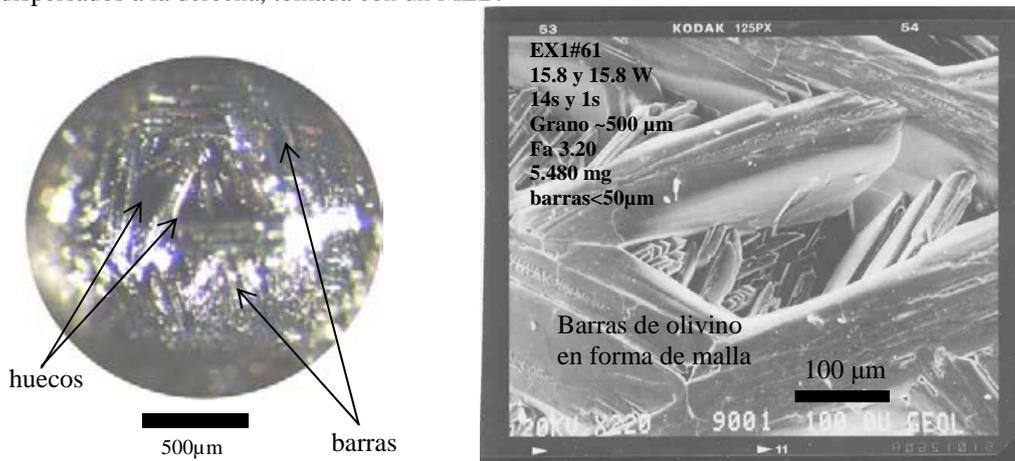


Figura 8.6. Vista del fundido EX1#67 a la izquierda, el ancho de las barras es hasta de <30 μm , la textura es de malla tal como se muestra a la derecha en la imagen de electrones retrodispersados tomada con un MEB, en la superficie tiene un contenido de 15.6 mol% de fayalita. La potencia máxima fue de 8 W.

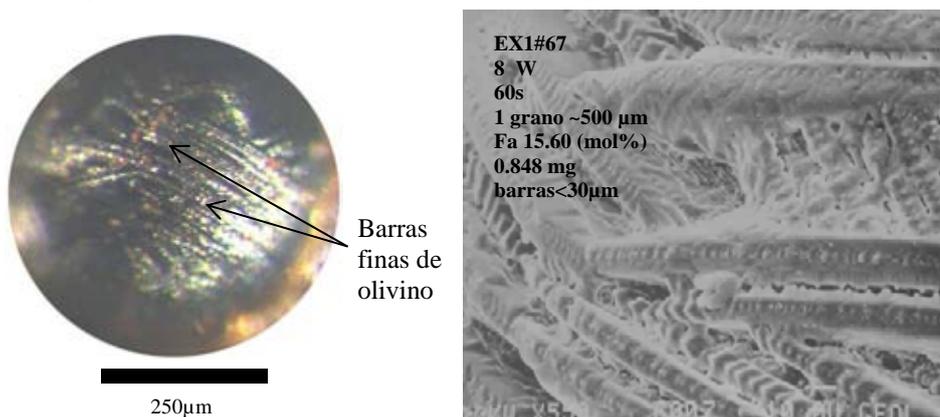


Figura 8.7. La muestra EX1#63 presenta una parte plana correspondiente a una de las caras del cristal precursor que no se fundió y una parte fundida con una textura amorfa rugosa (figura de la izquierda) en donde se observan algunas texturas dendríticas (Figura 8.8d). A la derecha se observa bajo luz polarizada la parte con birrefringencia de color rosa del cristal de olivino que no se fundió y el vidrio del fundido.

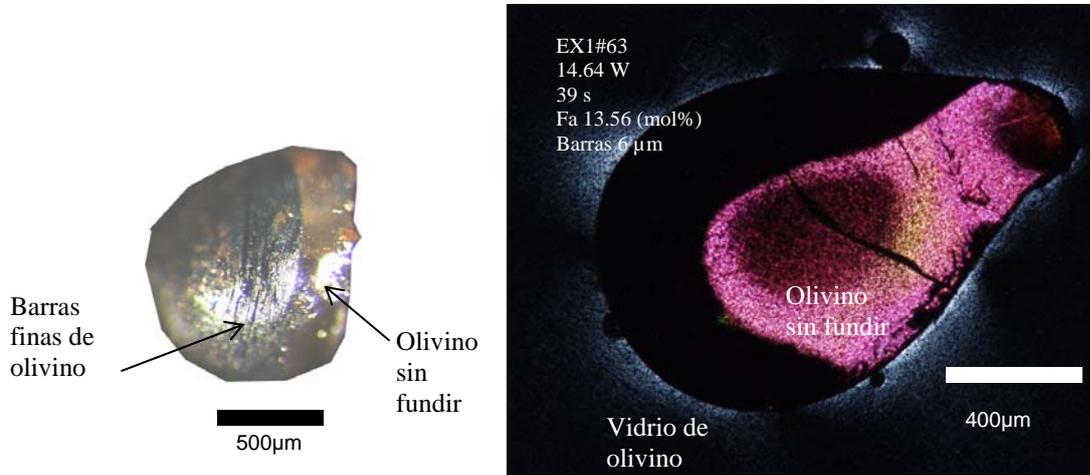


Figura 8.8. a) En el fundido EX1#60 se puede observar texturas de enrejado o mallas, b) así como de cadena, c) el fundido EX1#67 también presenta texturas de cadenas (C). d) La superficie de la muestra EX1#63 presenta textura dendrítica (D) sobre la cual crecieron pequeños cristales octaedrales de magnesioferrita eudral (MF). Imágenes de electrones retrodispersados tomadas en un MEB.

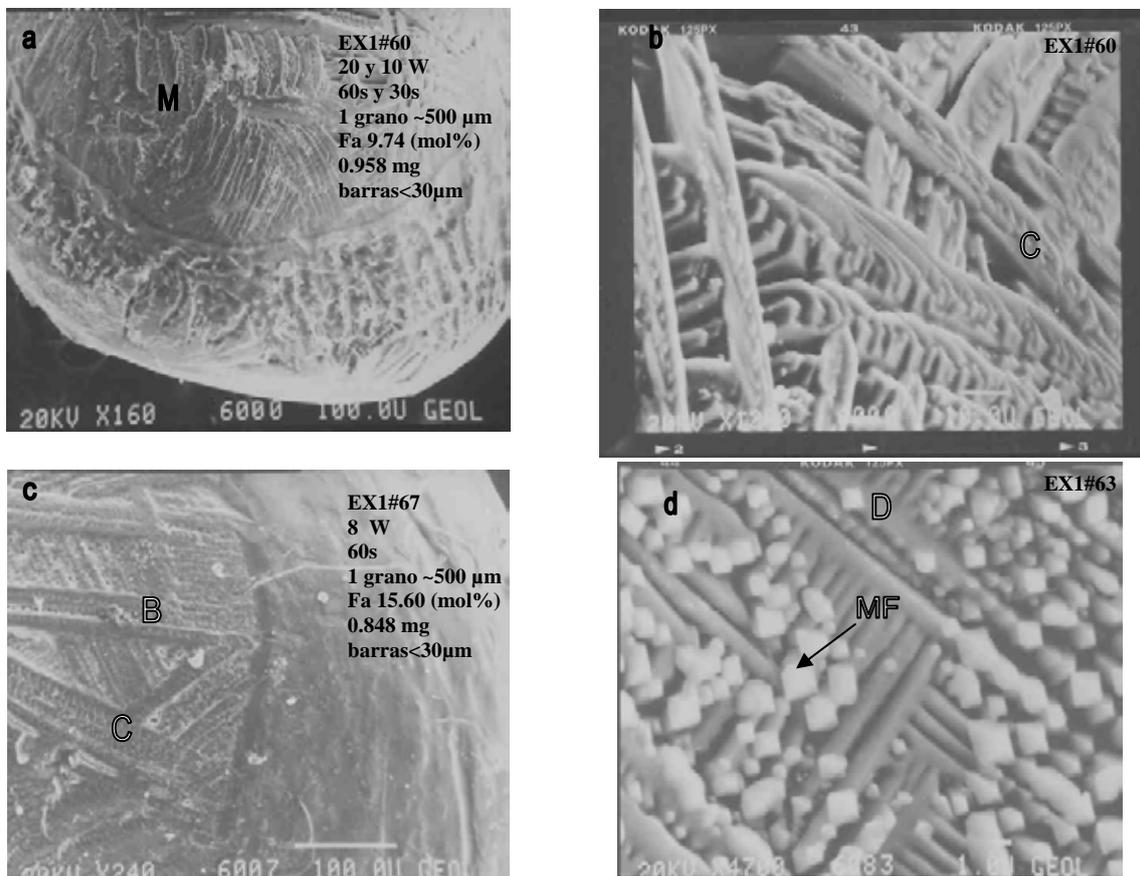
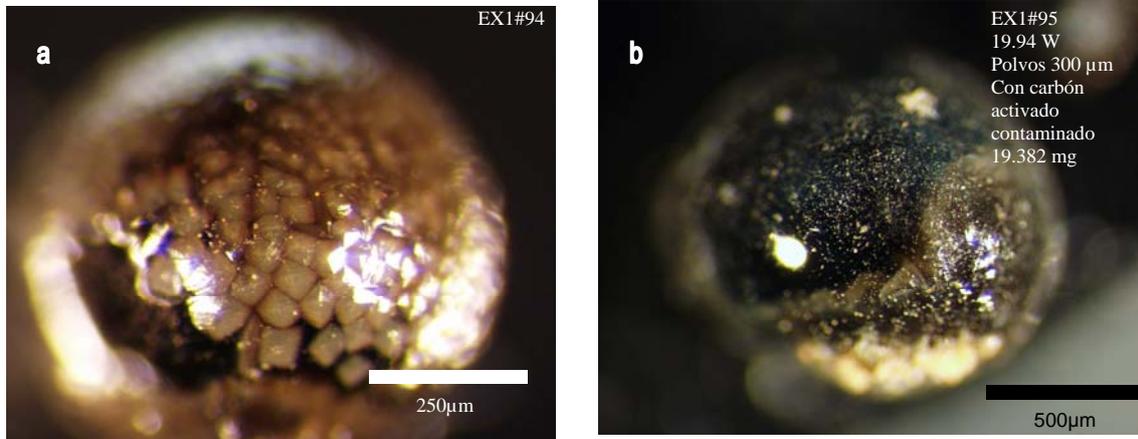


Figura 8.9. a) Fundido EX1#94 con textura porfídica en donde crecen pequeños cristales de una fase no estequiométrica similar a un piroxeno, que yacen en una matriz vítrea. b) fundido EX1#95 con brillo vítreo, la parte clara corresponde a una vacuola con CO₂ producto de la fusión del olivino con el carbón activado. Fotografías bajo un microscopio binocular.



Entre las barras de los experimentos, EX1#65 y EX1#61 se observaron cristales tabulares de olivino con caras bien desarrolladas en sus terminaciones y texturas de enrejado y cadenas en las barras (Fig. 8.4 y 8.5, respectivamente). La potencia final del haz, suministrada para fundir estas muestras, varió entre 25.8 a 15.8 W (ver Tabla 8.3).

Las barras de las muestras EX1#67, EX1#63 y EX1#60 no presentan espacios entre sí (Fig. 8.6, 8.7 y 8.8). Estas barras se encuentran formando mallas con orientaciones diferentes, cuando estas barras son observadas con aumentos mayores con el MEB, presentan texturas de cadenas (Fig. 8.8a, b y c). La muestra EX1#63 no presenta estructuras de barras pero si texturas dendríticas con cristales pequeños (1 µm) poliedrales de magnesioferrita (Fig. 8.8d). Para la fusión final de estas muestras la potencia del haz fue entre 10 y 8 W (ver Tabla 8.3).

Por otra parte, una de las muestras con carbón presenta una textura totalmente vítrea (EX1#95, Fig. 8.9a y b), esta muestra se fundió sólo una vez. La muestra EX1#94 presenta un textura porfídica con fenocristales euedrales de terminación tetragonal (Fig. 8.9a), al momento de fundir por segunda vez esta muestra se observó la formación de estos cristales, momento en el cual se apagó el láser. Para fundir estas muestras la potencia final del haz fue de 19.94 y 14 W, respectivamente (ver Tabla 8.3).

8.4 Descripción química de los fundidos

Para las muestras EX1#62, EX1#6, EX1#65 y EX1#61, las cuales presentan espacios entre las barras, los puntos de análisis generalmente fueron en las barras y placas de olivino, obteniendo un promedio de fayalita de 3.07 (mol%), solamente la muestra EX1#62 presenta un porcentaje molar mayor de fayalita de 14.13 (ver Tabla 8.4).

Las muestras que no presentan espacios entre las barras (EX1#60, EX1#67, EX1#66 y EX1#63) en promedio tienen un contenido de fayalita de 12.62 (mol%) (Ver Tabla 8.5), los análisis para estas muestras se hicieron generalmente en las partes que presentaban estructuras de cadena (Figs. 8.6 y 8.8). Sin embargo, la muestra EX1#63 solamente presenta algunas texturas dendríticas cuyo contenido de fayalita es de 6.67 (mol%), pero sobre estas dendritas se forman cristales cúbicos, probablemente de magnesioferrita (Tabla 8.6).

Finalmente, en cuanto a las muestras que contienen carbón activado (EX1#94 y EX1#95), a pesar que tienen una contaminación por aluminio, calcio, manganeso y sílice (ver Tabla 8.6) el fundido EX1#94 es el único que presenta una textura porfídica con fenocristales euedrales de composición no estequiométrica, cercana a la composición de los piroxenos.

8.5 Discusión

Existe una relación clara entre la morfología y textura de las muestras y la potencia del haz aplicada. Las muestras que fueron fundidas con una potencia de haz mayor a los 15 W, desarrollan barras con espacios pronunciados y barras más anchas, la cantidad de barras aumenta conforme disminuye la potencia del haz y el ancho de las barras también disminuye (ver Figs. 8.2-8.7 y 8.10). Esto posiblemente corresponda a la cantidad de núcleos de cristalización que sobrevive debido a la energía alta aplicada. Las muestras que presentan una morfología con barras poco desarrolladas y una mayor cantidad de texturas de enrejado y cadenas, corresponden a potencias de haz menores a 11 W. Las muestras EX1#7 y EX1#63 (Fig. 8.7) no fundieron completamente, es por eso que sólo muestran texturas dendríticas.

Según los experimentos realizados por Faure y colaboradores (2003), para formar cristales dendríticos similares a los obtenidos en esta tesis, es necesario que el material sobrepase la temperatura de liquidus de la forsterita ($T_{liq} = 1342\text{ °C}$) a 1400 °C y con tasas de enfriamiento $\sim 1890\text{ °C/h}$, estos experimentos tomaban 24 horas. Por otra

parte, el modelo de Lofgren (1996) sugiere que los condros se fundieron a temperaturas que van desde los 1200 °C a los 1750 °C durante un tiempo que va desde segundos hasta algunos minutos, y en raras ocasiones cuando la temperatura era de 1900 °C la fusión sólo tomaba algunos segundos.

El tiempo en el que los fundidos de esta tesis se formaron fue desde algunos segundos a no más de 1 minuto. Por lo que el rango de temperaturas de los experimentos realizados en la tesis se sugiere entre 1400 °C a <1900 °C.

8.6 Conclusión del capítulo

A partir de los experimentos realizados se puede numerar varios resultados:

- La cantidad de barras de olivino se encuentra inversamente ligada a la energía de irradiación, es decir a mayor energía empleada (mayor temperatura), menor número de barras de olivino en la muestra. Sin embargo, estas barras son más grandes y gruesas. Esto es debido a que existe menor número de núcleos de cristalización.
- A pesar de que las temperaturas alcanzadas durante los experimentos no se pudieron determinar, las texturas comparadas con las de la literatura, con otro tipo de experimentos, sugieren que el rango de temperatura alcanzado durante los experimentos estuvo entre 1400 y 1900 °C.
- Las texturas obtenidas en estos experimentos son similares a los condros barrados de olivino y a los radiales de olivino y piroxeno de las condritas Cosina, Nuevo Mercurio y Cuartaparte.
- La formación de condros de tipo porfídicos solo ocurrió en una muestra cuando se agregó carbón activado contaminado con arcillas, las cuales pudieron fungir como núcleos de cristalización.

Figura 8.10. En el eje de las abscisas se muestra la potencia final del haz del láser con el que fueron fundidos los olivinos. En el eje de las ordenadas una de las series muestra el ancho de las barras de olivino de los fundidos experimentales y las otras dos series indican la masa inicial y final en cada fundido, respectivamente. En la parte superior se indica el número de muestra (e.g. EX1#60)

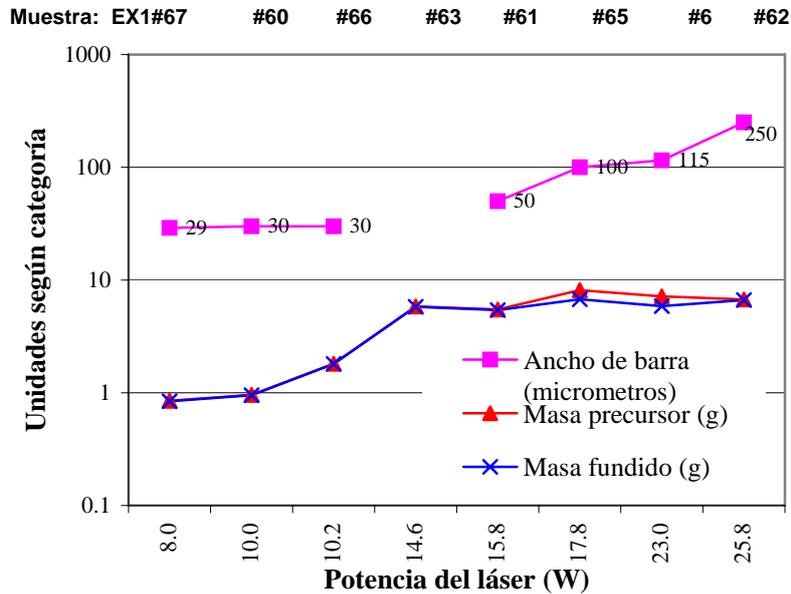


Tabla 8.4. Análisis de los fundidos de olivino que presentan espacios entre las barras. Los análisis fueron obtenidos con EDS.

Muestra	EX1#62-1	EX1#65-1	EX1#65-2	EX1#65-3	EX1#65-4	EX1#65-5	EX1#61-1
Óxido	wt. Óxido	wt. Óxido	wt. Óxido	wt. Óxido	wt. Óxido	wt. Óxido	wt. Óxido
SiO ₂	38.36	45.14	45.51	44.79	44.84	44.21	45
TiO ₂	0	0	0	0	0	0.11	0.05
Al ₂ O ₃	0.08	0	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0.08	0.09	0	0	0.15	0.13	0
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0
FeO	12.89	2.97	2.03	2.24	2.46	4.74	3.05
MnO	0	0.1	0	0	0	0.04	0.11
MgO	43.92	51.39	52.17	51.94	52.31	50.22	51.78
CaO	0.1	0	0.02	0	0	0	0
NiO	3.26	0.08	0.11	0.36	0	0.14	0.02
K ₂ O	0	0	0.01	0	0	0	0
SO ₃	0.72	0.23	0.15	0.18	0	0.05	0
Na ₂ O	0.58	0	0	0.5	0.24	0.35	0
Total	99.99	100	100	100.01	100	99.99	100.01
Número de iones en base 4 oxígenos							
Si	0.984	1.064	1.067	1.059	1.056	1.054	1.059
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
Al	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.002	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000
Fe ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.276	0.059	0.040	0.044	0.048	0.095	0.060
Mn	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002
Mg	1.680	1.807	1.824	1.831	1.836	1.786	1.817
Ca	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	2.947	2.933	2.931	2.934	2.943	2.940	2.939
Porcentajes atómicos							
Mg(Fo%)	85.87	96.86	97.86	97.64	97.43	94.97	96.80
Fe (Fa%)	14.13	3.14	2.14	2.36	2.57	5.03	3.20

Tabla 8.5. Análisis EDS de los fundidos de olivino que presentan texturas de cadenas.

Muestra	EX1#60-1	EX1#60-2	EX1#60-3	EX1#67-1	EX1#67-2	EX1#67-3	EX1#67-4	EX1#67-5	EX1#66-1	EX1#63-1	EX1#63-2
Óxido	Peso %	Peso %	Peso %	Peso %	Peso %	Peso %	Peso %	Peso %	Peso %	Peso %	Peso %
SiO ₂	45.04	44.45	47.38	36.9	40.22	43.35	39.55	45.94	44.1	44.19	39.29
TiO ₂	0.11	0	0	0.03	0.06	0	0.13	0.05	0.08	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.14
Cr ₂ O ₃	0	0.05	0	0.03	0.06	0	0	0.14	0	0.05	0
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	7.59	6.48	11.54	21.37	17.83	8.9	16.64	6.18	4.14	6.23	18.13
MnO	0.4	0	0.15	0.23	0.1	0.15	0.08	0	0	0.1	0.02
MgO	46.32	48.53	40.29	38.22	40.43	47.22	42.83	47.02	50.24	48.86	39.56
CaO	0.27	0	0.29	0.18	0.08	0.02	0.16	0.06	0.12	0.06	0.04
NiO	0	0.05	0	0.55	0.09	0.21	0	0.15	0.11	0.36	1.73
K ₂ O	0.01	0.08	0	0.04	0.06	0	0.06	0	0.05	0.01	0
SO ₃	0.08	0.2	0.02	0.78	0.02	0.03	0.13	0	0.32	0.07	0.52
Na ₂ O	0.18	0.17	0.32	1.67	1.04	0.12	0.42	0.45	0.84	0.07	0.57
Total	100	100.01	99.99	100	99.99	100	100	99.99	100	100	100
Número de iones en base 4 oxígenos											
Si	1.084	1.066	1.149	0.987	1.031	1.052	1.006	1.097	1.057	1.059	1.018
Ti	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
Cr	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000
Fe ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.153	0.130	0.234	0.478	0.382	0.181	0.354	0.123	0.083	0.125	0.393
Mn	0.008	0.000	0.003	0.005	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000
Mg	1.661	1.735	1.457	1.524	1.545	1.708	1.624	1.673	1.795	1.745	1.528
Ca	0.007	0.000	0.008	0.005	0.002	0.001	0.004	0.002	0.003	0.002	0.001
Ni	2.915	2.932	2.851	3.000	2.965	2.944	2.992	2.898	2.940	2.934	2.944
Porcentajes atómicos											
Mg (Fo%)	91.58	93.03	86.16	76.13	80.17	90.44	82.11	93.13	95.58	93.33	79.55
Fe (Fa%)	8.42	6.97	13.84	23.87	19.83	9.56	17.89	6.87	4.42	6.67	20.45

Tabla 8. 6. Análisis EDS de los cristales cúbicos de la muestra EX1#63 y de los fenocristales de los fundidos con carbón activado.

Muestra	EX1#63-5	EX1#63-5	EX1#94-1	EX1#94-2
	Magnesioferrita ?	Magnesioferrita ?	Piroxeno no estequiométrico	Piroxeno no estequiométrico
óxido	Peso %	Peso %	Peso %	Peso %
SiO ₂		4.61	18	55.14
TiO ₂		0.01	0	0.24
Al ₂ O ₃		0.46	0.42	11.4
Cr ₂ O ₃		0	0.26	0
Fe ₂ O ₃		0	0	0
FeO		76.16	50.19	8.58
MnO		0.55	1.34	0.23
MgO		16.63	26.71	20.42
CaO		0.59	0	2.66
NiO		0.05	0.75	0
K ₂ O		0.14	0.21	0.49
SO ₃		0	0.07	0.23
Na ₂ O		0.79	2.05	0.61
Total		99.99	100	100

9 DISCUSIONES, CONCLUSIONES GENERALES Y RECOMENDACIONES

9.1 Interpretación de los histogramas de frecuencia del tamaño de diámetro de los condros

El rango promedio de diámetro de los condros en las condritas ordinarias H oscila entre 330-470 μm (Rubin, 2005, Scott, et al, 1996, Sears, 1997). En el caso de la meteorita Cosina el diámetro mediano es de 393 μm , en la meteorita Nuevo Mercurio de 460 μm y en Cuartaparte de 434 μm . La desviación estándar derivada de los histogramas de frecuencia para cada muestra tiene valores entre 0-1 ϕ (Tablas 9.1, 5.1, 6.1 y 7.1), lo cual según Folk y Ward (1957) e Inman (1952), implica que el tamaño de los condros se encuentran bien clasificados.

Los histogramas de frecuencia de todas las clases de condros, en las tres meteoritas es unimodal. La moda de los condros porfídicos se encuentra en las clases 1 ϕ para Nuevo Mercurio y Cuartaparte y de 1.5 ϕ para Cosina. Los condros BO de las tres meteoritas tienen moda en 1.5 ϕ , los RP en 0 ϕ y los criptocristalinos en 1.5 ϕ .

La Figura 9.1 muestra la desviación estándar (σ_1) contra el grado de asimetría gráfica inclusiva (S_{K1}), este gráfico es utilizado para discriminar entre poblaciones de partículas de diferentes depósitos sedimentarios (Stephenson, 1970) como lo son arenas de mar, arenas de depósitos eólicos, etcétera. Al graficar los datos de los condros de las meteoritas estudiadas en esta tesis y las condritas Hommon Downs (H4), Kelly (LL4) y Bjurböle (L4/LL4) (Kuebler y McSween, 1999) estas tienden a caer en el campo de las arenas de playa, con excepción de Bjurböle que es una brecha con dos poblaciones de condros de tamaños distintos. Los condros son sistemas esféricos, algunos autores explicaban su formación a partir de condensados (Cameron y Fegley, 1982), pero existe un consenso de que fueron formados por fusión a partir de agregados de partículas. Si las gotas en la niebla son esferas formadas a partir de condensación de vapor de agua, mientras que las estrellas, los planetas y sus satélites son sistemas esféricos formados a partir de acreción de material, entonces la distribución de sus parámetros podrían dar un indicio que ayude a reconocer la forma en la que se distribuyó el tamaño de los condros. Las nieblas presentan una buena selección de tamaños de las partículas con una marcada asimetría hacia las partículas gruesas, mientras que los astros también tienen una asimetría hacia las partículas gruesas y una selección de tamaños muy mala. Una interpretación es que además de la fusión de los condros, estos debieron de seleccionar

sus tamaños por medio de la acción constante del paso de un fluido. En la Tierra los procesos terrestres que seleccionan los sedimentos implican el paso continuo de un fluido que arrastra los granos de acuerdo a la relación tamaño y peso, como es el caso de las arenas de playa. En el caso de los sedimentos terrestres el significado que tiene el sesgo está relacionado con la energía y las condiciones del ambiente, por lo que el sesgo positivo caracteriza a los sedimentos de áreas de depositación, mientras que el sesgo negativo se relaciona con sedimentos que resultan de áreas de erosión (Stephenson, 1970).

Los condros más abundantes en ambas meteoritas son los condros porfídicos ~58 %, mientras que los no porfídicos representan el ~42 %, similares a los valores encontrados por Gooding y Keil (1981).

Aún utilizando diferentes criterios de clasificación dentro de un mismo tipo textural, la tendencia a mostrar una sola moda prevalece. Existen tres escenarios posibles que pueden explicar esta tendencia:

1. El material precursor de los condros se encontraba previamente seleccionado antes de los procesos de fusión que formaron los condros.
2. El mecanismo formador de condros seleccionó y fundió el material al mismo tiempo.
3. Después de la formación de condros hubo mecanismos que clasificaron el tamaño del material.

Quizá no exista una evidencia directa que comprueben o rechace cada una de estas hipótesis, pero si los mecanismos formadores de condros más probables fueran los mencionados en el capítulo 3 (choques de onda nebulares, rayos y erupciones magnéticas), estos mecanismos pudieron ser capaces de fundir y seleccionar el tamaño de los condros al mismo tiempo, pero ¿que tan elevada debió ser la temperatura de estos mecanismos? Los condros barrados de olivino, por lo menos necesitan una temperatura mayor a ~1500 °C para fundirse completamente y eliminar la mayor parte de los núcleos de cristalización, pero la presencia de condros porfídicos indica que estos núcleos de cristalización permanecieron, por lo que la temperatura prevaleciente no pudo ser más elevada. En el caso de los rayos terrestres la temperatura alcanzada es de alrededor de 10,000 °C, convirtiendo cualquier sólido a plasma, por lo cual podríamos esperar materiales más diferenciados abundantes y con firmas isotópicas correspondientes a las del Sistema Solar, por ejemplo Anders y Zinner (1993) describen la presencia de siliciuros en las condritas, sin embargo ellos los interpretan como granos pre-solares.

Tabla 9.1 Comparación de los principales resultados de los condros en las diferentes meteoritas estudiadas. En la primera columna se muestra el nombre y tipo de la meteorita y número de condros estudiado. Las columnas de clasificación y sesgo se refieren a la distribución de tamaño de los condros. Las columnas de porosidad y excentricidad de los condros están ligadas al grado de impacto. Las columnas de homogeneidad de los silicatos, tipo de polimorfo del piroxeno pobre en calcio, presencia de feldespato secundario y temperatura, están ligadas al grado de metamorfismo termal.

Condrita (número de condros)	Clasificación diámetro de condro ^a σ_1	Sesgo ^a Sk_1	Excentricidad Condros ^b (a/b)	^c Porosidad	^d Evidencias de impacto	^e Homogeneidad en el piroxeno $\%d_r$	^f Polimorfo de piroxeno pobre en Ca	^g Otras evidencias	^h Temperatura QUILF
Nuevo Mercurio H5 (166)	0.67 ϕ	-0.13	0.89 \pm 0.09	23 área%	S1 1% olivinos con extinción ondulante	1.24 %	<20% cEn	Feldespato presente	1280-915 °C Formación 817-933 °C Metamorfismo
Cosina H5 (100)	0.79 ϕ	-0.03	0.92 \pm 0.08	33 área%	S1 1% olivinos con extinción ondulante	1.48 %	<20% cEn	Feldespato presente	1274-1021 °C Formación
Cuartaparte H5 (98)	0.63 ϕ	-0.03	0.86 \pm 0.13	1 área%	S4 Ol en mosaico y extinción ondulante, fracturas, bolsas y venas de fusión		\geq 20% cEn	Feldespato presente	

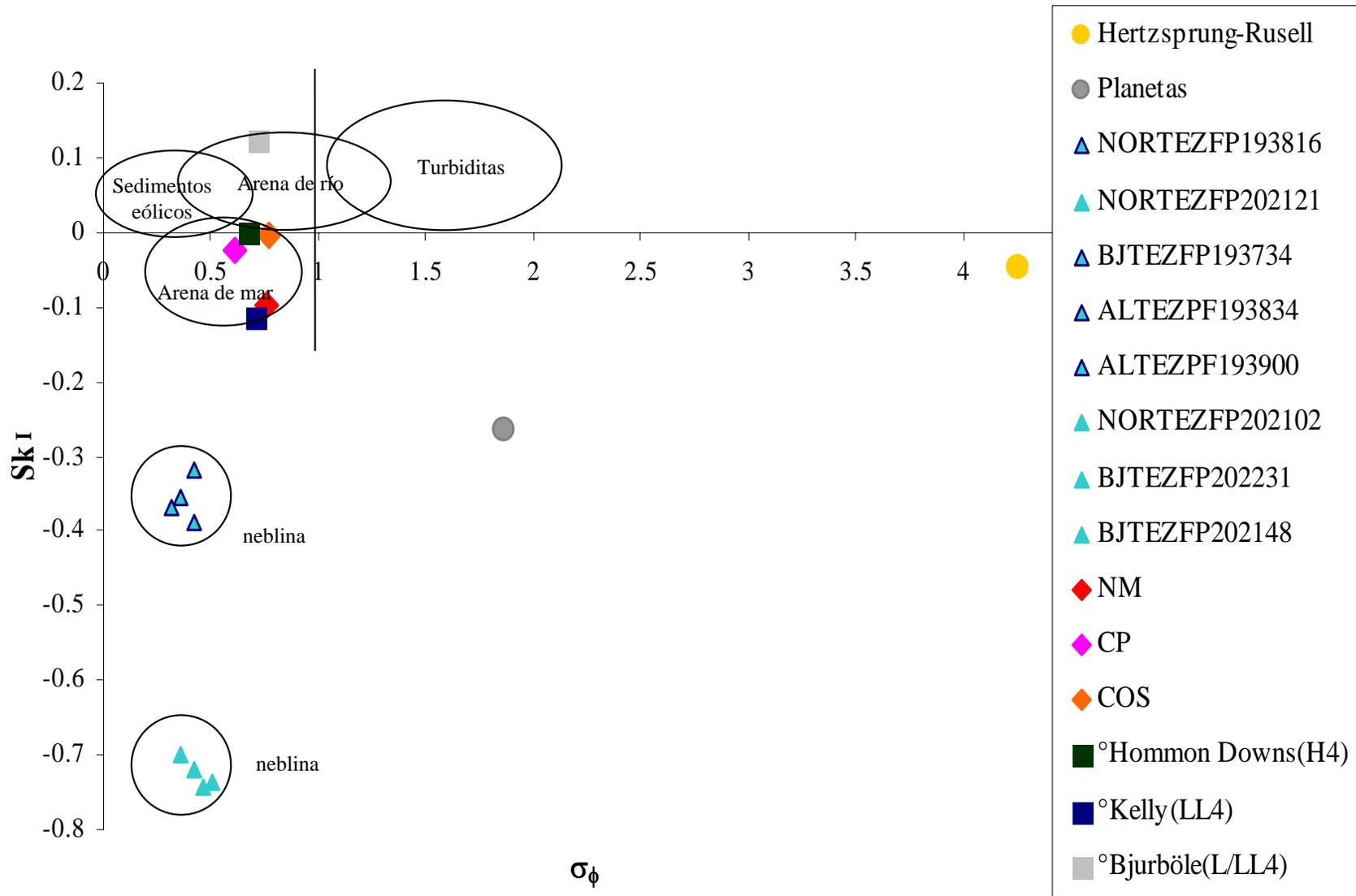
^aParámetros según Folk y Ward (1957) $\sigma_1 = (\phi_{84} - \phi_{16} / 4) + (\phi_{95} - \phi_5 / 6.6)$ y $Sk_1 = [(\phi_{16} + \phi_{84} - 2 * \phi_{50}) / 2 * (\phi_{84} - \phi_{16})] + [(\phi_5 + \phi_{95} - 2 * \phi_{50}) / 2 * (\phi_{95} - \phi_5)]$. Valores para $\sigma_1 = 0.5-0.71$ se interpretan como moderadamente bien clasificado.; el sesgo menor que 0.1 indica que la curva es casi simétrica. ^bDiámetro mayor del condro entre el diámetro perpendicular al primero. ^cPorosidad calculada con el programa Image-Pro a partir de imágenes de electrones retrodispersados. ^dEvidencias de impacto según criterios de Stöffler et al. (1991). ^eHomogeneidad a partir de la desviación promedio porcentual de los análisis químicos en enstatita. ^fPolimorfo de la enstatita obtenido por espectroscopía Raman y microscopía óptica. ^gPresencia de feldespato detectada por difracción de rayos X y microscopía óptica. ^hTemperaturas mínimas de cristalización calculadas con el programa QUILF (Lindsley, 1983).

Por otra parte, existen modelos que relacionan la formación de los choques de onda nebulares con las erupciones magnéticas, lo cual indica que este mecanismo es el más viable para explicar la formación de condros, pero si no fue el causante de la formación de condros, sí pudo ser el causante la selección de tamaños de los condros.

La selección de tamaños de condros por el mecanismo de ondas de choque pudo suceder de la siguiente forma (Miura y Nakamoto, 2004): el tamaño máximo (<6 cm) de los condros estaría determinado por el balance entre la fuerza de arrastre del gas ambiental y la superficie de tensión de las partículas fundidas, por otra parte, el material precursor de condros por debajo de $5 \mu\text{m}$ pudo evaporarse en el gas caliente posterior al choque, por lo que los condros pequeños son mayores a ese tamaño. Aunque los resultados de los modelos de formación de condros por ondas de choque reproducen la selección de tamaños de condros, los resultados arrojan una cantidad relativamente alta en condros pequeños (Miura y Nakamoto, 2004), para eliminar el exceso de partículas finas y reproducir un rango de tamaños de condro similar al de las condritas ordinarias tipo L, Miura y Nakamoto limitaron el tamaño de las partículas precursoras.

La preselección de tamaños del material precursor de los condros, e incluso de las condritas, en la nebulosa solar pudo ser causada por los mecanismos de acreción de los sólidos hacia el plano medio del disco protoestelar. Algunos modelos (por ejemplo Takeuchi y Lin, 2002) indican que a una distancia radial de 10 unidades astronómicas (UA) del protosol y a altitudes intermedias (~ 1 UA) con respecto al plano medio del disco protoplanetario, sólo las partículas mayores a 1 mm se mueven hacia adentro, mientras que las partículas menores a $100 \mu\text{m}$ son removidas hacia afuera de esta zona. Este comportamiento es debido a la magnitud del movimiento radial de las partículas el cual depende de su distancia heliocéntrica; a grandes distancias las partículas migran a velocidades mayores que las del gas que también se acreciona, pero esa velocidad disminuye en las regiones interiores del disco. La tasa de frenado es función del tamaño de la partícula, mientras más grande es la partícula conserva mejor la velocidad alta hasta que está muy próxima a la estrella, las partículas de $10 \mu\text{m}$ tienen velocidades menores que el gas nebuloso de cualquier disco, al no vencer la velocidad del gas estas partículas son removidas o simplemente no llegan hacia el plano medio del disco. Esta migración diferencial es lo que causa el fraccionamiento del tamaño de las partículas precursoras.

Figura 9.1 La gráfica presenta la desviación estándar (σ_ϕ) contra el sesgo (Sk_I) para diferentes sistemas esféricos naturales. Las elipses pertenecen a campos típicos para sedimentos (Bjorlykke, 1989). Los círculos se refieren a datos de tamaños de planetas y estrellas. Los triángulos se refieren a parámetros obtenidos de datos de nieblas (García y Montero, comunicación personal). Los cuadrados representan los condros de las meteoritas Bjurböle, Hommon Downs y Kelly (Kuebler y McSween, 1999). Los rombos representan los condros de las meteoritas estudiadas en este trabajo.



9.9 Porosidad y excentricidad de los condros

En otro aspecto, la Tabla 9.1 muestra que la porosidad de la condrita Cosina es de 33% y la excentricidad de los condros es de 0.92 ± 0.08 , en la meteorita Nuevo Mercurio la porosidad es de 23 % y la esfericidad de los condros es de 0.89 ± 0.09 , mientras que Cuartaparte tiene una porosidad de 1 % y una excentricidad en sus condros de 0.86 ± 0.13 , es decir son más elípticos en sección delgada. En el caso de Nuevo Mercurio y Cosina, el grado de metamorfismo por impacto es nulo, mientras que la meteorita Cuartaparte presenta impacto de grado S4, es decir moderado. Esto sugiere que la porosidad está ligada al grado de impacto en las muestras, lo que es apoyado por la deformación mecánica en los condros al presentar una excentricidad mayor y las evidencias de impacto en los olivinos de las meteoritas.

9.9 Validación estadística de los datos de temperatura

El termómetro de Lindsley (1983) está basado en la partición de Ca-Fe-Mg entre un par de piroxenos coexistentes. Como los cristales de enstatita en este tipo de condritas ordinarias cristalizan antes que la augita o pigeonita, se obtienen sólo los valores mínimos de las temperaturas de cristalización (por ejemplo Lindsley y Andersen, 1983; Folco y Mellini, 2000; Ferraris et al., 2002). Lindsley (1983) en su modelo enfatiza que la temperatura mínima puede ser estimada de una sola fase de piroxeno suponiendo la coexistencia de la pareja. Lindsley (1983) calculó que el error esperado para el modelo de temperatura a partir de dos piroxenos es de ± 50 °C, el cual incluye el error intrínseco del termómetro y el error analítico de las mediciones (por ejemplo Folco y Mellini, 2000; Ferraris et al., 2002).

En el caso de las mediciones en microsonda electrónica para la meteorita Nuevo Mercurio sólo se tomaron en cuenta aquellos análisis cuyo total estaba dentro de ± 1.5 % del 100% y cuya suma de cationes estuviera dentro de ± 0.05 del valor estequiométrico. En la Tabla 9.2 se muestra un ejemplo de los promedios más pequeños y más grandes de los análisis que se utilizaron para este trabajo. Los análisis se obtuvieron de 44 áreas diferentes de los cinco condros (ver Apéndice I para detalle de cada análisis). Solamente en cuatro de estas áreas se obtuvo un análisis puntual, ya que los análisis representativos de las otras se obtienen del promedio de 2 o hasta 10 puntos analizados con una desviación estándar $\ll 1$, para garantizar la homogeneidad del mineral. Las Tablas 9.3 y 9.4 muestran el promedio de un área de enstatita y de

clinopiroxeno, respectivamente. En estos casos en particular la desviación estándar más grande fue de 0.358 para el CaO de la enstatita y de 0.218 para el SiO₂ del clinopiroxeno.

Por otra parte y para garantizar la validez de los datos, se obtuvo la temperatura mínima para cada uno de los análisis con la finalidad de estimar el error para el promedio de las temperaturas en cada área. En la Figura 9.2 se muestran las barras de error para las temperaturas obtenidas en las enstatitas de Nuevo Mercurio. Con excepción del condro NM#2, todos los núcleos de cristales de enstatita en los condros ricos en piroxeno estudiados presentan una temperatura de ~1280 °C y la desviación estándar para cada uno de estos datos es menor que ± 3.6 °C. El rango de temperaturas más bajas es de 915-980 °C con desviaciones estándar desde ± 66.7 °C a ± 6.6 °C.

Tabla 9.2. Promedios de los análisis de áreas tanto para piroxenos pobres como ricos en Ca de la meteorita Nuevo Mercurio.

Promedio [número de análisis] (desviación estándar)	NM#148- En -a [8]	NM#21- En -b [2]	NM#21- En -a [4]	NM#14- En -2 [1]
SiO ₂ (wt%)	56.35 (0.88)	57.14 (0.11)	54.41 (0.34)	54.15
TiO ₂ (wt%)	0.01 (0.01)	0.01 (0.01)	0.01 (0.01)	0
Al ₂ O ₃ (wt%)	0.20 (0.03)	0.15 (0.01)	0.42 (0.03)	0.31
FeO (wt%)	11.28 (0.26)	10.92 (0.05)	4.03 (1.14)	3.78
MgO (wt%)	30.72 (0.44)	29.91 (0.17)	16.512 (0.09)	17.78
MnO (wt%)	0.48 (0.02)	0.50 (0.06)	0.22 (0.04)	0.20
CaO (wt%)	0.75 (0.13)	1.26 (0.13)	22.98 (0.10)	23.06
Na ₂ O (wt%)	0.001 (0.001)	0.002 (0.001)	0.49 (0.01)	0.57
K ₂ O (wt%)		0.000	0	0
Cr ₂ O ₃ (wt%)	0.13 (0.01)	0.17 (0.004)	0.86 (0.03)	1.08
NiO (wt%)	0.003 (0.01)	0.01 (0.01)	0.02 (0.03)	0
TOTAL (wt%)	99.92 (0.70)	100.06 (0.08)	99.96 (0.73)	100.93
Cationes base 6 oxígenos:				
Si	1.99	2.02	1.99	1.97
Ti	0.0	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.01	0.02	0.01
Fe	0.33	0.32	0.11	0.11
Mg	1.62	1.58	0.90	0.96
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.03	0.05	0.90	0.90
Na	0.00	0.0	0.03	0.04
K		0.000	0.00	0.00
Cr	0.01	0.005	0.02	0.03
Fe		0.000	0.01	0.09
Suma de cationes	4.00	4.00	4.00	4.03
X	1.97	1.92	1.06	1.11
Y	0.03	0.05	0.94	0.94
X+Y	2.00	1.97	1.99	2.052
Z	2.00	2.03	2.01	1.980
#Mg (mol%)	82.9	83.0	88.0	89.3
En %	81.7	81.0	46.8	48.7
Fs %	16.8	16.6	6.4	5.8
Wo %	1.4	2.4	46.8	45.4

Tabla 9.3. Ejemplo del promedio de los análisis químicos de microsonda en el área de un cristal de enstatita. Nótese que las desviaciones estándar para cada elemento son <<1%.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	Total	X+Y	Z
NM#21-En-1	57.338	0.015	0.090	11.309	30.882	0.406	0.945	0.001	0.114	0.00	101.100	1.988	2.006
NM#21- En -2	57.337	0.004	0.117	11.362	30.767	0.499	0.969	0.001	0.158	0.00	101.214	1.988	2.006
NM#21- En -3	57.404	0.006	0.110	11.253	30.640	0.435	1.184	0.001	0.138	0.00	101.171	1.984	2.008
NM#21- En -4	57.185	0.000	0.112	11.058	30.539	0.494	1.369	0.000	0.140	0.00	100.897	1.987	2.007
NM#21- En -5	57.328	0.000	0.124	11.025	30.298	0.505	1.852	0.001	0.177	0.00	101.310	1.992	2.007
NM#21- En -6	57.590	0.000	0.076	11.312	30.752	0.517	0.940	0.001	0.122	0.026	101.336	1.981	2.010
NM#21- En -a	57.364	0.004	0.105	11.220	30.646	0.476	1.210	0.001	0.142	0.004	101.171		
Des. Est.(d.e.)	0.132	0.006	0.018	0.143	0.207	0.045	0.358	0.000	0.023	0.011	0.160		
Cationes	1.998	0.000	0.010	0.329	1.600	0.014	0.045	0.000	0.004		4.000	1.992	2.008

Tabla 9.4. Ejemplo del promedio de los análisis químicos de microsonda en un área de un grano de augita. Nótese que las desviaciones estándar para cada elemento son <<1%.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	Total	X+Y	Z
NM#14-cpx-11	55.154	0.000	0.459	3.915	16.854	0.236	23.246	0.441	0.824	0.026	101.155	1.988	2.013
NM#14-cpx-13	54.845	0.004	0.365	3.857	16.928	0.201	23.456	0.442	0.842	0.000	100.940	2.004	2.004
NMI#14-cpx-a	55.000	0.002	0.412	3.886	16.891	0.219	23.351	0.442	0.833	0.013	101.048		
Des. Est.(d.e.)	0.218	0.003	0.066	0.041	0.052	0.025	0.148	0.001	0.013	0.018	0.152		
Cationes	1.989	0.000	0.018	0.105	0.910	0.007	0.905	0.031	0.024		4.000	1.994	2.006

9.9 Comparación de la homogeneidad de la composición de las enstatitas entre la meteorita Cosina y Nuevo Mercurio

Con el fin de comparar el equilibrio mineral en la condrita Cosina con respecto de la condrita Nuevo Mercurio, se promediaron todos los análisis obtenidos con la microsonda de las enstatitas en cada muestra. La Tabla 9.5 presenta el promedio y la desviación absoluta porcentual (también llamado desviación promedio porcentual) de los análisis químicos de enstatitas en cada meteorita; en Cosina el valor de la desviación promedio porcentual para cada elemento es mayor que el valor correspondiente en Nuevo Mercurio. Van Schmus y Wood (1967) observaron que para condritas con tipo petrológico 5 el valor de la desviación promedio porcentual del FeO es menor que el 5%, en el caso de estas meteoritas el valor de la desviación promedio porcentual del FeO es de 1.48 y 1.24 para Cosina y Nuevo Mercurio, respectivamente. Esto indica que la meteorita Nuevo Mercurio es ligeramente más equilibrada que la meteorita Cosina.

Figura 9.2. En esta gráfica se muestra la temperatura mínima de cristalización para los piroxenos pobres en Ca en el eje de las ordenadas y en el eje de las abscisas se encuentran cada una de las áreas de donde se obtuvo el promedio de las temperaturas mínimas de cristalización, estos promedios se encuentran acompañados por las desviaciones estándar en forma de barras. En general los símbolos de rombos, cuadros y triángulos corresponden a los bordes de los cristales de enstatita o bien zonas vecinas a piroxenos ricos en Ca, mientras que las cruces, estrellas y guiones corresponden a las regiones de núcleos de enstatita.

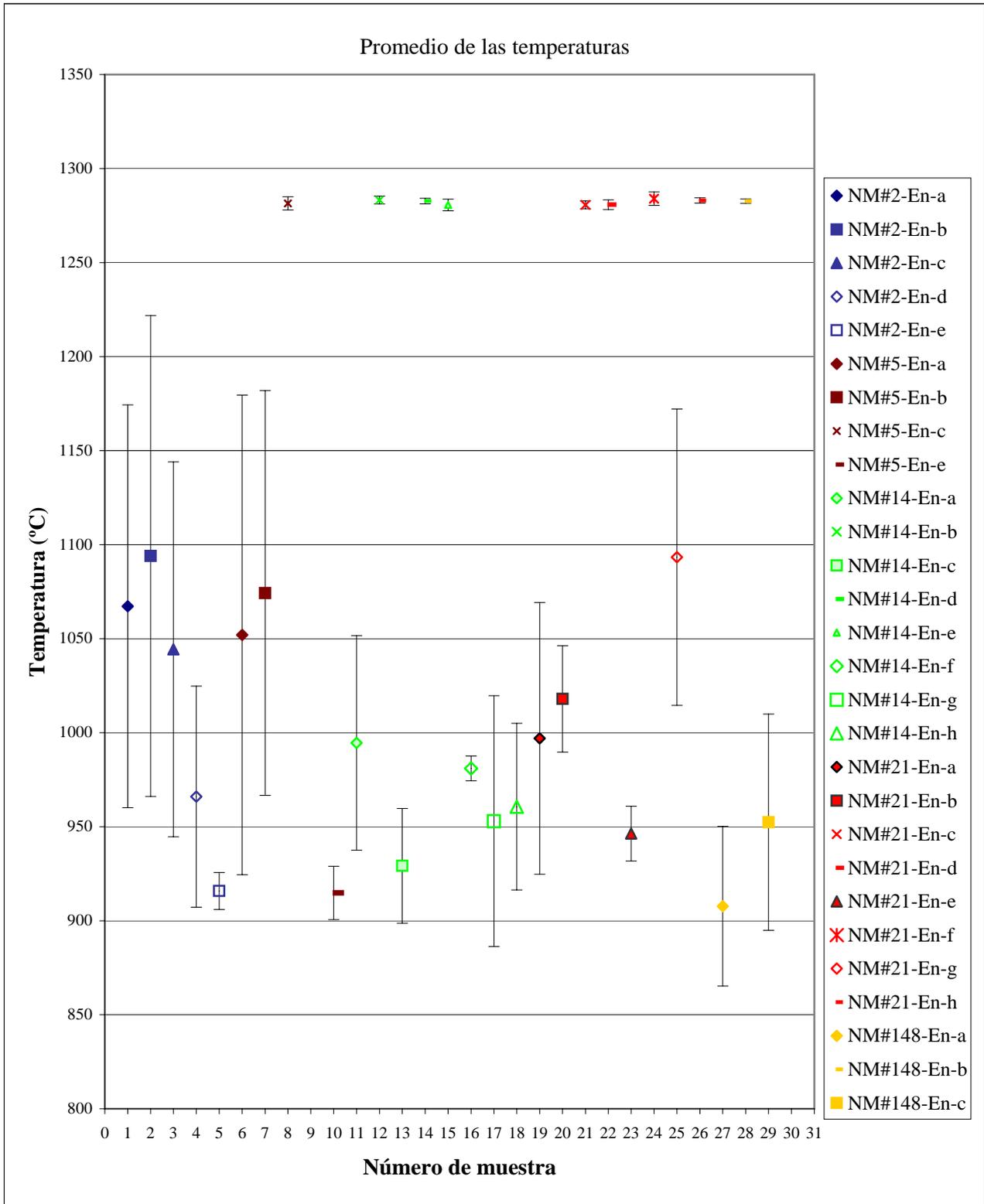


Figura 9.3. Gráfica que muestra la temperatura mínima de cristalización para los piroxenos ricos en Ca en el eje de las ordenadas y en el eje de las abscisas se numeran cada una de las áreas de donde se obtuvo el promedio de las temperaturas mínimas de cristalización (ver leyenda).

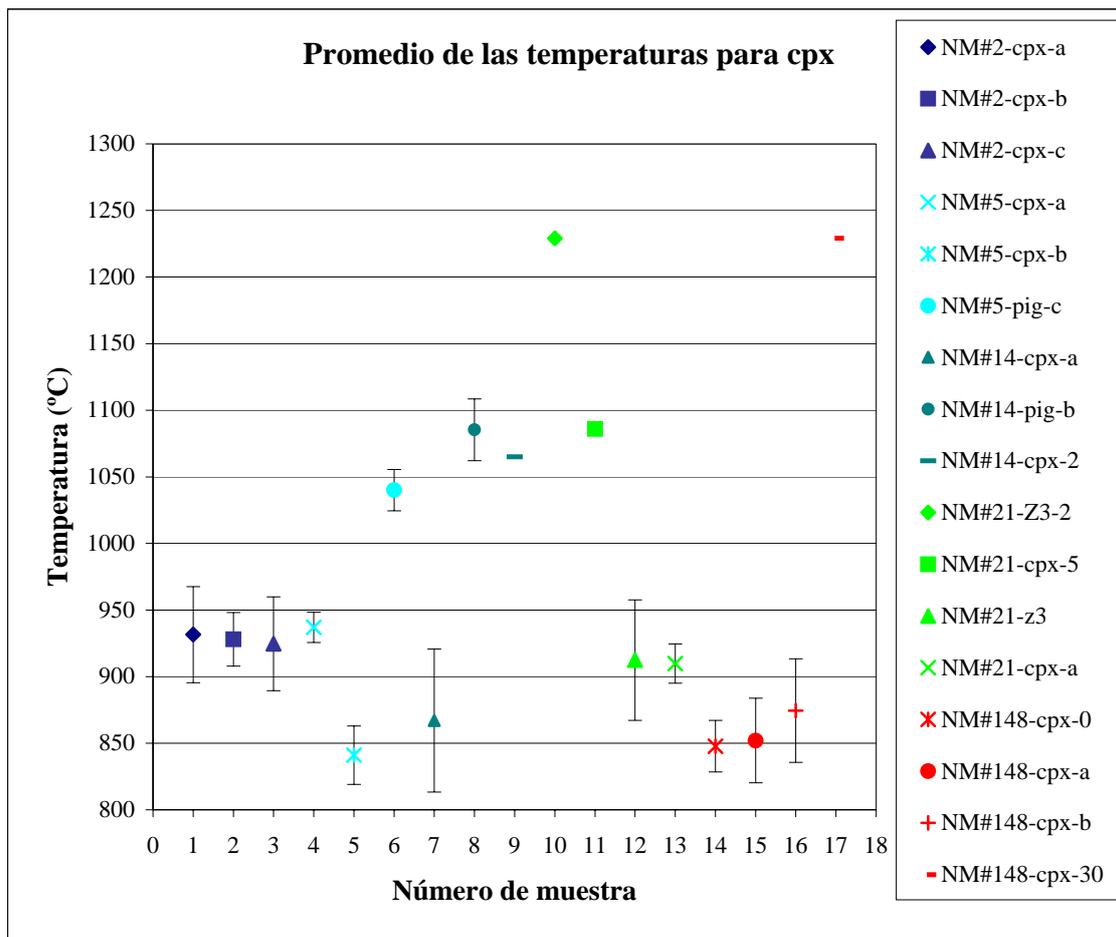


Figura 9.4. Imagen de electrones retrodispersados tomada en un fenocristal del condro NM#148. Las áreas color gris claro corresponden a piroxenos ricos en Ca y el gris intermedio a las enstatitas. Los círculos, cuadros, rombos y triángulos corresponden a los puntos analizados en la microsonda electrónica y el correspondiente nombre del promedio del área. Las dos regiones limitadas por el rectángulo blanco corresponden a las áreas analizadas con espectroscopia micro-Raman, donde R-1 es una región con clinoenstatita y R-2 es una región de ortoenstatita.

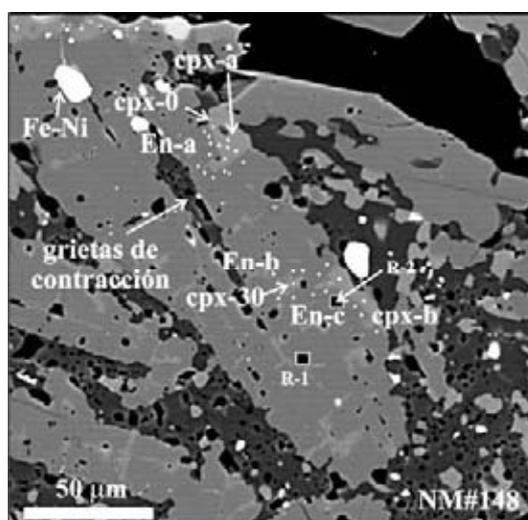


Tabla 9.5. Promedio y desviación promedio porcentual de los análisis químicos de la enstatita para las meteoritas Cosina y Nuevo Mercurio. En el paréntesis se señala el número de análisis utilizados.

(No. análisis)	Cs-En (41)	*Desv. Prom. % % d_r	NM-En (101)	*Desv. Prom. % % d_r
SiO ₂	56.26	0.45	57.07	0.28
TiO ₂	0.01	102.60	0.00	59.94
Al ₂ O ₃	0.13	44.29	0.16	19.73
FeO	11.07	1.48	11.30	1.24
MgO	30.99	1.06	30.47	0.76
MnO	0.23	5.07	0.48	1.98
CaO	0.86	33.88	1.05	18.39
Na ₂ O	0.03	84.14	0.00	51.55
Cr ₂ O ₃	0.20	17.22	0.16	11.35
NiO	0.01	122.30	0.00	73.86
Total	99.79	0.49	100.70	0.27

*Cálculo de la desviación promedio porcentual o relativa (% d_r), dónde el dividendo es la desviación estándar de los análisis químicos de enstatita y el divisor es el valor promedio de la composición del mineral.

$$\% d_r = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |X_i - \bar{X}|}{\bar{X}} \times 10^2$$

9.9 Interpretación de la termometría de los condros

Por medio de la interpretación de las texturas y la composición química mineral de los diferentes condros en las meteoritas Nuevo Mercurio y Cosina, se definieron dos etapas en su evolución térmica (Fig. 5.21a y b, Tabla 9.1):

1. Formación de condros a partir de un estado fundido o semifundido y evolución en el estado subsólido, lo cual se cree que sucedió dentro de un rango de temperatura entre 915-1280 °C. Las temperaturas más altas fueron calculadas con los análisis realizados en los núcleos de los fenocristales de enstatita, en donde se detectó el polimorfo de clinoenstatita, mientras que las temperaturas más bajas se obtuvieron de los análisis realizados hacia los bordes de estos fenocristales de enstatita en donde el polimorfo es ortoestatita. En los condros de las meteoritas Nuevo Mercurio y Cosina las temperaturas altas registradas en los minerales y los condros que tienden a ser esféricos sugieren que:

- Los condros se enfriaron rápidamente después de su formación. De no ser así, si los condros se hubieran agregado aún calientes a un cuerpo parental, la tasa de enfriamiento hubiera sido lenta y por ende las temperaturas registradas serían menores.
- Los condros se formaron en el disco protoestelar antes de la formación de los planetesimales. Si los condros se hubieran agregado a un cuerpo parental en un estado plástico, por estar aún calientes, la excentricidad de los de los condros sería menor

tendiendo a ser elípticos. Los resultados obtenidos en la meteorita Cuartaparte sugieren que el grado de excentricidad de los condros se encuentra relacionado a procesos posteriores de impacto en un cuerpo parental. Cuando no existen procesos de impacto, como en el caso de las meteoritas Nuevo Mercurio y Cosina, los condros tienden a la esfericidad, lo cual indica que cuando los condros se comenzaron a agregar en un cuerpo parental ya estaban completamente fríos.

2. Equilibrio por metamorfismo termal. El rango de temperaturas calculado para los piroxenos ricos en Ca en Nuevo Mercurio se encuentra entre 817-933 °C, el cual quedó registrado en los bordes de piroxeno rico en Ca y algunas texturas de desmezcla tales como las láminas ($\text{En}_{\sim 49}\text{Wo}_{\sim 44}$); lo anterior significa que la evolución de estas texturas se dio dentro de un cuerpo parental relativamente grande o bien a un nivel de sepultamiento relativamente profundo. Bennett y colaboradores (1996) estiman que el tamaño del radio de los cuerpos parentales de las condritas H y L era de 85 a 95 km. En Cosina no existen registros de temperaturas metamórficas en los piroxenos analizados. Una explicación de esto puede ser la porosidad en esta muestra, la cual impidió el equilibrio químico de los cristales. En escasez o ausencia de actividad hidrotermal (Wood, 1967), el equilibrio químico en las condritas se da por la movilidad iónica al aumentar la temperatura (Wood, 1967). Por ello es importante el contacto entre las fronteras de los condros y de los cristales de la matriz. Al aumentar la temperatura por metamorfismo los minerales dentro de los condros comienzan a homogenizarse, pero si los condros no se encuentran en un contacto físico efectivo con los cristales de la matriz, el equilibrio se encontrará limitado. Esto se ve reflejado en los valores de la desviación promedio porcentual del FeO y MgO en la meteorita Cosina que son ($\%d_{\text{FeO}}=1.48$, $\%d_{\text{MgO}}=1.06$) mayores que los valores en Nuevo Mercurio ($\%d_{\text{FeO}}=1.24$, $\%d_{\text{MgO}}=0.76$).

El hecho de que los rangos de temperatura de las enstatitas muestren una evolución constante de 1280 °C a 915 °C, y que los piroxenos ricos en Ca muestren un rango limitado de 817-933 °C, sugiere que el pico de metamorfismo no alcanzó a borrar por completo las temperaturas altas de formación de condros, indicando que el metamorfismo fue un proceso prógrado, es decir que la temperatura del cuerpo parental aumentó después de que éste fuera ensamblado. Esto descarta la posibilidad de que el metamorfismo termal pudo generarse por procesos de autometamorfismo, esto se refiere

a que cada uno de los componentes de la condrita hubiera estado caliente al momento de la acreción y enfriarse en conjunto posteriormente.

La evidencia textural procedente de las asociaciones FeNi y sulfuros con contornos suaves entre sí indica que el pico de metamorfismo no sobrepasó el punto eutéctico de estas fases, el cual está en 988 °C (Kullerud, 1963).

El rango de temperaturas en Nuevo Mercurio es casi igual al propuesto para las condritas H6; sin embargo, la presencia de plagioclasa secundaria detectada por difracción de rayos X y no por medios ópticos, sugiere que el tipo petrológico de la condrita Nuevo Mercurio es 5, aunque con una tasa de enfriamiento relativamente rápida propuesta por Taylor y colaboradores (1987) de 15 °C/Ma.

La presencia de partículas con zonamientos de taenita + kamacita indica que se formaron durante el enfriamiento después del pico de metamorfismo térmico, y que la presencia de estas texturas no concuerda con las teorías de acreción caliente y autometamorfismo, formación de brechas posteriores al metamorfismo, o procesos de choque (Reisener y Goldstein 2003).

El ancho de las láminas de desmezcla es micrométrico, lo cual justifica el uso de la microsonda electrónica para su análisis. Además, estos tamaños reflejan en cierta forma que el tiempo para alcanzar el equilibrio es tan importante como la duración del pico de temperatura dentro del régimen de metamorfismo térmico.

3. Metamorfismo por impacto. El metamorfismo de impacto ocurre entre los cuerpos parentales de las condritas (Stöffler et al., 1991), dejando una serie de evidencias registradas en sus minerales. Ocurre posterior a la formación de los cuerpos parentales, aunque en el caso de las condritas brechadas juega un papel importante en su formación. En el caso de la meteorita Cuartaparte no se encontraron bordes o inclusiones de piroxeno rico en calcio lo suficientemente grandes para poder analizarse y poder evaluar el metamorfismo termal. Esto pudo ser debido a que el impacto modificó la estructura de los piroxenos, que presentan maclas polisintéticas por deformación mecánica. Como se mencionó anteriormente, la esfericidad o excentricidad de los condros se ve afectada significativamente por el impacto en esta meteorita. Para las meteoritas Cosina y Nuevo Mercurio el metamorfismo de impacto fue muy débil o nulo.

9.9 Validación de las presiones utilizadas para el cálculo termométrico.

En la sección 4.7 referente a la presión, se asumió una presión promedio de formación de condros y de metamorfismo termal de 40 bar y se estimó que si los cuerpos parentales condriticos no excedían los 100 km de radio la presión máxima en el centro de estos cuerpos era de 300 bar.

Con el fin de estimar los efectos de la presión en los cálculos de las temperaturas mínimas de cristalización realizadas con el termómetro de Lindsley (1983), se eligieron al azar algunas de las temperaturas obtenidas en los condros de la meteorita Nuevo Mercurio, tanto para piroxenos pobres como ricos en calcio. En los piroxenos pobres en calcio (Fig. 9.5), para temperaturas menores que 1200 °C existe un cambio de 4 °C en tres órdenes de magnitud de la presión, mientras que para temperaturas mayores de 1200 °C la temperatura es ligeramente más dependiente de la presión con un cambio de 4 °C en un intervalo de 100 bar. La situación es similar para el piroxeno rico en calcio (Fig. 9.6), en donde la temperatura estimada es menos sensible a la presión, ya que la temperatura en general cambia 3 °C en un rango de 3 órdenes de magnitud de la presión. La temperatura se calculó hasta una presión de 30000 bar con el fin de hacer un contraste real en el cambio de temperatura.

Sin embargo, las presiones mayores que 1000 bares no son plausibles para los cuerpos parentales condriticos (McSween y Patchen, 1989), ya que para tamaños mayores que 200 km de diámetro comienza la diferenciación del cuerpo (e.g. Hutchison y Scott, 1983; Bennett y McSween, 1996), lo cual no ocurrió en el cuerpo parental de estas condritas. Además, para las temperaturas mayores que 1200 °C el efecto de la presión es un poco más importante, pero estas temperaturas altas están ligadas al evento de formación de los condros en donde la presión máxima de la nebulosa canónica fue del orden de 10^{-5} bar (Cohen et al., 2004). Por lo que la estimación de temperatura en un rango de 1 a 1000 bares no se ve afectada por efectos de la presión.

Figura 9.5. Estimación de temperaturas mínimas de cristalización en piroxenos pobres en calcio por medio del modelo de Lindsley (1983) para un rango de presión de 1 a 30000 bar, la presión en 40 bar es la que se utiliza en este trabajo.

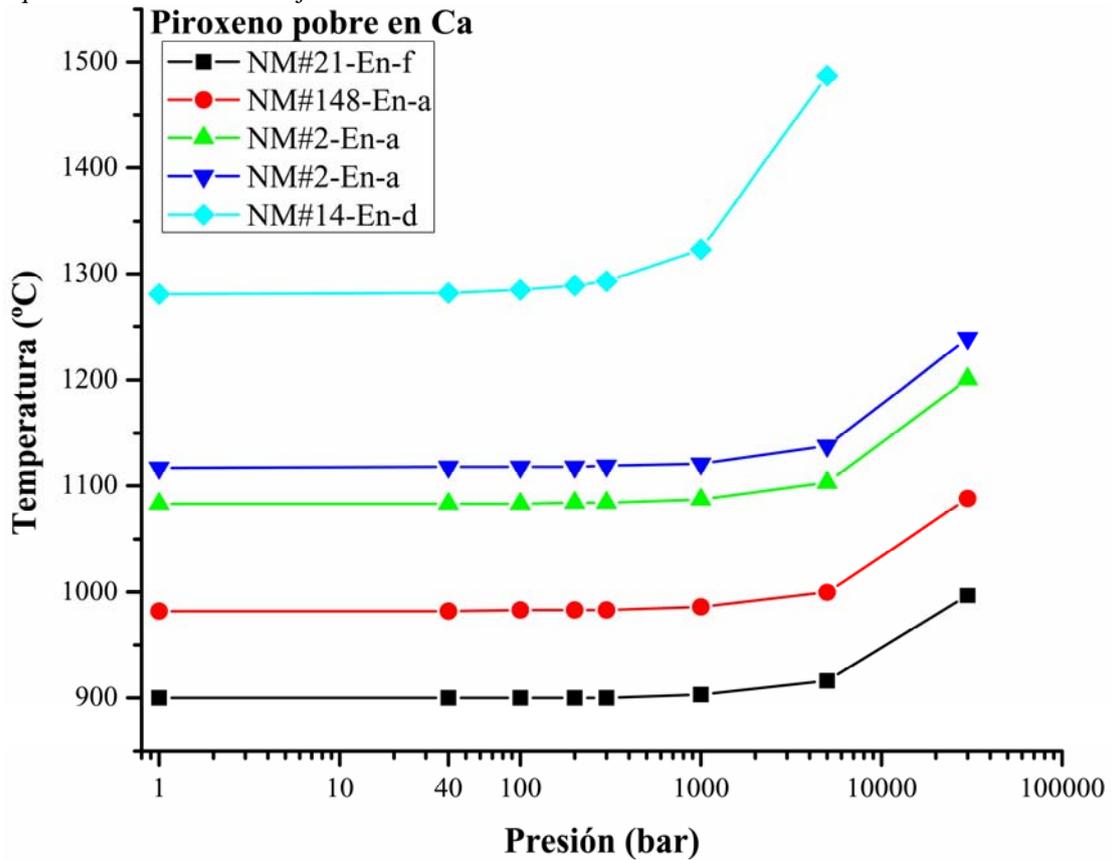
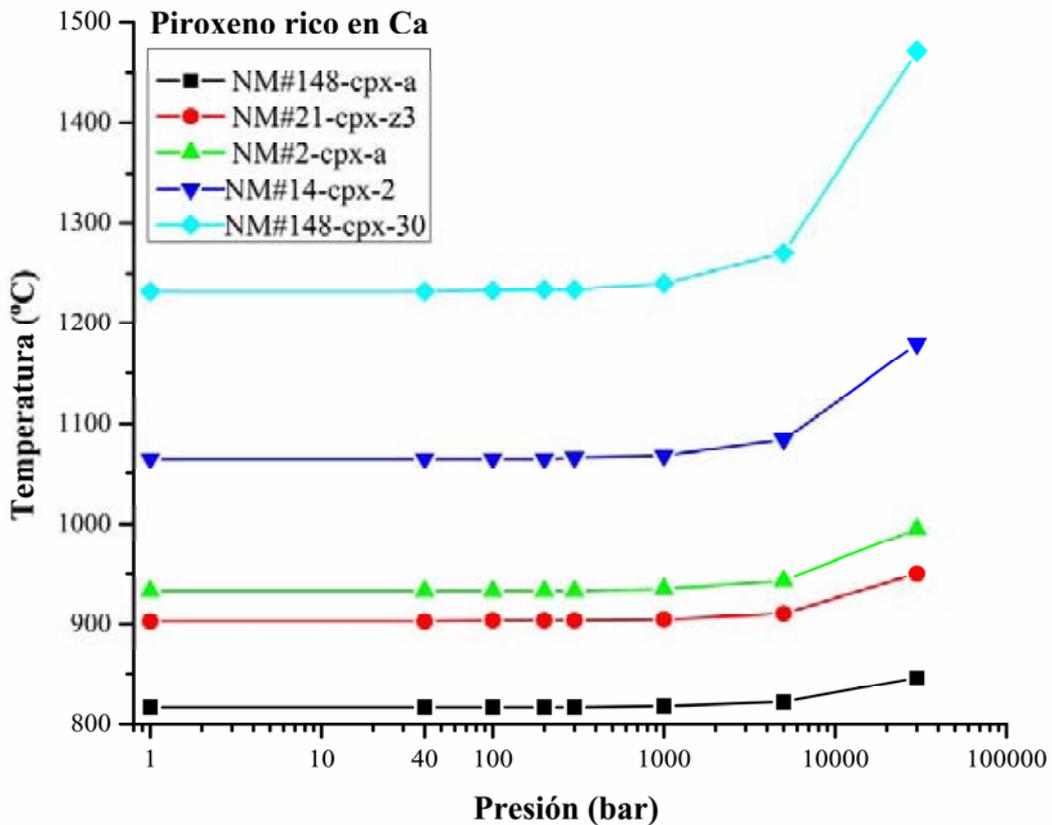


Figura 9.6. Estimación de temperaturas mínimas de cristalización en piroxenos ricos en calcio por medio del modelo de Lindsley (1983) para un rango de presión de 1 a 30000 bar, el cual es arbitrario.



9.9 Interpretación de los experimentos para reproducir condros BO por medio de un láser de CO₂.

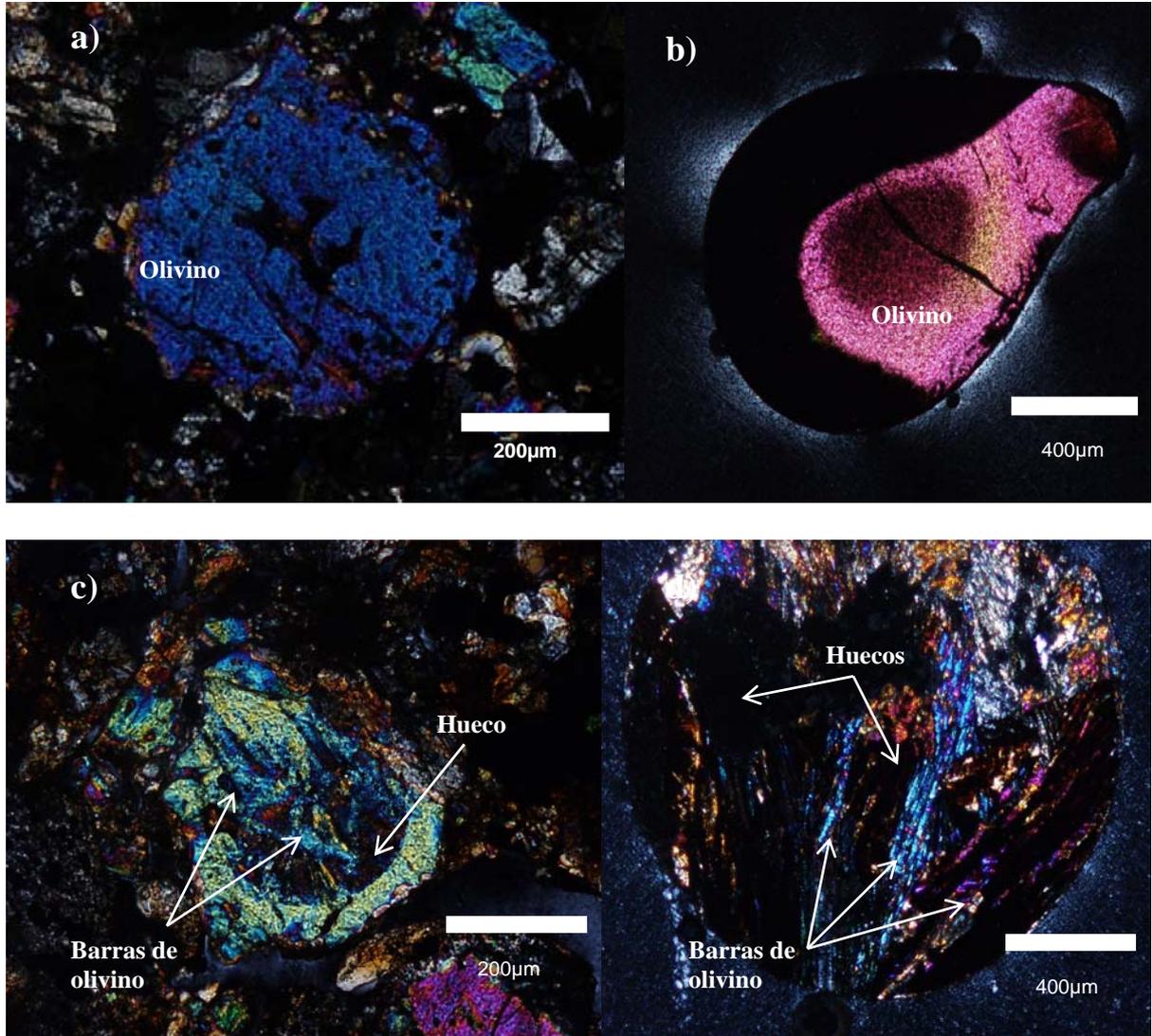
La interpretación de los resultados del trabajo experimental es la siguiente. La morfología y texturas de las muestras varió de acuerdo a la potencia del haz del láser: las muestras que fueron fundidas utilizando potencias de haz entre 15.8 y 25 W presentan una morfología de barras con espacios, las que se fundieron entre 8 y 10 W presentan texturas de enrejado y cadenas, las muestras que fueron fundidas parcialmente presentan texturas dendríticas. Las texturas porfídicas sólo están presentes en las muestras a las que se les agregó carbón activado, sin embargo no se identificó el tipo de fase mineral cristalizada. Esto posiblemente corresponda a la cantidad de núcleos de cristalización que sobreviven debido a la energía elevada aplicada y no necesariamente está ligada al tamaño del material precursor.

Es importante conocer la temperatura máxima alcanzada en la fusión de estas muestras, por lo que se propone un método para poder calcular esta temperatura. Sin embargo, al comparar las texturas obtenidas contra las de la literatura (Faure, et al., 2003; Lofgren, 1996) se sugiere que el rango de temperatura alcanzado estuvo entre 1400°C a 1900 °C.

Los experimentos realizados reprodujeron algunas de las texturas comunes de los condros barrados de olivino, como lo es el diferente ancho en las barras, tal como se muestra en las Figuras 9.7 a, b, c y d, en donde se observan los huecos entre las dendritas o barras y la estructura radial en algunos condros.

Los condros barrados de olivino en las meteoritas estudiadas muestran una amplia gama en el ancho de las barras y no predomina una población de tamaños con respecto al ancho de las barras, como puede verse en las Figuras 5.11 y 6.11. Lo cual tiene implicaciones en un par de aspectos. Primero, la energía que formó los condros fue variable, ya que como se demostró en los experimentos, cuando la energía es alta las barras son anchas, si la energía elevada o baja hubiera prevalecido el ancho de las barras en los condros también hubieran prevalecido, por lo que la energía fue variable. Segundo, las poblaciones de los condros barrados de olivino con diferentes distribuciones en las barras sugieren que el mecanismo generador de condros ocurrió en diversas ocasiones.

Figura 9.7. Fotomicrografías tomadas bajo luz polarizada muestran la similitud de texturas entre condros y fundidos experimentales: a) Condro de olivino en la meteorita Cosina que presenta un hueco en su interior y una textura poco definida similar a la del fundido b). c) Textura radial con un borde exterior y huecos interiores en la condrita Nuevo Mercurio, la cual puede compararse al fundido d) que muestra un punto de radiación, huecos y un anillo externo.



9.9 Conclusiones generales

A partir de las evidencias encontradas en las meteoritas Nuevo Mercurio, Cosina y Cuartaparte se concluye lo siguiente:

1. El mecanismo más viable que permitió la génesis de los condros es el de ondas de choque, posiblemente generadas por ráfagas. Los parámetros estadísticos de la distribución de tamaño de los condros sugiere un régimen de flujo similar al que están sometidas las arenas de playa. Esto lo sugiere la buena selección de tamaños de los condros.
2. Las temperaturas mínimas de cristalización registradas en los núcleos de los cristales de condros ricos en piroxeno (~1000-1280 °C) indican la formación de condros. Aquellas registradas en las orillas de los cristales implican la acción del metamorfismo termal (~800-900 °C). Esto nos permite reconstruir la historia termal en los condros desde su formación hasta sus últimas alteraciones
3. La interpretación de los polimorfos de la enstatita ligados a sus temperaturas de *solvus* aportan una herramienta para la interpretación correcta de las temperaturas de metamorfismo termal.
4. Se distinguieron los diferentes polimorfos de la enstatita por medio de la espectroscopia Raman. El uso de esta técnica es idóneo para identificar el estado estructural de los minerales en muestras de meteoritas ya que es una técnica no destructiva que puede ser aplicada en secciones delgadas pulidas. Además, el control textural, químico y estructural de los minerales puede ser controlado de una manera más precisa.
5. El número de barras presentes en los condros barrados de olivino y su apariencia textural se encuentra ligado al número de núcleos de cristalización que sobrevivieron a la fusión del material precursor, según los resultados de los experimentos para reproducir condros BO. Las temperaturas de fusión para este tipo de condros debieron de ser mayores a 1400 °C y menores que 1900 °C.
6. Los fundidos generados con el láser reproducen algunas de las texturas presentes en los condros barrados de olivino como el ancho diferente de las barras, los huecos entre barras y los bordes de los condros. Esto fue posible reproducir porque las tasas de enfriamiento fueron elevadas, ya que las muestras cristalizaban inmediatamente después de dejar de ser irradiadas por el láser.

9.9 Recomendaciones

9.9.1 Estimación de la temperatura en los fundidos experimentales.

Para obtener un resultado con datos precisos a partir de estos experimentos, es necesario implementar un control de las tasas de energía suministradas en las muestras con el fin de inferir la temperatura máxima de fusión. Estos resultados pueden obtenerse por medio del balance de las energías involucradas en el sistema.

Al aplicarse una potencia de haz durante un tiempo conocido es posible obtener la energía total suministrada al sistema. Como la muestra estaría en contacto térmico con el portamuestras, habría una fuga de energía, pero si es monitoreada la temperatura inicial y final del portamuestras es posible obtener la energía consumida por éste. También puede haber pérdida de energía por radiación y contacto térmico con el aire, pero esto se puede evitar si la muestra es calentada al vacío, lo que además es una de las condiciones sugeridas para la formación de condros. Adicionalmente se podría aislar térmicamente el sistema por medio de materiales no conductores, por ejemplo asbesto, o alguna cerámica. Al sustraer la fuga de energía a la energía total del sistema se obtiene la energía real suministrada al material precursor. Como se conoce el calor específico del precursor, la masa y la energía la única incógnita es la diferencia de temperatura, y si se monitorea la temperatura inicial del sistema se puede obtener la temperatura máxima que puede alcanzar el sistema.

9.9.2 Método para la estimación de la temperatura en fundidos experimentales

La temperatura máxima que puede alcanzar una muestra fundida se puede obtener por medio del balance de las energías involucradas en el sistema. Esta es una recomendación que se puede emplear en trabajos futuros.

Al aplicarse una potencia de haz durante un tiempo conocido es posible obtener la energía total suministrada al sistema. Suponiendo que toda la potencia del haz del láser fuera utilizada para fundir el mineral precursor y calentar el portamuestras, se podría conocer la energía total suministrada al sistema por medio de la relación:

$$E_T = P * t \quad (\text{ecuación 1})$$

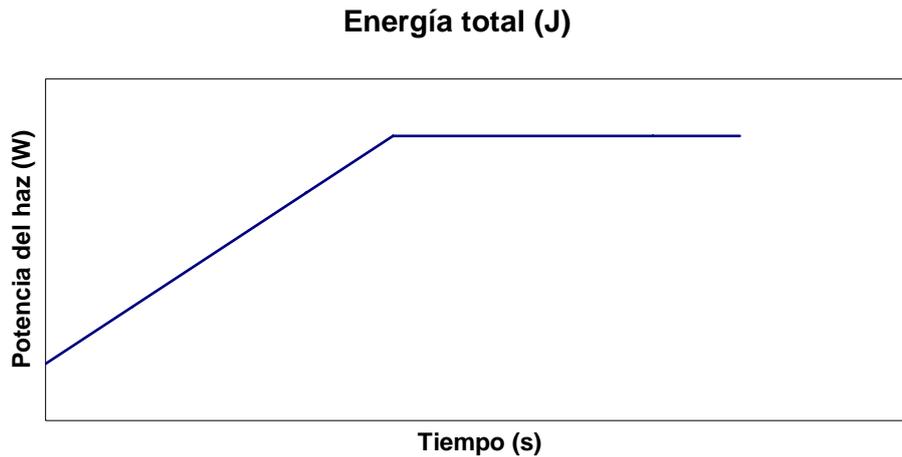
Donde:

E_T = energía total del sistema (J)

P = potencia del haz del láser (W)

t = tiempo en el cual el haz incide en la muestra (s)

Por cuestiones técnicas la potencia del haz tiene que incrementarse poco a poco, para que la muestra no se salga de su lugar, pero se puede conocer la energía total por medio de la siguiente curva de Energía total, la línea con pendiente cero corresponde a una potencia constante, la cual es fijada cuando visualmente se observa el primer rastro de fundido:



Como la carga estaría en contacto térmico con el portamuestras, habría una fuga de energía, pero si es monitoreada la temperatura inicial y final del portamuestras es posible obtener la energía consumida por éste por medio de la ecuación:

$$E_p = C_p m_p \Delta T \quad (\text{ecuación 2})$$

donde:

E_p = Energía absorbida por el portamuestras (J)

C_p = Calor específico del acero 304 (0.46 J/g.K)

m_p = Masa del portamuestras conocida (g)

ΔT = Diferencia de temperatura (K)

Si $\Delta T = T_{mp} - T_{ip}$

T_{mp} = Monitoreo de la temperatura máxima alcanzada por el portamuestras (K)

T_{ip} = Monitoreo de la temperatura inicial del portamuestras (K)

Al sustraer la fuga de energía por el portamuestras a la energía total del sistema se obtiene la energía real suministrada al material precursor (E_M) por medio de la ecuación:

$$E_M = E_T - E_p \quad (\text{ecuación 3})$$

Para una solución el calor específico del material depende del contenido molar de cada uno de los componentes de la solución. Para una solución sólida como el olivino, la capacidad calorífica depende del contenido molar de fayalita y forsterita para cada una de las muestras, esto se calcula por medio de la relación:

$$C_M = x_{Fa} \cdot C_{Fa} + x_{Fo} \cdot C_{Fo} \text{ (ecuación 4)}$$

C_M = Calor específico para cada muestra (J/g.K)

x_{Fa} = fracción molar de fayalita equivalente al contenido en masa (g)

C_{Fa} = Calor específico de fayalita a una temperatura entre 1400 y 1800 K (1.17J/g.K)

x_{Fo} = fracción molar de forsterita equivalente al contenido en masa (g)

C_{Fo} = Calor específico de forsterita a una temperatura entre 1400 y 1800 K (1.37J/g.K)

Al conocer la masa, la energía y el calor específico para cada muestra, es posible conocer la diferencia de temperatura, y si se monitorea la temperatura inicial del sistema se puede obtener la temperatura máxima que puede alcanzar la muestra, la ecuación que nos ayuda a obtener esta información es:

$$\Delta T_M = E_M / C_M m_M \text{ (ecuación 5)}$$

Para:

ΔT_M = Diferencia de temperatura de la muestra (K)

E_M = energía suministrada a la muestra (ecuación 3)

C_M = calor específico de la muestra (ecuación 4)

m_M = masa inicial de cada muestra (g)

$$\text{Si } \Delta T_M = T_{mM} - T_{iM} \text{ (ecuación 6)}$$

T_{mM} = Temperatura calculada máxima que alcanza la muestra (K)

T_{iM} = Monitoreo de la temperatura inicial de la muestra (K)

Referencias

Afiattalab, F. y Wasson, J.T., 1980. Composition of the metal phases in ordinary chondrites: Implications regarding classification and metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica acta*, v. 44, p. 431-446.

Aguilera, J. G., 1896. Bosquejo Geológico de México. Boletín del Instituto Geológico de México 1896.

Amelin, Y., Krot, A.N., Hutcheon, I. D. y Ulyanov, A.A., 2002. Lead Isotopic Ages of Chondrules and Calcium-Aluminium-Rich Inclusions. *Science*, v. 297, p. 1678-1683.

Anders, E. y Zinner, E., 1993. Interstellar grains in primitive Meteorites: Diamond, silicon carbide, and graphite. *Meteoritics*, v. 28, 490-514.

Andersen, D., Lindsley, D. H. y Davidson, P. M., 1998. QUILF for Windows 95: A program to assess equilibria among Fe-Mg-Ti Oxides, Pyroxenes, Olivine, and Quartz: *Computer and Geosciences*, v.19, 1333-1350.

Binns, R.A., 1970. Pyroxenes from non-carbonaceous chondritic meteorites: *Mineralogical Magazine*, v. 37, 649-669.

Bennett, M.E. III y McSween, H.Y. Jr., 1996. Revised model calculations for the thermal histories of ordinary chondrite parent bodies. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 31, p. 783-792.

Binns, R.A., 1970, Pyroxenes from non-carbonaceous chondritic meteorites. *Mineralogical Magazine*, v. 37, p. 649-669.

Bischoff, A., 2001. Meteorite classification and the definition of new chondrite classes as a result of successful meteorite search in hot and cold deserts. *Planetary and Space Science*, v. 49, p. 769-776.

Bischoff, A., Scott, E.R.D., Metzler, K., Goodrich, C.A., 2006. Nature and Origins of Meteoritic Breccias. En *Meteorites and Early Solar System II*. Eds. Kerridge, J.F. y Matthews, M.S. University of Arizona Press, Tucson, 679-712 p.

Boss, A.P., 1996. A concise guide to chondrule formation models. En *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. Eds. Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D. Cambridge University Press. Gran Bretaña, p. 257-263.

Boss, A.P., 2002. Evolution of the Solar Nebula V. Disk Instabilities with Varied Thermodynamics. *The Astrophysical Journal*, v. 576, p. 462-472.

Boss, A.P. y Graham, J.A., 1993. Clumpy disk accretion and chondrule formation. *Icarus*, v. 106, p. 168-178.

Boss, A.P. y Durisen, R.H., 2005. Chondrule-Forming Shock Fronts in the Solar Nebula: A Possible Unified Scenario for Planet and Chondrite Formation. *The Astrophysical Journal*, v. 621, p. L137-L140

Boyd, F.R. y England, J.L., 1965. The rhombic enstatite-clinoenstatite inversion. *Year Book*, v. 64, p. 117-120. Carnegie Institution.

Brearley A.J. y Jones R.H., 1993. Chondrite thermal histories from low-Ca pyroxene microstructure: Autometamorphism vs. prograde metamorphism revisited (resumen), en. *Lunar and Planetary Institute, 24 Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, Texas, EUA,24 (parte 1: A-F) 185-186.

Brearley, A. J. y Jones, R.H., 1998. Chondritic Meteorites. En *Reviews in Mineralogy: Planetary Materials*. Editores Papike, J.J., Mineralogical Society of America, v. 36, p. 1998.

Breznia, A., 1904. The arrangement of collections of meteorites. *Proceedings in American Philosophical Society*, v. 43, 211-247. Washington.

Britt, D.T. y Consolmagno, G.J., 2003. Stony meteorite porosities and densities: A review of the data through 2001. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 38, p. 1161-1180.

Brush, S.G., 1990. Theories of the origin of the Solar System 1956-1985. *Reviews of Modern Physics*, v. 62, 43-112 p.

Cameron, A. G. W., 1962. Formation of the solar nebula. *Icarus*, v. 1, p. 339-342.

Cameron, A. G. W., 1995. The First ten million years in the solar nebula. *Meteoritics*, v. 30, p. 133-161.

Cameron, A.G.W. y Fegley, M.B., 1982. Nucleation and condensation in the primitive solar nebula. *Icarus*, v. 52, p. 1-13.

Castillo, A., del, 1864. Descripción de la masa de fierro meteórico de Yanhuítlán, *Bol. De la Soc. Mex. De Geog. y Est.* Tomo X, p. 661-665 Mex. Nov. 20 de 1864.

Castillo, A., del, 1889. Catálogo descriptivo de los meteoritos (tierras y piedras meteóricas) de México: *La Naturaleza*, 2ª. Ep., v. 1, p. 378-384.

Cervantes de la Cruz, K. E. y Ortega Gutiérrez, F., 2006. The mexican meteorite Nuevo Mercurio (H5): Characteristics of chondrules (Resumen). *Lunar and Planetary Science Conference XXXVII*, 13-17Marzo, 2006, League City, Texas, no.1198.

- Cervantes de la Cruz, K. E. y Ortega Gutiérrez, F., 2007. Chondrule thermometry from Nuevo Mercurio H5 ordinary chondrite (Resumen). 70th Annual Meteoritical Society Meeting, 13-17 Agosto de 2007, Tucson, Arizona. Meteoritics and Planetary Science Supplement, v. 42, p.5070
- Cervantes de la Cruz, K. E., Ortega Gutiérrez F., Reyes Salas A. M., Alba Aldave L. A., Ángeles García B. S., Linares López C., Altuzar Coello P. E. Termometría de dos piroxenas en condros de la Meteorita Ordinaria Nuevo Mercurio H5, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.
- Chladni, E.F.F. 1794. Über den Ursprung der von Pallas gefundenen und anderer ihr ähnlicher Eisenmassen und über einige damit in Verbindung stehende Naturerscheinungen. Riga. Citado en Dodd, 1981.
- Cohen, B.A., Hewins, R.H. y Alexander, C.M. O'D, 2004. The formation chondrules by open-system melting of nebular condensates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* v. 68, p. 1661-1675.
- Conolly, Jr., H.C. 2005. From Stars to Dust: Looking into Circumstellar Disk Through Chondritic Meteorites. *Science*, v. 307, p. 75-76.
- Conolly, H. Jr., Jones, B.D. y Hewins, R.H., 1991. The effect of precursor grain size on the chondrule textures. *Meteoritics*, v. 26 (resumen), p. 329.
- Conolly, H. Jr., y Hewins, R.H., 1996. Constrains on Chondrule Precursors from Experimental Data. En *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. Ed. Hewins, R.H., Jones, R.H., y Scott, E.D.R., Cambridge Univ. Press, Gran Bretaña, p. 129-135.
- Conolly, H. Jr., y Love, S.G., 1998. The Formation of Chondrules: Petrologic Tests of the Shock Wave Model. *Science*, v. 280, p. 62-67.
- Conolly, Jr., H.C., Huss, G.R., Delaney, J.S., 2001. Reduction, metal loss, mixing: the origin of Fe-Mg chondrule compositions. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 36, p. A-44.
- Conolly, Jr., H.C. y Desch, S.J., 2004. On the origin of the "kleine Kügelchen" called Chondrules. *Chemie der Erde Geochemistry*, v. 64, p. 95-125.
- Cuzzi, J. N., Dobrovolskis, A.R. y Champney, J.M., 1993. Particle-gas dynamics in the midplane of a protoplanetary nebula. *Icarus*, v. 106, p. 102-134.
- 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. Linares, Nuevo León México. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de licenciatura, 105 p.

Dodd, R.T., 1981. *Meteorites, A Petrologic-Chemical Synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge. Cambridge University Press. New York. 368 p.

Dodd, R.T. Jr. y Van Schmus, 1965. Significance of the unequilibrated ordinary chondrites. *Journal of Geophysical Research*, v. 70, p. 3801-3811.

Donaldson, C.H., 1976. An experimental investigation of olivine morphology. *Contributions to Mineralogical Petrology*. 57, p. 187-213.

Duba, A., Didwall, E., Burke, G.J., Arnold, E.L. y Sonett, C., 1985. Electrical conductivity of carbonaceous chondrites and T-Tauri (electromagnetic) heating asteroids (Resumen). *Lunar and Planetary Science Conference*, p. 197.

Dubrelle, B., Morfill, G. y Sterzik, M., 1995. The dust subdisk in the protoplanetary nebula. *Icarus*, v. 114, p. 237-246.

Edgeworth, K.E., 1949. The origin and evolution of the Solar System. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, v. 109, p. 600-609.

Eisenhour, D.D., 1996. Determining chondrule size distributions from thin-section measurements. *Meteoritics and Planetary Science* v. 31, p. 243-248.

Eisenhour, D.D., Daulton, T.L. y Buseck, P.R., 1994. Electromagnetic heating in the early solar nebula and the formation of chondrules. *Science*, v. 265, p. 1067-1070.

Eisenhour, D.D. y Buseck, P.R., 1995. Radiative heating and the size distribution of the pre-chondrules aggregates of dust (Resumen). *Lunar and Planetary Science XXVI*, p. 365-366.

Faure, F., Trolliard, G. y Soulestin, B., 2003. TEM investigation of forsterite dendrites. *American Mineralogist*, v. 88 p. 1241-1250.

Ferraris, C., Folco, L. y Mellini, M., 2002. Chondrule thermal history from unequilibrated H chondrites: A transmission and analytical electron microscopy study. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 37, p. 1299-1321.

Folco, L. y Mellini M., 2000. Enstatite chemical composition and microstructures in the La Villa H4 chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 35, p. 733-742.

Folk R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance on grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 27, 3-26.

Fredriksson, K. y Reid, A.M., 1965. A chondrules in Chainpur meteorite. *Science*, v. 149, p. 856-860.

Fredriksson, K, Noonan, A., Treviño, R., Victoria, U., Montemayor, S. y King, E.A., 1979. The Nuevo Mercurio, Mexico, chondrite. *Meteoritics*, v.14, p. 400.

- Fricke, P.E., Goldstein, J.I., y Summers, A.L., 1970. Cooling rates and thermal histories of iron and stony-iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 475-491.
- Gaffey, M.J., 1996. Asteroid 6 Hebe: Spectral evaluation of the prime large mainbelt ordinary chondrite parent body candidate with simplifications from space weathering of Gaspra and the Ida-Dactyl system (Resumen). *Lunar and Planetary Science Conference*, v. 36, p. 391-392.
- Goldstein, J.I. y Ogilvie, R. E., 1965. A reevaluation of the iron-rich portion of the Fe-Ni system. *Transactions of Meteoritical Society AIME*, v. 233, p. 2083-2087.
- Gooding, J.L. y Keil, K., 1981. Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation. *Meteoritics*, v. 16, p. 17-43.
- Göpel, C., Manhès, G. y Allègre, C.J., 1994. U-Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 153-171.
- Grady, M., 2000. *Catalogue of Meteorites*. Cambridge, 5^a ed. Editado por el Museo de Historia Natural de Londres, 696 p.
- Green, A.W., 1975. An Approximation for the Shapes of Large Raindrops. *J. Applied Meteorology*, v. 14, p. 1578-1583.
- Grimm, R.E. y McSween, H.Y. Jr., 1989. Water and the thermal evolution of carbonaceous chondrite parent bodies. *Icarus* v. 82, p. 244-280.
- Grimm, R.E. y McSween, H.Y. Jr., 1993. Heliocentric zoning of the asteroid belt by aluminium-26 heating. *Science*, v. 259, p. 653-655.
- Grossman, J.N., 1988. Formation of the chondrules. En *Meteorites and the Early Solar System*. Ed. Kerridge, J.F. y Matthews, M.S. University of Arizona Press, p. 680-696.
- Grossman, J.N., 1998. The Meteoritical Bulletin, No. 82, 1998 July. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 33, A221-A239.
- Grossman, J.N., Rubin, A.E., Nagahara, H. y King, E.A., 1988. Properties of chondrules. En *Meteorites and the Early Solar System*, Ed. Kerridge, J.F. and Matthews, M.S., Univ. Arizona Press, Tucson, Arizona, EUA, 680-696.
- Haro, J. C., 1931. Las Meteoritas Mexicanas: generalidades sobre las meteoritas y catálogo descriptivo de las meteoritas mexicanas. Boletín No. 50 del Instituto Geológico de México. 104 p.

Harvey, R.P., Bennett, M.E., y McSween, H.Y. Jr., 1993. Pyroxene equilibration temperatures in metamorphosed ordinary chondrites (Resumen), *Lunar and Planetary Science*, v. 24, p. 615-616.

Herbert, F. y Sonett, C.P., 1978. Primordial metamorphism of asteroids via electrical induction in at T-Tauri-like Solar Wind. *Astrophysics and Space Science*, v. 55, p. 227-239.

Herdon, J. M. y Rowe, M.W., 1973. Thermal models of inhomogenously accreted meteorite parent bodies. *Nature Physics Science*, v. 244, p. 40-41.

Herdon, J.M. y Herdon, M.A., 1973. Aluminium-26 as a planetoid heat source in the early solar system. *Meteoritics*, v. 12, 459-465.

Hewins, H., 1994. Papers presented for Chondrules and Protoplanetary Disk. *Lunar and Planetary Institute Contribution*, No. 844.

Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R. D., 1996. *Chondrules and the Protoplanetary Disk*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K, 346 p.

Hood, L.L. y Horanyi, M., 1991. Gas dynamic heating of chondrule precursor grains in the solar nebula. *Icarus*, v. 93, p. 259-269.

Hood, L.L. y Horanyi, M., 1993. The nebular shock wave model for chondrule formation: one-dimensional calculations. *Icarus* v. 106, p. 179-189.

Hood, L.L. y Kring, D.A., 1996. Models for multiple heating mechanisms. En *Chondrules and the protoplanetary disk*. Ed. Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D. Cambridge University Press. Gran Bretaña. 265-276 p.

Horanyi, M., Morfill, G., Goetz, C.K. y Levy, E.H., 1985. Chondrule formation in lightning discharges. *Icarus*, v. 114, p. 174-185.

Hoyle, F., 1960. The origin of the Solar Nebula. *Quarterly Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 1, p.28-55.

Huss, G.R., Rubin, A. y Grossman, J.N., 2006. Thermal metamorphism in Chondrites. En *Meteorites and the Early Solar System*, Ed. por Lauretta, D.S., Richard, P. y Binzel, R.P. Tucson, Arizona: The University of Arizona Press 567-586 p.

Hutchison, M.N. y Scott, S.D., 1983. Experimental calibration of the sphalerite cosmobarometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, p. 101-108.

Inman, D., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 22, p. 125-145.

- Jones, R.H., 1990. Petrology and mineralogy of type II, SiO-rich, chondrules in Semarkona (LL3.0): Origin by closed-system fractional crystallization, with evidence for supercooling. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 1785-1802.
- Jones, R.H., 1994. Petrology of FeO-poor porphyritic pyroxene chondrules in the Semarkona chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 5325-5340.
- Jones, R.H., 1996. FeO-rich, porphyritic olivine chondrules in unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 3115-3138.
- Jones, R.H. y Scott, E.R.D., 1988. Petrology and thermal history of type IA chondrules in Semarkona (LL3.0) chondrite. *Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference*, v. 19, p. 523-536.
- Kant I. (1755), 1969. *Historia general de la naturaleza y teoría del cielo*. Traducción de Jorge E. Lugt. Buenos Aires, Juárez. 210 p.
- Keil, K., 1982. Composition and origin of chondritic breccias. En *Workshop on Lunar Breccias and Soils and Their meteoritic Analogs* (eds. Taylor, G.J. and Wilkening, L.L.), 65-83 p. LPI Technical Report 82-02. Lunar Planetary Institute.
- Keil, K., 2000. Thermal alteration of asteroids: evidence from meteorites. *Planetary and Space Science*, v. 48, p. 887-903.
- Keil, K. y Fredriksson, K., 1964. The Fe, Mg and Ca distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. *Journal of Geophysical Research*, v. 69, p. 3487-3515.
- Kerridge, J.F. y Matthews, M.S. (Ed.), 1988. *Meteorites and the Early Solar System*. Tucson, University of Arizona Press.
- Kessel, R., Beckett, J.R., Huss, G.R. y Stolper, E.M., 2004. The activity of chromite in multicomponent spinels: Implications for T-fO₂ conditions of equilibrated H chondrites: *Meteoritics and Planetary Science*, v. 39, p. 1287-1305.
- Kessel, R., Beckett, J.R. y Stolper, E.M., 2007. The thermal history of equilibrated ordinary chondrites and the relationship between textural maturity and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 71, p. 1855-1881.
- King, E.A., 1982. Papers presented to the conference on Chondrules and their Origins . Abstract volume. Lunar and Planetary Institute Contribution. No. 493.
- Kivelson, M.G., Bargatze, L.F., Khurana, K.K., Southwood, D.J., Walker, R.J. y Coleman, P.J., 1993. Magnetic field signatures near Galileo's closest approach to Gaspra. *Science*, v. 261, p. 331-334

- Kojima, H. e Imae, N., 2002. Meteorite Newsletter. Japanese Collection of Antarctic Meteorites. Antarctic Meteorite Research Center. National Institute of Polar Research, Tokyo, v. 11, p. 1-47.
- Kretz R., 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.46, p.411-421.
- Kuebler, K.E. y McSween, H.Y., Jr, 1999. Sizes and masses of chondrules and metal-Troilite grains in ordinary chondrites: Possible implications for nebular sorting. *Icarus*, v. 141, p. 96-106
- Kuiper, G. P., 1951. On the Origin of the Solar System. Proceedings of a topical symposium, commemorating the 50th anniversary of the Yerkes Observatory and half a century of progress in astrophysics, New York: McGraw-Hill, 1951, edited by Hynek, J.A., p.357.
- Kullerud, G., 1963. The Fe-Ni-S system. Year Book 62, 175-189 p. Carnegie Institute, Washington.
- Levy, E.H. y Araki, S., 1989. Magnetic reconnection flares in the protoplanetary nebula and the possible origin of meteorite chondrules. *Icarus*, v. 81, p. 74-91.
- Lewis, J.S., 2004. Physics and Chemistry of the Solar System. 2ª Edición. International Geophysical Series. Ed. Dmowska R., Holton, J.R., Rossby, T., v. 87. Elsevier Academic Press, San Diego California, 654 p.
- Linares López, C., Reyes Salas, A.M. y Delgado Granados, H., 2009. Laboratorio Universitario de Petrología (LUP): Manual básico del uso del “Electrón Probe Microanalyzer” (EPMA) JXA 8900R. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 25 p.
- Lindsley D.H., 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, v. 68, p. 477-493.
- Lindsley D.H. y Andersen D.J. 1983. A two-Pyroxene thermometer. Proceedings of the thirteenth Lunar and Planetary Conference, part 2. *Journal of Geophysical Research supplement*, v. 88, p. A887-A906.
- Lofgren, G.E., 1996. A Dynamic Crystallization Model for Chondrules Melts. En *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. Ed. Hewins, R.H., Jones, R.H., y Scott, E.D.R., Cambridge Univ. Press, Gran Bretaña, p. 187-196.
- Love, S.G., Keil, K., y Scott, E.R.D., 1994. Formation of chondrules by electrical discharge heating. En *Papers Presented to the Chondrules and the Protoplanetary Disk*, LPI Contrib. 844, p. 21. Lunar and Planetary Institute, Houston.

- Lozano Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco, F., Morán, D., Viera, F. y Chávez, G., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, v. 1, p.203-208.
- Lozano, R. y Bernal, 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*, v. 22, p. 329-344.
- Macías Romo, C., Linares, C., Reyes Salas, M. y Ortega Gutiérrez, F., 2002. Estudio Mineralógico y textural de condros de la meteorita pétreo La Cosina. (Resumen). GEOS, union Geofísica Mexicana, Boletín Informativo, época II. Resúmenes de la III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Noviembre del 2002, v. 22, p. 290-291.
- Macías Romo, C., Reyes Salas, M. y Ortega Gutiérrez, F., Cervantes de la Cruz, K. Y Linares López, C., 2003. Evidencias de deformación y metamorfismo de impacto en la meteorita Cuartaparte. (Resumen). XIII Congreso Nacional de Geoquímica, 22 al 26 de septiembre, Juriquilla, Qro. *Actas INAGEQ*, v. 9, p. 180.
- Macías Romo, C., Reyes Salas, M. y Ortega Gutiérrez, F., 2005. Material producto de fusión en la meteorita Cuartaparte. (Resumen) XIX Reunión Anual de Astronomía, Guanajuato, del 16 al 18 de marzo del 2005. Sesión 4.
- Martin, P.M. y Mills, A.A., 1976. Size and shape of chondrules in the Bjurböle and Chainpur Meteorites. *Earth and Planetary Science*, v. 33, p. 239-248.
- Mason, B., 1965. Feldspar in chondrites. *Science*, v. 148, p. 943.
- Mason, B., 1966. The enstatite chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 30, p. 23-39.
- McPherson, G. J., Wark, D. A., Armstrong, J. T., 1988. Primitive material surviving in chondrites; refractory inclusions. En *Meteorites and the Early Solar System*. Kerridge, J. F. y Matthews, M.S., Ed., Tucson: University of Arizona Press, p. 746-807.
- MacPherson, J.G., Davis, A.M. y Zinner, E.K, 1995. The distribution of aluminium-26 in the early Solar System-A reappraisal. *Meteoritics*, v. 30, p. 365-386.
- McSween, H.Y., 2000. *Meteorites and Their Parent Planets*. Estados Unidos de Norte América. Segunda Edición. Cambridge University Press, 310 p.
- McSween, H.Y., 1977. Chemical and petrographic constrains on the origin of chondrules and inclusions in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 41, p. 1843-1860.

McSween; H.Y., Sears, D.W.G., y Dodd, R.T., 1988. Thermal metamorphism. En *Meteorites and the Early Solar System*. Kerridge, J.F. y Matthews, M.S., Ed., Tucson: University of Arizona Press, p. 102-113.

McSween, H.Y. y Patchen, A.D., 1989. Pyroxene thermobarometry in LL group chondrites and implications for parent body metamorphism. *Meteoritics*, v. 24, p. 219-226.

McSween, H.Y. y Grimm, R.E., 1994. ^{26}Al as asteroidal heat source? (Resumen). *Meteoritics*, v. 29, p. 501-502.

McSween, H.Y., Ghosh, A., Grim, R.E., Wilson, L. y Young, E.D., 2002. Thermal evolution models of asteroids. En *Asteroids III*. Ed. por Bottke, W.F., Cellino, A., Paolicchi, P. y Binzel, R.P. Tucson, Arizona: The University of Arizona Press, p. 559-571.

Mercier J.C.C., 1976. Single-pyroxene geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, v. 61, p. 603-615.

Miura, H. y Nakamoto, T., 2004. dust size distribution in solar nebula inferred from shock-wave heating model for chondrule formation (Resumen). *Lunar and Planetary Science Conference XXXV*, 1612.pdf.

Miyamoto, M. Fujii, N. y Takeda, H., 1980. A model of the ordinary chondrite parent body. (Resumen) *Lunar and Planetary Science*, v. 11, p. 737-739.

Miyamoto, M., Fujii, N. y Takeda, H., 1981. Ordinary chondrite parent body: An internal heating model. *Proceedings Lunar and Planetary Science Conference 12*, p. 1145-1152.

Miyamoto, M. y Mikouchi, T., 2000. Diffuse reflectance spectra for heated samples of an H5 chondrite: Importance of oxygen fugacity at heating. *Antarctic Meteorite Research*, v. 13, p. 93-99.

Miyamoto, M., 1991. Thermal metamorphism of CI and CM carbonaceous chondrites: An internal heating model. *Meteoritics*, v. 26. p. 111-115.

Miyamoto, M. y Takeda, H., 1994. Thermal history of Lodranites Yamato 74357 and MAC 88177 as inferred from the chemical zoning of pyroxene and olivine. *Journal of Geophysical Research* v. 99. p. 5669-5677.

Montero Martínez G. y García García, F., comunicación personal. Departamento de Física de Nubes, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, México D.F.

Morfill, G., Spruit, H. y Levy, E.H., 1993. Physical processes and conditions associated with the formation of protoplanetary disks. En *Protostars and Planets III*. Ed. Levy, E.H. y Lunine, J.I. University of Arizona Press, Tucson, 939-978 p.

- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, v. 27, p. 143-156.
- Nakamoto, T., Kita, N. T., Tachibana, S., Hayashi, M. R., 2004. X-Ray Flare Induced Shock Waves and Chondrule Formation in Upper Solar Nebula (Resumen). *Lunar and Planetary Science Conference XXXV*, 1821.pdf
- Nakamoto, T. y Miura, H. 2004. Collisional destruction of chondrules in Shock Waves and inferred dust to gas mass ratio (Resumen). *Lunar and Planetary Science Conference XXXV*, 1847.pdf
- Nelson, V. y Rubin, A., 2002. Size-frequency distributions of chondrules and chondrule fragments in LL3 chondrites: Implications for parent-body fragmentation of chondrules. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 37, p. 1361-1376.
- Nimz, G.J., Cameron, K.L. y Niemeier, S., 1993. The Olivina pyroxenite suite and the isotopic compositions of mantle basalts parental to the Mid-Cenozoic Arc volcanism of the Norther Mexico. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 6489-65090.
- Olsen, E.J. y Bunch, T.E., 1984. Equilibration temperatures of the ordinary chondrites: A new evaluation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 1363-1365.
- Pickett, B.K., Mejía, A.C., Durisen, R.H., Cassen, P.M., Berry, D.K. y Link, R.P., 2003. The Thermal Regulation of Gravitational Instabilities in Protoplanetary Disks. *The Astrophysical Journal*, v. 590, p. 1060-1080.
- Podosek, F.A. y Cassen, P., 1994. Theoretical observational and isotopic estimates of the lifetime of the solar nebula. *Meteoritics*, v. 29, p. 6-250.
- Prinz, M., Weisberg, M.K., Nehru, C.E., 1988. Gunlock, a new type 3 ordinary chondrite with a golfball-sized chondrule. 51 Annual Meeting of the meteoritical Society. *Lunar and Planetary Institute Contribution*, v. 665, p. C-1.
- Reed, S.J.B., 1964. Composition of the metallic phases in some stone and stony-iron meteorites. *Nature*, v. 204, p. 374-375.
- 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 and Planetary Science*, v. 38, p. 1679-1696.
- Reyes Salas, M., Macías Romo, C., Ortega Gutiérrez, F., Sánchez Rubio, G., Victoria Morales, A., Flores Gutiérrez, D., Linares López, C., 2002. Estudio mineralógico de la meteorita pétreo Cosina, (condrita H5) de Guanajuato, México. *Boletín de mineralogía*, v. 15, p. 6-12.

Reyes Salas, M., Macías Romo, C. y Ortega Gutiérrez, F., 2005. Características texturales en cromita como evidencias de metamorfismo de choque en la Meteorita Cuartaparte. (Resumen) XIX Reunión Anual de Astronomía, Guanajuato, del 16 al 18 de marzo del 2005, Sesión 4.

Reyes Salas, M., Macías Romo, C. y Ortega Gutiérrez, F., 2007. An analytical SEM study of morphology and composition of metals and others opaque phases in the stone meteorite Cosina. An ordinary chondrite H5. (Resumen) IX Inter.-American Congress of electron microscopy. Cusco, Perú, Septiembre de 2007., Acta Microscópica v.16 (Sup.2), p. 109.

Rose, G., 1864. Beschreibung und Eintheilung der Meteoriten auf Grund der Sammlung im Mineralogischen Museum zu Berlin. Berlin, Germany, 151. Citado en Conolly, Jr., H.C. y Desch, S.J., 2004.

Rubin, A.E., 2000. Petrologic, geochemical and experimental constrains on models of chondrules formation. Earth Sciences Review, v. 50 , p. 3-27.

Rubin, A. E., 2005. Relationships among intrinsic properties of ordinary chondrites: Oxidation state, bulk chemistry, oxygen-isotopic composition, petrologic type, and chondrule size. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 69, 4907-4918 p.

Rubin, A.E., Sailer, A., Wasson, J.T., 1999. Troilite in the chondrules of unequilibrated ordinary chondrites: implications for chondrule formation. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 63, p. 2281-2298.

Rubinovich Kogan, R. Medina Malagón, S. y Torres L.I., 1992. Revista de la Sociedad Mexicana de Mineralogía. Boletín de Mineralogía, v. 5.

Rudraswami, N.G., Gsowami, J.N., Chattopadhyay, B., Sengupta, S.K. y Thapliyal, A.P., 2008. ²⁶Al records in chondrules from unequilibrated ordinary chondrites: II: Duration of chondrule formation and parent body thermal metamorphism. Earth and Planetary Science Letters, v. 274, p. 93-102.

Ruzmaikina, T.V. e Ip, W.H., 1995. Chondrule formation in radiative shock. Icarus, v. 112, p. 430-447.

Sánchez Rubio, G., Ulloa, S. Martínez Reyes, J., Reyes Salas, A.M., Robles Camacho, J. y Vázquez Ramírez, J.T., 1996. La meteorita Cuartaparte: Nueva meteorita pétreca caída en el estado de Guanajuato, México (Resumen). III Coloquio de Sociedad Mexicana de Mineralogía, México.

Sánchez Rubio, G., Martínez Reyes, J., Reyes Salas, M. A., Robles Camacho, J., Vázquez Ramírez, T.J. y Flores Gutiérrez, D., 1998. Cuartaparte meteorite: A faulted ordinary chondrite. Antarctic Meteorites XXIII, Tokyo, junio 10-12, p. 141.

Sánchez Rubio, G., Rubinovich Kogan, R., Lozano Santa Cruz, R., Medina Malagón, S., y Flores Gutiérrez, D., 2001. Las Meteoritas de México. México. Instituto de Geología, Instituto de Geofísica e Instituto de Astronomía, UNAM, 85 p.

Safronov, V. S., 1972. Ejection of Bodies from the Solar System in the Course of the Accumulation of the Giant Planets and the Formation of the Cometary Cloud. En *The Motion, Evolution of Orbits, and Origin of Comets*; Proceedings from IAU Symposium no. 45, 4-11 de Agosto de 1970, Leningrad, U.S.S.R. Editado por Gleb Aleksandrovich Chebotarev, E. I. Kazimirchak-Polonskaia, y B. G. Marsden. International Astronomical Union. Symposium no. 45, Dordrecht, Reidel, p.329.

Schatzman, E., 1962. A theory of the role of magnetic activity during star formation. *Annales d'Astrophysique*, v. 25, p.18-29.

Scott, E.R.D., y Taylor, G.J., 1983. Chondrules and other components in C, O and E chondrites: similarities in their properties and origins. Proceedings of the 14 Lunar and Planetary Science Conference, p. B275-B286.

Scott, E.R.D., 1988. A new kind of primitive chondrite Allan Hills 85085. *Earth and Planetary Science Letters.*, v. 91, p. 1-18.

Scott, E.R.D., Keil, K. y Stöffler, D., 1991. Shock metamorphism of carbonaceous chondrites. *Lunar Science XXII*, p. 1207-1208.

Scott, E.R.D., Love, S.G., Krot, A.N, 1996. Formation of chondrules and chondrites in the protoplanetary nebula. En *Chondrules and the Protoplanetary Disk*, Eds. Hewins, R.H., Jones, R.H. y Scott, E.R.D. Cambridge University Press, 87-96 p.

Sears, D.W.G, 1997. Ordinary chondrites. En *Encyclopedia of Planetary*. Ed. Shirley, J.H. y Fairbridge, R.W., Chapman & Hall, London, 990 p.

Slater Reynolds, V. y McSween, H.Y. Jr., 2005. Peak metamorphic temperatures in type 6 ordinary chondrites: An evaluation of pyroxene and plagioclase geothermometry. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 4, p. 745-754.

Smith, D.L., Ernest, R.E. y Herd, R., 2003. Magnetic susceptibility of stony meteorites from the National Collection of Canada. Resumen XXXIV Lunar and Planetary Science Conference, 1939.pdf

Solé Viñas, J., 2004. Método K-Ar y U-Th-He del Instituto de Geología UNAM. <http://geologia.igeolcu.unam.mx/GEOQ/soleJ.html>

Sorby , H., 1877. On the structure and origin of meteorite. *Nature* v. 15, p. 495-498. Citado en Conolly, Jr., H.C. y Desch, S.J., 2004

Sonett, C.P. Colburg, D.S. y Schwartz, K., 1968. Electrical Heating of meteorite bodies and planets by dynamo induction from a pre-main sequence T-Tauri solar wind. *Nature*, v. 219, p. 924.

Stephenson, R.A., 1970. On the use of grain size analysis in geomorphological studies. *The Professional Geographer*, v. 22, No4, p. 200-203.

Stepinski, T.F. y Reyes Ruiz, M., 1993. Magnetically controlled solar nebula (Resumen). *Lunar and Planetary Science Conference XXIV*, 1351-1352.

Stöffler, D., Keil, K. y Scott, R., 1991. Shock metamorphism of Ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 3845-3867.

Stöffler, D., 2001. Shock Classification of Ordinary Chondrites: Manual for the determination of shock stages with descriptions of thin sections of select samples. <http://www.museum.huberlin.de/min/forsch/Schockklassifikation%20St%C3%B6ffler/Final%20Version/subdir/introduc.htm>

Sugiura, N. y Strangway, D.W., 1988. Magnetic studies of meteorites. En *Meteorites and the Early Solar System*. Eds. Kerridge, J. F. y Matthews, M.S., p.595-615. University of Arizona Press.

Takeuchi, T. y Lin, D.N.C., 2002. Radial flow of dust particles in accretion disks. *Astrophysical Journal*, v. 581, 1344-1355.

Taylor, G. J., Maggiore, P.L., Scott, E.R.D., Rubin, A.E. y Keil, K., 1987. Original structures and fragmentation and reassembly histories of asteroids: Evidence from meteorites. *Icarus*, v. 69, p. 1-13.

Tschermak, G., 1885. The microscopic properties of meteorites. Traducido por Wood, J.A. y Wood, E. M., 1964. *Smithsonian Contributions to Astrophysics*. v. 4, 239 p.

Ulmer, P., Stalder, R., 2001, The Mg(Fe)SiO₃ orthoenstatite-clinoenstatite transitions at high pressures and temperatures determined by Raman-spectroscopy on quenched samples. *American Mineralogist*, v. 86, p. 1267-1274.

Urey, H.C. y Craig, H., 1953. The composition of the stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 4, p. 36-82.

Urey,H.C., 1956. Diamonds, meteorites and their origien of the solar system. *Astrophysics Journal* v. 124, p. 623-637.

Van Schmus, W. R., 1967. Polymict structure of the Mezö-Madaras chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, p.2027-2028

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

Wasson, J.T., 1985. *Meteorites: Their Record of Early Solar-System History*. Ed. Freeman and Company, N.Y., 267 p.

Wasson, J.T., 1996. Chondrule formation: Energetic and length scales. En *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. Ed. Hewins, R.H., Jones, R.H., y Scott, E.D.R., Cambridge Univ. Press, Gran Bretaña, p. 45-54.

Wasson, J.T. y Kallemeyn, G.W., 1988. Compositions of chondrites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A325*, p. 535-544.

Weidenschilling, S.J., 1988. Formation processes and the time scales for meteorite parent bodies. En *Meteorites and the Early Solar System*. Ed. Kerridge, J.F. y Matthews, M.S. University of Arizona Press, 348-371 p.

Weisberg, M.K., McCoy, T.J. y Krot, A.N., 2006. Systematics and evaluation of meteorite classification. En *Meteorites and the Early Solar System II*. Ed. Lauretta, D.S. y McSween, H.Y. University of Arizona Press, 19-52 p.

Weisberg, M.K., Smith, C., Benedix, G., Folco, L., Righter, K., Zipfel, J., Yamaguchi, A. y Chennaoui Aoudjehane, H., 2009. *The Meteoritical Bulletin*, No. 95. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 44, p. 1-33.

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

Wood, J.A., 1962. Metamorphism in chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 26, p. 739-749.

Wood, J.A., 1965. Metal grains in chondritic meteorites. *Nature*, v. 208, p. 1085-1086.

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

Wood, J.A., 1979. Review of the metallographic cooling rates of meteorites and a new model for the planetesimals in which they formed. En *Asteroids* (ed. Gehrels, T.). p. 849-891. University Arizona Press, Tucson, Arizona.

Wood, J.A., 1984. On the formation of meteoritic chondrules by aerodynamic drag heating in the solar nebula. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 70, p. 11-26.

Wood, J.A., 1996. Unresolved issues in the formation of chondrules and chondrites. En *Chondrules and the Protoplanetary Disk*. Hewins, R.H., Jones R.H. y Scott E.R.D. (Eds.). Cambridge University Press. Cambridge, 1996, p. 55-69.

Yogomida, K. y Matsui, T., 1983. Physical properties of ordinary chondrites. *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 9513-9533.

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

Zingg, T., 1935. Beitrag zur Schotteranalyse. Tesis de doctorado, Zürich [en línea]. < <http://e-collection.ethbib.ethz.ch/view/eth:21472> > [consulta 30 de septiembre de 2009].

Zinner, E. y Göpel, C., 1992. Evidence for ^{26}Al in feldspars from the H4 chondrite Ste. Marguerite (Resumen). *Meteoritics*, v. 27, p. 311.

No de anál.	1		2		3		4		5		6		7		8	
	NM#2-En-7	NM#2-En-8	NM#2-En-9	NM#2-En-a	σ	NM#2-En-18	NM#2-En-19	NM#2-En-b	σ	NM#2-En-20	NM#2-En-21	NM#2-En-22	NM#2-En-c	σ		
SiO2	57.00	57.18	57.13	57.10	0.09	56.99	56.88	56.94	0.08	57.16	56.71	57.11	57.00	0.25		
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01		
Al2O3	0.16	0.17	0.16	0.16	0.00	0.16	0.14	0.15	0.02	0.17	0.14	0.22	0.18	0.04		
FeO	11.62	11.43	11.61	11.55	0.11	11.33	11.45	11.39	0.08	11.26	11.26	11.44	11.32	0.10		
MgO	30.24	30.25	30.43	30.31	0.11	29.73	30.05	29.89	0.23	29.82	30.17	30.28	30.09	0.24		
MnO	0.50	0.46	0.41	0.45	0.05	0.47	0.47	0.47	0.00	0.44	0.54	0.48	0.48	0.05		
CaO	1.15	1.55	1.20	1.30	0.22	1.42	1.19	1.30	0.16	2.08	1.21	1.07	1.45	0.55		
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cr2O3	0.13	0.17	0.15	0.15	0.02	0.14	0.17	0.15	0.02	0.21	0.19	0.15	0.18	0.03		
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	100.82	101.20	101.10	101.04		100.26	100.35	100.30	0.06	101.17	100.21	100.75	100.71	0.48		
Base 6 oxígenos																
Si	2.001	2.000	1.999	2.000	0.001	2.009	2.005	2.007	0.003	2.001	2.001	2.003	2.002	0.001		
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000		
Al	0.007	0.007	0.007	0.007	0.000	0.007	0.006	0.006	0.001	0.007	0.006	0.009	0.007	0.002		
Fe	0.341	0.334	0.340	0.338	0.004	0.334	0.337	0.336	0.002	0.330	0.332	0.335	0.332	0.003		
Mg	1.583	1.577	1.588	1.583	0.005	1.562	1.579	1.571	0.012	1.557	1.587	1.583	1.576	0.017		
Mn	0.015	0.013	0.012	0.013	0.001	0.014	0.014	0.014	0.000	0.013	0.016	0.014	0.014	0.002		
Ca	0.043	0.058	0.045	0.049	0.008	0.053	0.045	0.049	0.006	0.078	0.046	0.040	0.055	0.020		
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Cr	0.004	0.005	0.004	0.004	0.000	0.004	0.005	0.004	0.000	0.006	0.005	0.004	0.005	0.001		
Total	3.994	3.994	3.995	3.994	0.001	3.985	3.990	3.987	0.004	3.992	3.993	3.990	3.992	0.002		
T	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000			
MI+M2	1.994	1.994	1.995	1.994		1.985	1.990	1.987		1.992	1.993	1.990	1.992			
Al3	0.008	0.007	0.006	0.007		0.016	0.010	0.013		0.008	0.007	0.012	0.009			
En%	80.46	80.08	80.49	80.35		80.12	80.51	80.32		79.24	80.78	80.82	80.28			
Fs%	17.33	16.97	17.23	17.18		17.14	17.20	17.17		16.78	16.90	17.12	16.94			
Wo%	2.20	2.94	2.28	2.47		2.74	2.29	2.51		3.97	2.32	2.05	2.78			

No de anál.	9	10	11	12	13	14	15	16	17				
	NM#2-En-23	NM#2-En-24	NM#2-En-25	NM#2-En-d	σ	NM#2-En-26	NM#2-En-27	NM#2-En-28	NM#2-En-29	NM#2-En-30	NM#2-En-31	NM#2-En-e	σ
SiO2	57.29	57.17	56.95	57.13	0.17	57.24	57.36	57.55	57.05	57.36	57.17	57.29	0.18
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	0.17	0.13	0.13	0.14	0.03	0.21	0.14	0.13	0.15	0.15	0.17	0.16	0.03
FeO	11.44	11.61	11.62	11.56	0.10	11.71	11.57	11.58	11.54	11.66	11.58	11.60	0.07
MgO	30.65	30.42	30.20	30.42	0.22	30.14	30.42	30.72	30.68	30.76	30.58	30.55	0.24
MnO	0.51	0.50	0.42	0.48	0.05	0.51	0.49	0.54	0.42	0.52	0.48	0.49	0.04
CaO	0.80	1.09	1.32	1.07	0.26	0.89	0.83	0.88	0.86	0.79	0.84	0.85	0.04
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.15	0.16	0.17	0.16	0.01	0.15	0.16	0.17	0.19	0.17	0.15	0.16	0.02
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	101.01	101.07	100.81	100.96	0.14	100.85	100.96	101.59	100.88	101.43	100.95	101.11	0.31
Base 6 oxígenos													
Si	2.003	2.001	2.000	2.001	0.001	2.007	2.007	2.003	1.999	2.000	2.001	2.003	0.004
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.007	0.005	0.005	0.006	0.001	0.009	0.006	0.005	0.006	0.006	0.007	0.006	0.001
Fe	0.334	0.340	0.341	0.338	0.004	0.343	0.338	0.337	0.338	0.340	0.339	0.339	0.002
Mg	1.597	1.587	1.581	1.589	0.008	1.575	1.587	1.594	1.603	1.599	1.596	1.592	0.010
Mn	0.015	0.015	0.013	0.014	0.001	0.015	0.014	0.016	0.012	0.015	0.014	0.015	0.001
Ca	0.030	0.041	0.050	0.040	0.010	0.034	0.031	0.033	0.032	0.030	0.032	0.032	0.001
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.004	0.004	0.005	0.004	0.000	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.000
Total	3.991	3.994	3.995	3.993	0.002	3.987	3.988	3.992	3.995	3.995	3.993	3.992	0.004
T	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
MI+M2	1.991	1.994	1.995	1.993		1.987	1.988	1.992	1.995	1.995	1.993	1.992	
Al3	0.010	0.006	0.005	0.007		0.015	0.013	0.008	0.005	0.006	0.008	0.009	
En%	81.43	80.66	80.17	80.76		80.70	81.11	81.17	81.24	81.22	81.16	81.10	
Fs%	17.05	17.26	17.31	17.21		17.58	17.30	17.16	17.13	17.27	17.23	17.28	
Wo%	1.52	2.08	2.52	2.04		1.72	1.59	1.67	1.63	1.50	1.60	1.62	

No de análisis	18		19		20		21		22		23		24	
	NM#5-En-1	NM#5-En-2	NM#5-En-4	NM#5-En-a	σ	NM#5-En-6	NM#5-En-7	NM#5-En-b	σ	NM#5-En-16	NM#5-En-17	NM#5-En-c	σ	
SiO2	57.07	56.77	57.06	56.96	0.17	56.91	57.00	56.96	0.06	56.80	56.96	56.88	0.12	
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	
Al2O3	0.20	0.15	0.19	0.18	0.02	0.15	0.15	0.15	0.00	0.18	0.18	0.18	0.00	
FeO	11.68	11.52	11.44	11.55	0.12	11.46	11.58	11.52	0.08	11.22	11.42	11.32	0.14	
MgO	30.39	30.25	30.13	30.26	0.13	30.16	30.50	30.33	0.24	30.75	30.78	30.77	0.02	
MnO	0.49	0.43	0.49	0.47	0.03	0.49	0.46	0.47	0.02	0.47	0.49	0.48	0.01	
CaO	0.93	1.25	1.35	1.18	0.22	1.39	0.94	1.16	0.32	0.89	0.77	0.83	0.08	
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr2O3	0.17	0.16	0.16	0.16	0.01	0.16	0.15	0.16	0.01	0.14	0.14	0.14	0.00	
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	100.92	100.54	100.82	100.76	0.20	100.74	100.80	100.77	0.04	100.45	100.75	100.60	0.21	
Base 6 oxígenos														
Si	2.001	1.999	2.002	2.000	0.002	2.000	2.000	2.000	0.000	1.997	1.998	1.997	0.000	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Al	0.008	0.006	0.008	0.007	0.001	0.006	0.006	0.006	0.000	0.007	0.007	0.007	0.000	
Fe	0.342	0.339	0.336	0.339	0.003	0.337	0.340	0.338	0.002	0.330	0.335	0.332	0.004	
Mg	1.588	1.588	1.576	1.584	0.007	1.580	1.595	1.588	0.011	1.612	1.609	1.611	0.002	
Mn	0.015	0.013	0.015	0.014	0.001	0.014	0.014	0.014	0.001	0.014	0.014	0.014	0.000	
Ca	0.035	0.047	0.051	0.044	0.008	0.052	0.035	0.044	0.012	0.033	0.029	0.031	0.003	
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Cr	0.005	0.004	0.004	0.004	0.000	0.005	0.004	0.004	0.000	0.004	0.004	0.004	0.000	
Total	3.993	3.996	3.992	3.994	0.002	3.995	3.994	3.995	0.000	3.997	3.997	3.997	0.001	
T	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000		
MI+M2	1.993	1.996	1.992	1.994		1.995	1.994	1.995		1.997	1.997	1.997		
Al3	0.009	0.005	0.010	0.008		0.006	0.006	0.006		0.004	0.005	0.005		
En%	80.81	80.43	80.31	80.52		80.24	80.97	80.605		81.61	81.56	81.58		
Fs%	17.41	17.18	17.10	17.23		17.10	17.24	17.171		16.70	16.98	16.84		
Wo%	1.77	2.39	2.59	2.25		2.66	1.79	2.223		1.69	1.46	1.58		

No de anál.	25	26	27	28	29	30	31	32	33		
	NM#14-En-8	NM#14-En-10	NM#14-En-11	NM#14-En-12	NM#14-En-13	NM#14-En-14	NM#14-En-15	NM#14-En-16	NM#14-En-18		
SiO2	57.03	57.02	56.96	57.22	57.09	57.04	56.96	57.05	0.09	57.10	57.10
TiO2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Al2O3	0.12	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.16	0.12	0.02	0.16	0.14
FeO	11.24	11.07	11.17	11.49	11.42	10.98	11.02	11.20	0.20	11.27	11.54
MgO	30.66	30.59	30.40	30.88	30.76	30.31	30.37	30.57	0.21	30.76	30.90
MnO	0.51	0.46	0.51	0.45	0.46	0.48	0.50	0.48	0.02	0.47	0.53
CaO	1.02	1.02	1.19	1.03	0.94	1.69	1.42	1.19	0.27	0.79	0.76
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.16	0.14	0.15	0.16	0.14	0.15	0.18	0.15	0.01	0.15	0.15
NiO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	100.73	100.43	100.51	101.35	100.93	100.79	100.60	100.76	0.31	100.70	101.14
Base 6 oxígenos											
Si	2.000	2.003	2.002	1.996	1.999	2.001	2.001	2.000	0.002	2.001	1.996
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.006	0.005	0.001	0.006	0.006
Fe	0.330	0.325	0.328	0.335	0.334	0.322	0.324	0.328	0.005	0.330	0.337
Mg	1.603	1.603	1.593	1.606	1.606	1.585	1.590	1.598	0.008	1.607	1.611
Mn	0.015	0.014	0.015	0.013	0.014	0.014	0.015	0.014	0.001	0.014	0.016
Ca	0.038	0.039	0.045	0.038	0.035	0.064	0.053	0.045	0.010	0.030	0.028
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.000	0.004	0.004
Total	3.995	3.992	3.993	3.999	3.997	3.995	3.994	3.995	0.002	3.993	3.998
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000
MI+M2	1.995	1.992	1.993	1.999	1.997	1.995	1.994	1.995		1.993	1.998
Al3	0.005	0.008	0.008	0.001	0.004	0.005	0.007	0.005		0.008	0.002
En%	81.33	81.51	81.02	81.13	81.29	80.43	80.85	81.08		81.70	81.50
Fs%	16.73	16.53	16.70	16.93	16.93	16.34	16.45	16.66		16.80	17.07
Wo%	1.94	1.96	2.28	1.94	1.78	3.23	2.71	2.26		1.50	1.43

No de análisis	34	35	(32 a 35)		36	37	38	39		
	NM#14-En-19	NM#14-En-20	NM#14-En-b	σ	NM#14-En-21	NM#14-En-22	NM#14-En-23	NM#14-En-25	NM#14-En-c	σ
SiO2	57.44	57.01	57.16	0.19	57.10	56.80	57.12	57.02	57.01	0.15
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Al2O3	0.14	0.15	0.15	0.01	0.10	0.10	0.15	0.12	0.12	0.02
FeO	11.52	11.22	11.39	0.16	11.41	11.22	11.35	11.39	11.34	0.08
MgO	30.79	30.68	30.78	0.09	30.69	30.76	30.77	30.78	30.75	0.04
MnO	0.49	0.45	0.48	0.04	0.46	0.49	0.47	0.50	0.48	0.02
CaO	0.75	0.75	0.76	0.02	0.90	0.82	1.08	0.80	0.90	0.13
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.17	0.15	0.16	0.01	0.16	0.13	0.17	0.15	0.15	0.02
NiO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02
Total	101.31	100.42	100.89	0.40	100.88	100.34	101.13	100.80	100.78	0.33
Base 6 oxígenos										
Si	2.003	2.003	2.001	0.003	2.001	1.999	1.997	1.999	1.999	0.002
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.006	0.006	0.006	0.000	0.004	0.004	0.006	0.005	0.005	0.001
Fe	0.336	0.330	0.333	0.004	0.334	0.330	0.332	0.334	0.333	0.002
Mg	1.600	1.607	1.606	0.004	1.603	1.614	1.604	1.609	1.607	0.005
Mn	0.015	0.013	0.014	0.001	0.014	0.015	0.014	0.015	0.014	0.001
Ca	0.028	0.028	0.029	0.001	0.034	0.031	0.040	0.030	0.034	0.005
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.005	0.004	0.004	0.000	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.001
Total	3.992	3.992	3.994	0.003	3.995	3.997	3.998	3.996	3.996	0.001
<i>T</i>	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
<i>MI+M2</i>	1.992	1.992	1.994		1.995	1.997	1.998	1.996	1.996	
<i>Al3</i>	0.008	0.009	0.007		0.005	0.003	0.003	0.004	0.004	
En%	81.47	81.78	81.61		81.33	81.71	81.17	81.55	81.44	
Fs%	17.10	16.78	16.94		16.96	16.72	16.79	16.92	16.85	
Wo%	1.43	1.44	1.45		1.71	1.57	2.05	1.53	1.71	

No de análisis	40	41	42	43			44	45	46		
	NM#14-En-26	NM#14-En-28	NM#14-En-29	NM#14-En-30	NM#14-En-d	σ	NM#14-En-31	NM#14-En-33	NM#14-En-35	NM#14-En-e	σ
SiO2	57.18	57.24	57.31	57.18	57.17	0.06	57.05	57.14	57.20	57.13	0.08
TiO2	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Al2O3	0.11	0.16	0.09	0.10	0.12	0.03	0.12	0.08	0.16	0.12	0.04
FeO	11.39	11.45	11.38	11.39	11.41	0.03	11.13	11.12	11.34	11.20	0.13
MgO	30.93	30.75	30.90	30.95	30.82	0.09	30.60	30.78	30.51	30.63	0.14
MnO	0.48	0.49	0.50	0.46	0.49	0.02	0.47	0.48	0.47	0.47	0.00
CaO	0.81	0.75	0.81	0.83	0.84	0.03	0.81	0.83	0.80	0.82	0.01
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.15	0.16	0.13	0.11	0.14	0.02	0.14	0.12	0.17	0.14	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.05	101.01	101.11	101.02	100.99	0.04	100.33	100.55	100.66	100.51	0.17
Base 6 oxígenos											
Si	1.999	2.001	2.002	1.999	2.000	0.001	2.005	2.004	2.006	2.005	0.001
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.005	0.007	0.004	0.004	0.005	0.001	0.005	0.003	0.006	0.005	0.002
Fe	0.333	0.335	0.332	0.333	0.334	0.001	0.327	0.326	0.333	0.329	0.003
Mg	1.612	1.603	1.609	1.613	1.607	0.005	1.604	1.610	1.595	1.603	0.008
Mn	0.014	0.015	0.015	0.014	0.014	0.000	0.014	0.014	0.014	0.014	0.000
Ca	0.030	0.028	0.030	0.031	0.032	0.001	0.031	0.031	0.030	0.031	0.001
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.004	0.005	0.004	0.003	0.004	0.001	0.004	0.003	0.005	0.004	0.001
Total	3.997	3.993	3.995	3.997	3.996	0.002	3.990	3.992	3.989	3.990	0.002
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000	
MI+M2	1.997	1.993	1.995	1.997	1.996		1.990	1.992	1.989	1.990	
Al3	0.004	0.008	0.005	0.003	0.005		0.010	0.008	0.012	0.010	
En%	81.62	81.55	81.61	81.60	81.48		81.76	81.84	81.47	81.69	
Fs%	16.85	17.03	16.85	16.84	16.92		16.68	16.58	16.99	16.75	
Wo%	1.53	1.43	1.53	1.57	1.60		1.56	1.59	1.54	1.56	

No de análisis	47		48		49		50		51		52		53	
	NM#14-En-39	NM#14-En-41	NM#14-En-42	NM#14-En-f	σ	NM#14-En-44	NM#14-En-45	NM#14-En-46	NM#14-En-47	NM#14-En-g	σ			
SiO2	57.01	57.20	57.18	57.13	0.11	57.11	57.37	57.10	56.96	57.13	0.17			
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00			
Al2O3	0.26	0.17	0.21	0.21	0.04	0.15	0.17	0.14	0.30	0.19	0.07			
FeO	11.08	11.29	11.22	11.20	0.11	10.94	10.85	10.91	11.04	10.94	0.08			
MgO	29.99	30.39	30.25	30.21	0.20	30.73	30.29	30.35	30.16	30.38	0.24			
MnO	0.48	0.47	0.41	0.45	0.04	0.47	0.48	0.55	0.51	0.50	0.04			
CaO	1.28	1.28	1.33	1.30	0.03	0.84	1.44	0.84	0.83	0.99	0.30			
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Cr2O3	0.17	0.19	0.18	0.18	0.01	0.17	0.20	0.16	0.17	0.17	0.01			
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01			
Total	100.26	100.99	100.80	100.68	0.38	100.44	100.81	100.06	99.99	100.32	0.38			
Base 6 oxígenos														
Si	2.007	2.002	2.004	2.004	0.003	2.004	2.007	2.011	2.008	2.008	0.003			
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Al	0.011	0.007	0.009	0.009	0.002	0.006	0.007	0.006	0.013	0.008	0.003			
Fe	0.326	0.330	0.329	0.328	0.002	0.321	0.317	0.321	0.325	0.321	0.003			
Mg	1.574	1.585	1.580	1.580	0.006	1.608	1.580	1.593	1.585	1.591	0.012			
Mn	0.014	0.014	0.012	0.013	0.001	0.014	0.014	0.016	0.015	0.015	0.001			
Ca	0.048	0.048	0.050	0.049	0.001	0.032	0.054	0.032	0.031	0.037	0.011			
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Cr	0.005	0.005	0.005	0.005	0.000	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.000			
Total	3.985	3.992	3.989	3.989	0.003	3.990	3.986	3.984	3.983	3.986	0.003			
<i>T</i>	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000	2.000				
<i>MI+M2</i>	1.985	1.992	1.989	1.989		1.990	1.986	1.984	1.983	1.986				
<i>Al3</i>	0.018	0.009	0.013	0.013		0.011	0.014	0.017	0.021	0.016				
En%	80.78	80.73	80.67	80.725		82.00	80.97	81.87	81.63	81.62				
Fs%	16.74	16.82	16.78	16.781		16.38	16.27	16.51	16.76	16.48				
Wo%	2.48	2.45	2.55	2.494		1.62	2.76	1.62	1.61	1.91				

No de anál	54	55	56	57	58	59	60	61	62				
	NM#14-En-48	NM#14-En-49	NM#14-En-50	NM#14-En-h	σ	NM#21-En-1	NM#21-En-2	NM#21-En-3	NM#21-En-4	NM#21-En-5	NM#21-En-6	NM#21-En-a	σ
SiO2	57.14	57.14	56.91	57.06	0.13	57.34	57.34	57.40	57.19	57.33	57.59	57.36	0.13
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al2O3	0.18	0.26	0.29	0.24	0.05	0.09	0.12	0.11	0.11	0.12	0.08	0.10	0.02
FeO	11.41	11.17	11.32	11.30	0.12	11.31	11.36	11.25	11.06	11.03	11.31	11.22	0.14
MgO	30.70	30.41	30.49	30.53	0.15	30.88	30.77	30.64	30.54	30.30	30.75	30.65	0.21
MnO	0.43	0.48	0.50	0.47	0.03	0.41	0.50	0.44	0.49	0.51	0.52	0.48	0.04
CaO	0.83	1.17	1.09	1.03	0.18	0.95	0.97	1.18	1.37	1.85	0.94	1.21	0.36
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.18	0.26	0.28	0.24	0.05	0.11	0.16	0.14	0.14	0.18	0.12	0.14	0.02
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01
Total	100.89	100.88	100.87	100.88	0.01	101.10	101.21	101.17	100.90	101.31	101.34	101.17	0.16
Base 6 oxígenos													
Si	2.000	2.000	1.995	1.999	0.003	2.002	2.001	2.004	2.002	2.001	2.007	2.003	0.002
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.007	0.011	0.012	0.010	0.002	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.003	0.004	0.001
Fe	0.334	0.327	0.332	0.331	0.004	0.330	0.332	0.328	0.324	0.322	0.330	0.328	0.004
Mg	1.602	1.587	1.594	1.594	0.007	1.607	1.601	1.594	1.594	1.577	1.597	1.595	0.010
Mn	0.013	0.014	0.015	0.014	0.001	0.012	0.015	0.013	0.015	0.015	0.015	0.014	0.001
Ca	0.031	0.044	0.041	0.039	0.007	0.035	0.036	0.044	0.051	0.069	0.035	0.045	0.013
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.005	0.007	0.008	0.007	0.001	0.003	0.004	0.004	0.004	0.005	0.003	0.004	0.001
Total	3.993	3.991	3.995	2.996	1.995	3.994	3.994	3.992	3.994	3.994	3.990	3.993	0.002
T	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
MI+M2	1.993	1.991	1.995	1.993		1.994	1.994	1.992	1.994	1.994	1.990	1.993	
Al3	0.008	0.011	0.007	0.009		0.006	0.006	0.008	0.007	0.006	0.010	0.007	
En%	81.44	81.06	81.06	81.19		81.47	81.32	81.05	80.95	80.13	81.41	81.06	
Fs%	16.98	16.70	16.87	16.85		16.73	16.84	16.70	16.44	16.35	16.80	16.64	
Wo%	1.58	2.24	2.07	1.96		1.79	1.84	2.25	2.61	3.52	1.79	2.30	

No de anál.	63	64			65	66	67			68	69	70
	NM#21-En-8	NM#21-En-9	NM#21-En-b	σ	NM#21-En-13	NM#21-En-14	NM#21-En-15	NM#21-En-c	σ	NM#21-En-16	NM#21-En-17	NM#21-En-18
SiO2	57.06	57.22	57.14	0.11	57.27	57.67	57.25	57.40	0.24	56.86	57.14	57.16
TiO2	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	0.15	0.16	0.15	0.01	0.12	0.12	0.10	0.11	0.01	0.19	0.12	0.09
FeO	10.96	10.88	10.92	0.05	11.45	11.32	11.22	11.33	0.12	11.41	11.29	11.28
MgO	30.03	29.79	29.91	0.17	30.60	30.78	30.65	30.67	0.09	30.50	30.71	30.60
MnO	0.46	0.54	0.50	0.06	0.52	0.46	0.47	0.48	0.03	0.49	0.48	0.41
CaO	1.17	1.35	1.26	0.13	0.92	0.93	0.91	0.92	0.01	0.76	0.84	0.94
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.17	0.17	0.17	0.00	0.16	0.16	0.16	0.16	0.00	0.46	0.17	0.14
NiO	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Total	100.01	100.12	100.06	0.08	101.03	101.44	100.77	101.08	0.34	100.66	100.75	100.62
Base 6 oxígenos												
Si	2.012	2.015	2.014	0.002	2.003	2.006	2.005	2.005	0.002	1.997	2.002	2.005
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.006	0.007	0.006	0.000	0.005	0.005	0.004	0.005	0.000	0.008	0.005	0.004
Fe	0.323	0.321	0.322	0.002	0.335	0.329	0.328	0.331	0.003	0.335	0.331	0.331
Mg	1.579	1.564	1.571	0.010	1.596	1.596	1.600	1.597	0.003	1.597	1.604	1.600
Mn	0.014	0.016	0.015	0.002	0.015	0.013	0.014	0.014	0.001	0.015	0.014	0.012
Ca	0.044	0.051	0.048	0.005	0.035	0.035	0.034	0.035	0.000	0.028	0.031	0.035
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.005	0.005	0.005	0.000	0.004	0.005	0.004	0.004	0.000	0.013	0.005	0.004
Total	3.983	3.979	3.981	0.003	3.992	3.989	3.991	3.991	0.002	3.993	3.993	3.991
T	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000
MI+M2	1.983	1.979	1.981		1.992	1.989	1.991	1.991		1.993	1.993	1.991
Al3	0.018	0.022	0.020		0.008	0.011	0.009	0.009		0.005	0.007	0.009
En%	81.14	80.81	80.97		81.20	81.44	81.52	81.39		81.47	81.58	81.38
Fs%	16.60	16.56	16.58		17.04	16.79	16.73	16.85		17.09	16.83	16.83
Wo%	2.26	2.64	2.45		1.76	1.77	1.75	1.76		1.45	1.60	1.79

No de anál.	71	72	(68 a 72)		73	74	75			76	77	78
	NM#21-En-19	NM#21-En-20	NM#21-En-d	σ	NM#21-En-21	NM#21-En-25	NM#21-En-26	NM#21-En-e	σ	NM#21-En-27	NM#21-En-28	NM#21-En-29
SiO2	57.33	57.25	57.15	0.18	57.41	57.30	57.52	57.41	0.11	57.35	57.35	56.98
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Al2O3	0.10	0.12	0.13	0.04	0.16	0.15	0.15	0.15	0.01	0.11	0.10	0.17
FeO	11.25	11.13	11.27	0.10	11.11	11.18	10.98	11.09	0.10	11.27	11.41	11.50
MgO	30.63	30.95	30.68	0.17	30.41	30.80	30.76	30.66	0.21	30.79	30.70	30.39
MnO	0.46	0.48	0.46	0.03	0.45	0.48	0.44	0.45	0.02	0.50	0.47	0.53
CaO	0.88	0.84	0.85	0.07	1.02	0.95	0.90	0.95	0.06	0.83	0.87	0.66
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.14	0.14	0.21	0.14	0.17	0.21	0.17	0.18	0.02	0.12	0.12	0.18
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	100.80	100.92	100.75	0.12	100.76	101.06	100.95	100.92	0.15	100.96	101.03	100.41
Base 6 oxígenos												
Si	2.007	2.001	2.002	0.004	2.009	2.001	2.008	2.006	0.004	2.004	2.005	2.005
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.004	0.005	0.005	0.002	0.006	0.006	0.006	0.006	0.000	0.004	0.004	0.007
Fe	0.329	0.325	0.330	0.003	0.325	0.327	0.320	0.324	0.003	0.329	0.334	0.338
Mg	1.598	1.613	1.603	0.006	1.587	1.604	1.601	1.597	0.009	1.604	1.599	1.594
Mn	0.014	0.014	0.014	0.001	0.013	0.014	0.013	0.013	0.001	0.015	0.014	0.016
Ca	0.033	0.031	0.032	0.002	0.038	0.035	0.034	0.036	0.002	0.031	0.033	0.025
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.004	0.004	0.006	0.004	0.005	0.006	0.005	0.005	0.001	0.003	0.003	0.005
Total	3.989	3.994	3.992	0.002	3.985	3.993	3.987	3.988	0.004	3.992	3.992	3.989
T	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000
MI+M2	1.989	1.994	1.992		1.985	1.993	1.987	1.988		1.992	1.992	1.989
Al3	0.011	0.006	0.008		0.016	0.007	0.014	0.012		0.009	0.009	0.011
En%	81.53	81.89	81.57		81.36	81.58	81.89	81.61		81.66	81.37	81.45
Fs%	16.79	16.52	16.81		16.68	16.61	16.39	16.56		16.76	16.97	17.29
Wo%	1.68	1.59	1.62		1.96	1.80	1.72	1.83		1.58	1.66	1.26

No de análisis	(76-78)		79		80		81		82		83	
	NM#21-En-f	σ	NM#21-En-31	NM#21-En-32	NM#21-En-37	NM#21-En-g	σ	NM#21-En-39	NM#21-En-40	NM#21-En-h	σ	
SiO2	57.23	0.21	56.73	57.15	57.22	57.03	0.27	57.16	57.41	57.29	0.17	
TiO2	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	
Al2O3	0.13	0.04	0.18	0.17	0.17	0.17	0.01	0.07	0.13	0.10	0.05	
FeO	11.39	0.12	11.05	10.92	11.30	11.09	0.20	11.45	11.52	11.49	0.05	
MgO	30.62	0.21	29.75	30.17	30.29	30.07	0.29	30.74	30.65	30.70	0.06	
MnO	0.50	0.03	0.46	0.50	0.48	0.48	0.02	0.48	0.47	0.48	0.01	
CaO	0.79	0.11	2.19	1.62	1.29	1.70	0.45	0.91	0.90	0.91	0.01	
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr2O3	0.14	0.03	0.20	0.19	0.17	0.19	0.02	0.13	0.13	0.13	0.00	
NiO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	
Total	100.80	0.34	100.56	100.71	100.94	100.74	0.19	100.95	101.22	101.08	0.19	
Base 6 oxígenos												
Si	2.004	0.896	1.998	2.004	2.004	2.002	0.003	2.001	2.004	2.003	0.002	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Al	0.005	0.003	0.007	0.007	0.007	0.007	0.000	0.003	0.005	0.004	0.002	
Fe	0.334	0.149	0.326	0.320	0.331	0.326	0.004	0.335	0.336	0.336	0.001	
Mg	1.599	0.715	1.562	1.577	1.581	1.574	0.008	1.604	1.595	1.600	0.007	
Mn	0.015	0.007	0.014	0.015	0.014	0.014	0.000	0.014	0.014	0.014	0.000	
Ca	0.029	0.014	0.082	0.061	0.048	0.064	0.014	0.034	0.034	0.034	0.000	
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Cr	0.004	0.002	0.006	0.005	0.005	0.005	0.000	0.003	0.003	0.003	0.000	
Total	3.991	1.785	3.995	3.990	3.990	3.992	0.003	3.996	3.992	3.994	0.002	
<i>T</i>	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000		
<i>M1+M2</i>	1.991		1.995	1.990	1.990	1.992		1.996	1.992	1.994		
<i>Al3</i>	0.010		0.006	0.011	0.011	0.009		0.004	0.009	0.007		
En%	81.49		79.29	80.54	80.66	80.17		81.28	81.18	81.23		
Fs%	17.00		16.52	16.35	16.88	16.58		16.99	17.11	17.05		
Wo%	1.50		4.19	3.11	2.46	3.25		1.73	1.71	1.72		

No de análisis	84	85	86	87	88	89	90	91		
	NM#148-En-1	NM#148-En-4	NM#148-En-5	NM#148-En-6	NM#148-En-7	NM#148-En-8	NM#148-En-9	NM#148-En-11	NM#148-En-a	σ
SiO2	56.96	56.43	56.07	54.44	56.05	56.67	56.97	57.21	56.35	0.88
TiO2	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01
Al2O3	0.19	0.25	0.16	0.16	0.19	0.21	0.23	0.19	0.20	0.03
FeO	11.32	10.88	11.50	11.75	11.17	11.19	11.35	11.12	11.28	0.26
MgO	30.55	30.18	31.30	31.48	30.50	30.55	30.76	30.47	30.72	0.44
MnO	0.51	0.46	0.49	0.44	0.47	0.49	0.50	0.46	0.48	0.02
CaO	0.77	0.77	0.58	0.62	0.71	0.79	0.79	1.01	0.75	0.13
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.13	0.11	0.12	0.12	0.14	0.15	0.13	0.12	0.13	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	100.43	99.09	100.23	99.04	99.23	100.07	100.73	100.58	99.92	0.70
Base 6 oxígenos										
Si	2.002	2.006	1.980	1.955	1.995	1.999	1.997	2.006	1.993	0.017
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.008	0.010	0.007	0.007	0.008	0.009	0.009	0.008	0.008	0.001
Fe	0.333	0.323	0.340	0.353	0.332	0.330	0.333	0.326	0.334	0.009
Mg	1.601	1.600	1.648	1.685	1.618	1.607	1.608	1.593	1.620	0.031
Mn	0.015	0.014	0.015	0.013	0.014	0.015	0.015	0.014	0.014	0.001
Ca	0.029	0.029	0.022	0.024	0.027	0.030	0.030	0.038	0.029	0.005
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003	0.004	0.000
Total	3.992	3.987	4.015	4.040	3.999	3.994	3.996	3.988	4.001	0.017
T	2.000	2.000	1.987	1.962	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
MI+M2	1.992	1.987	2.028	2.079	1.999	1.994	1.996	1.988	2.001	
Al3	0.010	0.017			0.003	0.008	0.007	0.014	0.001	
En%	81.57	81.94	82.01	81.73	81.83	81.69	81.61	81.39	81.72	
Fs%	16.95	16.56	16.90	17.11	16.81	16.79	16.89	16.66	16.84	
Wo%	1.48	1.50	1.09	1.16	1.37	1.52	1.50	1.95	1.44	

No de análisis	92	93	94	95	96	97	98	99		
	NM#148-En-12	NM#148-En-13	NM#148-En-16	NM#148-En-b	σ	NM#148-En-17	NM#148-En-18	NM#148-En-19	NM#148-En-20	NM#148-En-21
SiO2	56.744	56.797	57.232	56.940	0.268	56.758	56.725	56.446	56.608	56.398
TiO2	0	0.005	0	0.001	0.003	0.005	0.018	0	0	0
Al2O3	0.214	0.186	0.208	0.200	0.015	0.213	0.18	0.164	0.191	0.229
FeO	11.299	11.237	11.366	11.152	0.065	11.302	11.364	10.948	11.25	11.17
MgO	30.402	30.708	30.897	30.525	0.250	30.389	30.628	30.386	30.222	29.917
MnO	0.518	0.528	0.505	0.499	0.012	0.531	0.503	0.479	0.486	0.443
CaO	0.8	0.717	0.789	0.964	0.045	0.791	0.746	0.968	1.023	1.472
Na2O	0	0	0.001	0.001	0.001	0	0	0	0.001	0
Cr2O3	0.157	0.117	0.129	0.138	0.021	0.153	0.14	0.157	0.139	0.141
NiO	0	0	0.04	0.012	0.023	0	0.008	0	0	0.008
Total	100.134	100.295	101.167	100.431	0.556	100.142	100.312	99.548	99.92	99.778
Base 6 oxígenos										
Si	2.001	1.999	1.999	2.002	0.001	2.002	1.998	2.001	2.002	1.999
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.009	0.008	0.009	0.008	0.001	0.009	0.007	0.007	0.008	0.010
Fe	0.333	0.331	0.332	0.328	0.001	0.333	0.335	0.325	0.333	0.331
Mg	1.599	1.611	1.608	1.600	0.007	1.598	1.608	1.606	1.593	1.581
Mn	0.015	0.016	0.015	0.015	0.000	0.016	0.015	0.014	0.015	0.013
Ca	0.030	0.027	0.030	0.036	0.002	0.030	0.028	0.037	0.039	0.056
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.004	0.003	0.004	0.004	0.001	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004
Total	3.992	3.995	3.995	3.994	0.002	3.992	3.996	3.994	3.993	3.994
T	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
MI+M2	1.992	1.995	1.995	1.992		1.992	1.996	1.994	1.993	1.994
Al3	0.010	0.007	0.007	0.010		0.011	0.005	0.008	0.010	0.009
En%	81.48	81.83	81.65	81.65		81.48	81.59	81.63	81.10	80.34
Fs%	16.98	16.80	16.85	16.88		17.00	16.98	16.50	16.93	16.82
Wo%	1.54	1.37	1.50	1.47		1.52	1.43	1.87	1.97	2.84

No de análisis	100	101	(95 a 101)	
	NM#148-En-22	NM#148-En-23	NM#148-En-c	σ
SiO2	56.2	56.513	56.521	0.195
TiO2	0.012	0.005	0.006	0.007
Al2O3	0.22	0.432	0.233	0.091
FeO	11.224	11.215	11.210	0.132
MgO	29.895	29.74	30.168	0.324
MnO	0.465	0.487	0.485	0.028
CaO	1.119	0.823	0.992	0.251
Na2O	0.001	0.001	0.000	0.001
Cr2O3	0.152	0.116	0.143	0.014
NiO	0.033	0.009	0.008	0.012
Total	99.321	99.341	99.766	0.385
Base 6 oxígenos				
Si	2.001	2.007	2.001	0.003
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.009	0.018	0.010	0.004
Fe	0.334	0.333	0.332	0.003
Mg	1.587	1.575	1.592	0.013
Mn	0.014	0.015	0.015	0.001
Ca	0.043	0.031	0.038	0.010
Na	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.004	0.003	0.004	0.000
Total	3.992	3.982	3.992	1.411
T	2.000	2.000	2.000	
MI+M2	1.992	1.982	1.992	
Al3	0.010	0.025	0.011	
En%	80.81	81.21	81.17	
Fs%	17.02	17.18	16.92	
Wo%	2.17	1.61	1.92	

No de anál.	1	2	3	4	5	6	7	8	9				
	NM#2-cpx-2	NM#2-cpx-3	NM#2-cpx-4	NM#2-cpx-5	NM#2-cpx-7	NM#2-cpx-8	NM#2-cpx-a	σ	NMI#2-z2-4	NMI#2-z2-5	NMI#2-z2-6	NMI#2-cpx-b	σ
SiO2	54.66	54.75	54.79	54.48	55.18	54.77	54.77	0.23	55.00	54.65	55.49	55.05	0.42
TiO2	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01
Al2O3	0.50	0.50	0.47	0.51	0.49	0.49	0.49	0.01	0.42	0.37	0.38	0.39	0.03
FeO	3.52	3.36	3.36	3.45	3.41	3.49	3.43	0.07	3.05	3.24	3.30	3.20	0.13
MgO	17.28	17.31	17.20	17.41	17.44	17.47	17.35	0.10	17.47	17.52	17.54	17.51	0.03
MnO	0.29	0.21	0.16	0.25	0.24	0.23	0.23	0.04	0.18	0.27	0.24	0.23	0.05
CaO	22.75	22.48	22.56	22.92	22.92	22.76	22.73	0.18	23.17	22.66	23.11	22.98	0.28
Na2O	0.51	0.55	0.51	0.47	0.56	0.55	0.53	0.03	0.50	0.47	0.46	0.47	0.02
Cr2O3	0.83	0.82	0.85	0.84	0.84	0.85	0.84	0.01	0.82	0.78	0.81	0.80	0.02
NiO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01
Total	100.35	99.99	99.92	100.33	101.11	100.61	100.38	0.43	100.63	99.99	101.31	100.64	0.66
Base 6 oxígenos													
Si	1.988	1.994	1.996	1.982	1.990	1.986	1.989	0.005	1.990	1.991	1.995	1.992	0.002
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.021	0.022	0.020	0.022	0.021	0.021	0.021	0.001	0.018	0.016	0.016	0.017	0.001
Fe	0.107	0.102	0.102	0.105	0.103	0.106	0.104	0.002	0.092	0.099	0.099	0.097	0.004
Mg	0.937	0.940	0.934	0.944	0.937	0.945	0.939	0.004	0.943	0.952	0.940	0.945	0.006
Mn	0.009	0.006	0.005	0.008	0.007	0.007	0.007	0.001	0.005	0.008	0.007	0.007	0.002
Ca	0.886	0.877	0.881	0.893	0.885	0.884	0.884	0.006	0.898	0.884	0.890	0.891	0.007
Na	0.036	0.039	0.036	0.033	0.039	0.038	0.037	0.002	0.035	0.033	0.032	0.033	0.002
Cr	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.000	0.024	0.022	0.023	0.023	0.001
Total	4.008	4.003	4.000	4.012	4.007	4.011	4.007	0.005	4.006	4.006	4.002	4.005	0.003
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000	
MI+M2	2.008	2.003	2.000	2.012	2.007	2.011	2.007		2.006	2.006	2.002	2.005	
Al3	0.009	0.015	0.016	0.004	0.011	0.007	0.010		0.008	0.007	0.011	0.009	
En%	48.54	48.97	48.73	48.61	48.68	48.83	48.73		48.77	49.19	48.72	48.89	
Fs%	5.54	5.33	5.34	5.40	5.34	5.46	5.40		4.77	5.11	5.14	5.01	
Wo%	45.92	45.70	45.93	45.99	45.98	45.71	45.87		46.46	45.70	46.14	46.10	

No de anál.	10	11	12			13	14	15			16	17	18
	NM#2-z2-7	NM#2-z2-8	NM#2-z2-9	NMI#2-cpx-c	σ	NM#5-z1-3	NM#5-z1-4	NM#5-z1-6	NMI#5-cpx-a	σ	NMI#5-cpx-7	NMI#5-cpx-8	NMI#5-cpx-9
SiO2	55.23	55.12	54.89	55.08	0.17	54.30	55.15	55.31	54.92	0.55	54.64	54.78	54.73
TiO2	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Al2O3	0.36	0.40	0.38	0.38	0.02	0.42	0.35	0.40	0.39	0.03	0.45	0.44	0.44
FeO	3.29	3.22	3.39	3.30	0.09	4.13	4.23	4.16	4.17	0.05	3.98	3.94	4.11
MgO	17.57	17.60	17.80	17.65	0.12	17.32	17.45	17.35	17.37	0.07	17.00	16.98	16.92
MnO	0.21	0.26	0.30	0.25	0.05	0.28	0.33	0.28	0.30	0.03	0.24	0.23	0.24
CaO	23.05	23.21	22.48	22.91	0.38	22.58	22.53	22.61	22.58	0.04	23.23	23.46	23.19
Na2O	0.49	0.46	0.46	0.47	0.02	0.55	0.50	0.58	0.54	0.04	0.56	0.51	0.55
Cr2O3	0.79	0.82	0.80	0.80	0.01	0.79	0.73	0.77	0.76	0.03	0.84	0.83	0.83
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	100.98	101.07	100.51	100.85	0.30	100.40	101.27	101.47	101.04	0.57	100.96	101.18	101.00
Base 6 oxígenos													
Si	1.992	1.988	1.989	1.990	0.002	1.980	1.991	1.992	1.988	0.006	1.982	1.983	1.985
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	0.015	0.017	0.016	0.016	0.001	0.018	0.015	0.017	0.017	0.002	0.019	0.019	0.019
Fe	0.099	0.097	0.103	0.100	0.003	0.126	0.128	0.125	0.126	0.001	0.121	0.119	0.125
Mg	0.945	0.946	0.961	0.951	0.009	0.942	0.939	0.932	0.937	0.005	0.919	0.916	0.915
Mn	0.006	0.008	0.009	0.008	0.001	0.009	0.010	0.009	0.009	0.001	0.007	0.007	0.007
Ca	0.891	0.897	0.873	0.887	0.013	0.882	0.871	0.872	0.875	0.006	0.903	0.910	0.901
Na	0.035	0.032	0.032	0.033	0.001	0.039	0.035	0.040	0.038	0.003	0.040	0.036	0.038
Cr	0.023	0.023	0.023	0.023	0.000	0.023	0.021	0.022	0.022	0.001	0.024	0.024	0.024
Total	4.006	4.008	4.007	4.007	0.001	4.019	4.009	4.009	4.012	0.006	4.016	4.014	4.013
T	2.000	2.000	2.000	2.000		1.998	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000
M1+M2	2.006	2.008	2.007	2.007		2.021	2.009	2.009	2.012		2.016	2.014	2.013
Al3	0.008	0.005	0.005	0.006			0.006	0.009	0.004		0.001	0.002	0.003
En%	48.84	48.77	49.64	49.08		48.30	48.45	48.29	48.35		47.32	47.09	47.15
Fs%	5.12	5.01	5.31	5.15		6.46	6.58	6.49	6.51		6.21	6.14	6.42
Wo%	46.04	46.22	45.05	45.77		45.25	44.97	45.22	45.14		46.47	46.77	46.44

No de anál.	19 (16 a 19)			20		21		22		23		24	
	NMI#5-cpx-10	NMI#5-cpx-b	σ	NM#5-opx-14	NM#5-opx-15	NM#5-pig-c	σ	NM#14-cpx-2	NM#14-cpx-11	NM#14-cpx-13	NMI#14-cpx-a	σ	
SiO2	54.27	54.60	0.23	56.62	56.35	56.48	0.19	54.15	55.15	54.85	55.00	0.22	
TiO2	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al2O3	0.47	0.45	0.01	0.25	0.29	0.27	0.03	0.31	0.46	0.37	0.41	0.07	
FeO	4.20	4.06	0.12	10.40	9.93	10.17	0.34	3.78	3.92	3.86	3.89	0.04	
MgO	16.90	16.95	0.05	29.05	27.85	28.45	0.85	17.78	16.85	16.93	16.89	0.05	
MnO	0.21	0.23	0.01	0.52	0.47	0.50	0.04	0.20	0.24	0.20	0.22	0.02	
CaO	23.03	23.23	0.18	4.20	4.23	4.22	0.02	23.06	23.25	23.46	23.35	0.15	
Na2O	0.51	0.53	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.57	0.44	0.44	0.44	0.00	
Cr2O3	0.84	0.83	0.01	0.21	0.25	0.23	0.02	1.08	0.82	0.84	0.83	0.01	
NiO	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	
Total	100.44	100.89	0.32	101.28	99.38	100.33	1.34	100.93	101.16	100.94	101.05	0.15	
Base 6 oxígenos													
Si	1.981	1.983	0.002	1.988	2.009	1.998	0.015	1.966	1.993	1.988	1.991	0.004	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Al	0.020	0.019	0.001	0.010	0.012	0.011	0.001	0.013	0.020	0.016	0.018	0.003	
Fe	0.128	0.123	0.004	0.305	0.296	0.301	0.007	0.115	0.118	0.117	0.118	0.001	
Mg	0.919	0.917	0.002	1.520	1.481	1.501	0.028	0.962	0.908	0.915	0.911	0.005	
Mn	0.006	0.007	0.000	0.015	0.014	0.015	0.001	0.006	0.007	0.006	0.007	0.001	
Ca	0.900	0.904	0.004	0.158	0.162	0.160	0.003	0.897	0.900	0.911	0.905	0.008	
Na	0.036	0.038	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.040	0.031	0.031	0.031	0.000	
Cr	0.024	0.024	0.000	0.006	0.007	0.006	0.001	0.031	0.024	0.024	0.024	0.000	
Total	4.015	4.014	0.001	4.004	3.981	3.993	0.016	4.032	4.001	4.008	4.004	0.005	
T	2.000	2.000		1.998	2.000	2.000		1.980	2.000	2.000	2.000		
MI+M2	2.015	2.014		2.006	1.981	1.993		2.052	2.001	2.008	2.004		
Al3	0.001	0.002			0.021	0.010			0.013	0.004	0.008		
En%	47.20	47.19		76.64	76.39	76.52		48.74	47.14	47.09	47.11		
Fs%	6.57	6.33		15.39	15.27	15.33		5.82	6.14	6.02	6.08		
Wo%	46.23	46.48		7.97	8.34	8.15		45.44	46.72	46.89	46.81		

No de anál.	25	26	27			28	29	30	31		
	NM#14-cpx-25	NM#14-cpx-26	NM#14-cpx-27	NMI#14-pig-b	σ	NMI#21-cpx-1	NMI#21-cpx-2	NMI#21-cpx-3	NMI#21-cpx-4	NM#21-cpx-a	σ
SiO2	55.97	56.59	55.77	56.11	0.43	53.99	54.55	54.31	54.80	54.41	0.34
TiO2	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Al2O3	0.23	0.23	0.24	0.23	0.01	0.38	0.43	0.42	0.44	0.42	0.03
FeO	8.92	8.45	7.74	8.37	0.59	5.64	4.05	3.13	3.31	4.03	1.14
MgO	26.82	26.32	25.22	26.12	0.82	16.43	16.45	16.60	16.59	16.52	0.09
MnO	0.37	0.41	0.37	0.38	0.02	0.18	0.23	0.20	0.27	0.22	0.04
CaO	7.00	8.56	9.73	8.43	1.37	22.84	23.04	23.04	23.02	22.98	0.10
Na2O	0.19	0.15	0.20	0.18	0.02	0.48	0.50	0.48	0.50	0.49	0.01
Cr2O3	0.35	0.42	0.45	0.41	0.05	0.84	0.86	0.90	0.83	0.86	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.01	0.00	0.02	0.03
Total	99.85	101.12	99.73	100.23	0.77	100.86	100.13	99.10	99.76	99.96	0.73
Base 6 oxígenos											
Si	1.997	1.997	1.998	1.997	0.001	1.976	1.994	1.998	2.002	1.992	0.012
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.010	0.009	0.010	0.010	0.000	0.016	0.018	0.018	0.019	0.018	0.001
Fe	0.266	0.249	0.232	0.249	0.017	0.173	0.124	0.096	0.101	0.124	0.035
Mg	1.426	1.384	1.347	1.386	0.040	0.896	0.896	0.910	0.903	0.902	0.007
Mn	0.011	0.012	0.011	0.011	0.001	0.006	0.007	0.006	0.008	0.007	0.001
Ca	0.267	0.323	0.373	0.321	0.053	0.895	0.902	0.908	0.901	0.902	0.005
Na	0.013	0.010	0.014	0.012	0.002	0.034	0.036	0.034	0.035	0.035	0.001
Cr	0.010	0.012	0.013	0.011	0.001	0.024	0.025	0.026	0.024	0.025	0.001
Total	4.000	3.998	3.997	3.998	0.002	4.020	4.002	3.997	3.994	4.003	0.012
T	2.000	2.000	2.000	2.000		1.992	2.000	2.000	2.000	2.000	
MI+M2	2.000	1.998	1.997	1.998		2.029	2.002	1.997	1.994	2.003	
Al3	0.006	0.006	0.008	0.007			0.012	0.016	0.021	0.010	
En%	72.78	70.74	69.00	70.84		45.63	46.62	47.56	47.42	46.79	
Fs%	13.57	12.74	11.88	12.73		8.79	6.44	5.03	5.30	6.41	
Wo%	13.65	16.52	19.12	16.43		45.58	46.94	47.41	47.28	46.80	

No de anál.	32	33	34	35	36	37	38		
	NMI#21-cpx3-3	NMI#21-cpx3-4	NMI#21-cpx3-5	NMI#21-cpx3-6	NMI#21-cpx3-8	NM#21-cpx-z3	σ	NM#21-z3-2	NM#21-cpx-5
SiO2	54.59	54.91	55.49	55.19	55.00	55.04	0.33	55.34	54.30
TiO2	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Al2O3	0.44	0.61	0.66	0.67	0.42	0.56	0.12	0.32	0.42
FeO	3.84	3.89	3.94	3.94	3.86	3.89	0.05	5.82	4.40
MgO	17.13	16.91	16.87	16.66	17.01	16.92	0.18	20.54	18.11
MnO	0.26	0.21	0.23	0.25	0.18	0.23	0.03	0.35	0.28
CaO	23.41	23.24	22.93	22.74	23.12	23.09	0.26	18.22	22.08
Na2O	0.52	0.57	0.56	0.55	0.40	0.52	0.07	0.36	0.47
Cr2O3	0.87	0.82	0.80	0.84	0.87	0.84	0.03	0.76	0.80
NiO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.10	101.17	101.49	100.85	100.87	101.09	0.26	101.70	100.87
Base 6 oxígenos									
Si	1.978	1.985	1.996	1.997	1.992	1.990	0.008	1.979	1.971
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.019	0.026	0.028	0.028	0.018	0.024	0.005	0.013	0.018
Fe	0.116	0.118	0.118	0.119	0.117	0.118	0.001	0.174	0.133
Mg	0.925	0.911	0.904	0.899	0.918	0.912	0.011	1.095	0.980
Mn	0.008	0.006	0.007	0.008	0.006	0.007	0.001	0.010	0.009
Ca	0.909	0.900	0.883	0.882	0.897	0.894	0.011	0.698	0.858
Na	0.037	0.040	0.039	0.038	0.028	0.036	0.005	0.025	0.033
Cr	0.025	0.023	0.023	0.024	0.025	0.024	0.001	0.021	0.023
Total	4.018	4.010	3.998	3.995	4.001	4.004	0.009	4.016	4.025
T	1.997	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000		1.992	1.989
MI+M2	2.021	2.010	1.998	1.995	2.001	2.004		2.024	2.037
Al3		0.011	0.024	0.026	0.010	0.013			
En%	47.45	47.24	47.45	47.31	47.53	47.39		55.68	49.69
Fs%	5.96	6.09	6.22	6.27	6.05	6.12		8.84	6.77
Wo%	46.59	46.67	46.34	46.42	46.43	46.49		35.49	43.54

No de anál.	39	40	41	42			43	44	45		
	NM#148-cpx-16	NM#148-cpx-17	NM#148-cpx-18	NM#148-cpx-20	NM#148-cpx-0	σ	NM#148-cpx-23	NM#148-cpx-24	NM#148-cpx-25	NM#148-cpx-a	σ
SiO2	54.52	54.91	54.67	54.66	54.62	0.16	54.39	54.83	54.78	54.66	0.24
TiO2	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Al2O3	0.68	0.66	0.49	0.50	0.56	0.10	0.50	0.51	0.83	0.61	0.19
FeO	4.25	4.36	4.25	4.27	4.26	0.05	4.23	4.29	3.99	4.17	0.16
MgO	16.65	16.72	16.64	16.73	16.67	0.05	16.92	16.88	16.61	16.80	0.17
MnO	0.22	0.26	0.26	0.21	0.23	0.02	0.24	0.22	0.22	0.23	0.01
CaO	23.40	23.15	22.96	23.01	23.12	0.20	23.29	23.10	23.37	23.25	0.14
Na2O	0.64	0.60	0.56	0.53	0.57	0.05	0.52	0.52	0.61	0.55	0.05
Cr2O3	0.81	0.83	0.84	0.84	0.83	0.01	0.82	0.83	0.86	0.83	0.02
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.18	101.49	100.68	100.74	100.87	0.38	100.91	101.18	101.26	101.12	0.18
Base 6 oxígenos											
Si	1.977	1.983	1.989	1.987	1.984	0.005	1.977	1.985	1.981	1.981	0.004
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.029	0.028	0.021	0.021	0.024	0.004	0.021	0.022	0.035	0.026	0.008
Fe	0.129	0.132	0.129	0.130	0.129	0.001	0.129	0.130	0.121	0.126	0.005
Mg	0.900	0.900	0.902	0.907	0.903	0.003	0.917	0.911	0.895	0.908	0.011
Mn	0.007	0.008	0.008	0.006	0.007	0.001	0.007	0.007	0.007	0.007	0.000
Ca	0.909	0.896	0.895	0.896	0.900	0.007	0.907	0.896	0.905	0.903	0.006
Na	0.045	0.042	0.039	0.037	0.040	0.003	0.037	0.037	0.043	0.039	0.004
Cr	0.023	0.024	0.024	0.024	0.024	0.000	0.023	0.024	0.025	0.024	0.001
Total	4.019	4.012	4.008	4.009	4.012	0.005	4.019	4.011	4.011	4.013	0.004
T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000		1.998	2.000	2.000	2.000	
MI+M2	2.019	2.012	2.008	2.009	2.012		2.020	2.011	2.011	2.013	
Al3	0.006	0.011	0.010	0.008	0.008			0.007	0.016	0.007	
En%	46.45	46.70	46.84	46.92	46.74		46.95	47.05	46.61	46.87	
Fs%	6.65	6.83	6.71	6.71	6.69		6.59	6.70	6.28	6.52	
Wo%	46.90	46.47	46.45	46.37	46.57		46.46	46.26	47.12	46.61	

No de anál.	46	47			48
	NM#148-cpx-26	NM#148-cpx-28	NM#148-cpx-b	σ	NM#148-cpx-30
SiO2	54.33	54.49	54.41	0.11	54.76
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Al2O3	0.53	0.89	0.71	0.26	0.40
FeO	4.16	4.02	4.09	0.09	5.83
MgO	16.63	16.46	16.55	0.12	20.55
MnO	0.27	0.26	0.26	0.01	0.33
CaO	22.99	22.73	22.86	0.18	16.82
Na2O	0.52	0.66	0.59	0.10	0.38
Cr2O3	0.88	0.81	0.85	0.05	0.58
NiO	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01
Total	100.35	100.32	100.33	0.02	99.67
Base 6 oxígenos					
Si	1.984	1.986	1.997	0.001	1.990
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.023	0.038	0.010	0.011	0.017
Fe	0.127	0.123	0.249	0.003	0.177
Mg	0.906	0.895	1.386	0.008	1.113
Mn	0.008	0.008	0.011	0.000	0.010
Ca	0.899	0.887	0.321	0.009	0.655
Na	0.037	0.046	0.012	0.007	0.026
Cr	0.025	0.023	0.011	0.002	0.017
Total	4.010	4.007	3.998	0.002	4.006
T	2.000	2.000	2.000		2.000
M1+M2	2.010	2.007	1.998		2.006
Al3	0.007	0.024	0.007		0.007
En%	46.88	46.97	46.92		57.23
Fs%	6.57	6.44	6.50		9.11
Wo%	46.55	46.59	46.57		33.65

No. análisis	1	2	3	4			5	6	7		
	Cs#11-En-1	Cs#11-En-2	Cs#11-En-3	Cs#11-En-4	Cs#11-En-a	σ	Cs#11-En-5	Cs#11-En-6	Cs#11-En-7	Cs#11-En-b	σ
SiO2	56.25	56.80	56.46	56.03	56.38	0.33	56.45	56.47	56.28	56.40	0.10
TiO2	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	0.19	0.87	0.13	0.11	0.32	0.36	0.09	0.12	0.15	0.12	0.03
FeO	11.04	10.11	11.18	11.13	10.86	0.51	11.12	10.80	10.65	10.86	0.24
MgO	30.88	29.64	31.01	30.86	30.60	0.64	30.64	29.92	29.82	30.13	0.45
MnO	0.23	0.23	0.23	0.25	0.23	0.01	0.26	0.21	0.25	0.24	0.03
CaO	0.79	0.98	0.99	1.14	0.97	0.15	1.54	2.49	3.12	2.38	0.80
Na2O	0.09	0.25	0.03	0.03	0.10	0.10	0.05	0.03	0.07	0.05	0.02
Cr2O3	0.21	0.22	0.59	0.20	0.30	0.19	0.25	0.25	0.26	0.25	0.01
NiO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	99.67	99.10	100.64	99.75	99.79	0.64	100.41	100.29	100.62	100.44	0.17
Base 6 oxígenos											
Si	1.991	2.011	1.984	1.986	1.993	0.012	1.989	1.994	1.985	1.989	0.004
Ti	-	0.000	0.001	-	0.000	0.000	0.000	-	0.000	0.000	0.000
Al	0.008	0.036	0.005	0.004	0.013	0.015	0.004	0.005	0.006	0.005	0.001
Fe	0.327	0.299	0.329	0.330	0.321	0.015	0.328	0.319	0.314	0.320	0.007
Mg	1.630	1.564	1.625	1.631	1.612	0.032	1.610	1.575	1.568	1.584	0.022
Mn	0.007	0.007	0.007	0.008	0.007	0.000	0.008	0.006	0.007	0.007	0.001
Ca	0.030	0.037	0.037	0.043	0.037	0.006	0.058	0.094	0.118	0.090	0.030
Na	0.006	0.017	0.002	0.002	0.007	0.007	0.003	0.002	0.005	0.003	0.002
Cr	0.006	0.006	0.017	0.006	0.008	0.005	0.007	0.007	0.007	0.007	0.000
Total	4.005	3.977	4.006	4.010	3.999	0.015	4.007	4.001	4.011	4.006	0.005
T	1.999	2.000	1.989	1.991	1.995		1.993	1.999	1.991	1.994	
MI+M2	2.005	1.977	2.016	6.029	3.007		2.014	2.003	6.031	3.349	
Al3		0.047			0.047						
En %	82.04	82.31	81.63	81.37	81.84		80.67	79.22	78.40	79.43	
Fs %	16.45	15.74	16.51	16.46	16.29		16.42	16.04	15.70	16.05	
Wo %	1.50	1.95	1.86	2.17	1.87		2.91	4.74	5.90	4.51	

No. análisis	8		9		10		11		12		13		14	
	Cs#40-En-2	Cs#40-En-3	Cs#40-En-4	Cs#40-En-5	Cs#40-En-a	σ	Cs#61-En-1	Cs#61-En-2	Cs#61-En-3	Cs#61-En-a	σ			
SiO2	55.98	55.94	55.98	55.69	55.90	0.14	55.94	56.22	56.18	56.11	0.15			
TiO2	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01			
Al2O3	0.10	0.10	0.11	0.12	0.10	0.01	0.12	0.11	0.12	0.12	0.01			
FeO	11.17	11.26	11.15	10.91	11.12	0.15	11.03	11.19	10.88	11.03	0.15			
MgO	31.02	31.12	31.08	30.89	31.03	0.10	31.09	31.21	30.51	30.94	0.38			
MnO	0.21	0.21	0.19	0.25	0.22	0.03	0.23	0.24	0.23	0.23	0.01			
CaO	0.66	0.68	0.67	0.64	0.67	0.02	0.65	0.58	1.08	0.77	0.27			
Na2O	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00			
Cr2O3	0.16	0.16	0.17	0.18	0.17	0.01	0.21	0.17	0.21	0.19	0.02			
NiO	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02			
Total	99.35	99.51	99.39	98.69	99.23	0.37	99.31	99.75	99.21	99.42	0.29			
Base 6 oxígenos														
Si	1.990	1.986	1.988	1.990	1.989	0.002	1.988	1.989	1.997	1.992	0.005			
Ti	0.000	0.000	-	-	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Al	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.000	0.005	0.004	0.005	0.005	0.000			
Fe	0.332	0.334	0.331	0.326	0.331	0.003	0.328	0.331	0.324	0.327	0.004			
Mg	1.643	1.647	1.646	1.646	1.646	0.002	1.647	1.646	1.617	1.637	0.017			
Mn	0.006	0.006	0.006	0.008	0.007	0.001	0.007	0.007	0.007	0.007	0.000			
Ca	0.025	0.026	0.026	0.025	0.025	0.001	0.025	0.022	0.041	0.029	0.010			
Na	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000			
Cr	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.000	0.006	0.005	0.006	0.005	0.001			
Total	4.007	4.010	4.008	4.005	4.007	0.002	4.007	4.006	3.997	4.003	0.005			
T	1.994	1.990	1.993	1.995	1.993		1.993	1.994	2.000	1.996				
MI+M2	2.013	2.020	2.015	6.014	3.015		2.013	2.013	1.997	2.008				
Al3									0.002	0.002				
En %	82.14	82.05	82.19	82.44	82.20		82.38	82.35	81.60	82.11				
Fs %	16.59	16.66	16.54	16.33	16.53		16.39	16.56	16.33	16.42				
Wo %	1.26	1.29	1.28	1.23	1.27		1.23	1.09	2.07	1.47				

No. análisis	15		16		17		18		19		20		21		22	
	Cs#61-En-5	Cs#61-En-6	Cs#61-En-b	σ	Cs#61-En-7	Cs#61-En-8	Cs#61-En-9	Cs#61-En-10	Cs#61-En-11	Cs#61-En-12	Cs#61-En-c	σ				
SiO2	56.19	56.13	56.16	0.04	56.00	55.93	55.71	55.64	55.45	55.90	55.77	0.21				
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01				
Al2O3	0.11	0.09	0.10	0.01	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10	0.09	0.10	0.01				
FeO	10.82	11.20	11.01	0.27	11.07	11.12	11.17	11.16	11.08	11.25	11.14	0.07				
MgO	31.20	31.35	31.28	0.10	30.93	30.86	30.81	30.86	30.79	31.03	30.88	0.09				
MnO	0.24	0.25	0.24	0.01	0.25	0.24	0.22	0.23	0.20	0.26	0.23	0.02				
CaO	0.54	0.54	0.54	0.00	0.68	0.67	0.67	0.60	0.69	0.63	0.66	0.03				
Na2O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01				
Cr2O3	0.13	0.15	0.14	0.01	0.22	0.19	0.19	0.17	0.18	0.16	0.19	0.02				
NiO	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01				
Total	99.26	99.76	99.51	0.35	99.27	99.15	98.88	98.83	98.50	99.35	99.00	0.32				
Base 6 oxígenos																
Si	1.994	1.987	1.990	0.005	1.991	1.991	1.990	1.988	1.988	1.988	1.989	0.001				
Ti	-	0.000	0.000	0.000	-	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000				
Al	0.005	0.004	0.004	0.001	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.000				
Fe	0.321	0.331	0.326	0.007	0.329	0.331	0.333	0.333	0.332	0.335	0.332	0.002				
Mg	1.651	1.654	1.653	0.003	1.639	1.638	1.640	1.644	1.645	1.645	1.642	0.003				
Mn	0.007	0.007	0.007	0.000	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.008	0.007	0.001				
Ca	0.021	0.021	0.021	0.000	0.026	0.025	0.026	0.023	0.027	0.024	0.025	0.001				
Na	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	-	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001				
Cr	0.004	0.004	0.004	0.000	0.006	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.001				
Total	4.002	4.010	4.006	0.005	4.004	4.004	4.005	4.008	4.008	4.009	4.006	0.002				
T	1.998	1.991	1.995		1.995	1.996	1.994	1.993	1.992	1.992	1.994					
MI+M2	6.006	2.019	4.012		2.009	2.008	6.017	2.015	2.016	2.017	2.680					
Al3																
En %	82.86	82.46	82.66		82.21	82.13	82.04	82.19	82.11	82.11	82.13					
Fs %	16.11	16.52	16.31		16.50	16.59	16.68	16.67	16.57	16.70	16.62					
Wo %	1.03	1.02	1.03		1.29	1.28	1.28	1.15	1.33	1.20	1.25					

No. análisis	23		24		25		26		27		28	
	Cs#23-En-1	Cs#23-En-2	Cs#23-En-3	Cs#23-En-4	Cs#23-En-a	σ	Cs#23-En-5	Cs#23-En-6	Cs#23-En-b	σ		
SiO2	56.67	56.47	56.57	56.56	56.57	0.08	56.62	56.05	56.33	0.40		
TiO2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00		
Al2O3	0.09	0.08	0.08	0.10	0.09	0.01	0.13	0.11	0.12	0.01		
FeO	11.16	11.28	11.30	11.19	11.23	0.07	11.04	10.74	10.89	0.21		
MgO	31.23	31.20	31.25	31.22	31.22	0.02	30.90	30.59	30.74	0.22		
MnO	0.24	0.23	0.23	0.23	0.23	0.01	0.22	0.25	0.23	0.02		
CaO	0.70	0.68	0.66	0.62	0.67	0.03	0.69	1.82	1.26	0.80		
Na2O	0.01	0.04	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.02		
Cr2O3	0.23	0.19	0.18	0.20	0.20	0.02	0.19	0.24	0.21	0.04		
NiO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	100.33	100.20	100.30	100.15	100.24	0.08	99.81	99.85	99.83	0.03		
Base 6 oxígenos												
Si	1.993	1.990	1.991	1.992	1.992	0.001	1.999	1.986	1.992	0.009		
Ti	-	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	0.000	0.000		
Al	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004	0.000	0.005	0.005	0.005	0.001		
Fe	0.328	0.333	0.333	0.329	0.331	0.002	0.326	0.318	0.322	0.006		
Mg	1.637	1.640	1.640	1.640	1.639	0.001	1.627	1.615	1.621	0.008		
Mn	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.000	0.007	0.008	0.007	0.001		
Ca	0.026	0.026	0.025	0.024	0.025	0.001	0.026	0.069	0.048	0.030		
Na	0.001	0.003	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.004	0.002	0.002		
Cr	0.006	0.005	0.005	0.006	0.006	0.001	0.005	0.007	0.006	0.001		
Total	4.002	4.006	4.005	4.004	4.004	0.002	3.996	4.011	4.003	0.010		
<i>T</i>	<i>1.997</i>	<i>1.994</i>	<i>1.995</i>	<i>1.997</i>	<i>1.995</i>		<i>2.000</i>	<i>1.990</i>	<i>1.995</i>			
<i>MI+M2</i>	<i>6.008</i>	<i>2.013</i>	<i>2.010</i>	<i>6.011</i>	<i>4.011</i>		<i>5.992</i>	<i>2.020</i>	<i>4.006</i>			
<i>Al3</i>							<i>0.004</i>		<i>0.004</i>			
En %	82.20	82.07	82.10	82.29	82.16		82.21	80.67	81.44			
Fs %	16.47	16.65	16.65	16.53	16.58		16.47	15.89	16.18			
Wo %	1.33	1.29	1.25	1.18	1.26		1.32	3.45	2.39			

No. análisis	29		30		31		32		33	
	Cs#23-En-8	Cs#23-En-9	Cs#23-En-10	Cs#23-En-c	σ	Cs#23-En-11	Cs#23-En-12	Cs#23-En-d	σ	
SiO2	56.39	56.45	56.39	56.41	0.03	56.49	56.26	56.37	0.17	
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	
Al2O3	0.55	0.09	0.08	0.24	0.27	0.06	0.13	0.10	0.05	
FeO	10.37	11.24	11.16	10.93	0.48	11.32	11.07	11.19	0.18	
MgO	29.77	31.05	31.23	30.68	0.80	31.41	31.03	31.22	0.27	
MnO	0.23	0.23	0.23	0.23	0.00	0.23	0.23	0.23	0.00	
CaO	1.46	0.62	0.70	0.93	0.46	0.73	0.74	0.74	0.01	
Na2O	0.25	0.00	0.02	0.09	0.14	0.03	0.02	0.03	0.01	
Cr2O3	0.24	0.17	0.14	0.18	0.05	0.13	0.24	0.19	0.08	
NiO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	
Total	99.26	99.86	99.96	99.69	0.38	100.42	99.72	100.07	0.50	
Base 6 oxígenos										
Si	2.001	1.995	1.991	1.996	0.005	1.987	1.991	1.989	0.003	
Ti	-	-	-	-	-	0.001	-	0.000	0.000	
Al	0.023	0.004	0.003	0.010	0.011	0.003	0.005	0.004	0.002	
Fe	0.308	0.332	0.330	0.323	0.013	0.333	0.327	0.330	0.004	
Mg	1.575	1.636	1.644	1.618	0.038	1.647	1.637	1.642	0.007	
Mn	0.007	0.007	0.007	0.007	0.000	0.007	0.007	0.007	0.000	
Ca	0.056	0.024	0.026	0.035	0.018	0.027	0.028	0.028	0.001	
Na	0.017	0.000	0.002	0.006	0.010	0.002	0.001	0.002	0.001	
Cr	0.007	0.005	0.004	0.005	0.001	0.004	0.007	0.005	0.002	
Total	3.993	4.001	4.006	4.000	0.007	4.010	4.004	4.007	0.005	
<i>T</i>	2.000	1.998	1.994	1.997		1.990	1.996	1.993	0.005	
<i>MI+M2</i>	1.993	2.003	6.018	3.338		2.021	6.012	4.016	2.822	
<i>Al3</i>	0.024			0.024						
En %	81.25	82.13	82.19	81.86		82.05	82.15	82.10	0.07	
Fs %	15.88	16.68	16.48	16.35		16.59	16.43	16.51	0.11	
Wo %	2.87	1.19	1.32	1.79		1.36	1.42	1.39	0.04	

No. análisis	34		35		36		37		38		39		40	
	Cs#23-En-13	Cs#23-En-14	Cs#23-En-15	Cs#23-En-e	σ	Cs#23-En-16	Cs#23-En-17	Cs#23-En-f	σ	Cs#23-En-20	Cs#23-En-21	Cs#23-En-g	σ	
SiO2	56.26	56.88	56.34	56.49	0.34	56.65	56.34	56.49	0.22	56.49	56.41	56.45	0.06	
TiO2	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al2O3	0.08	0.10	0.09	0.09	0.01	0.11	0.11	0.11	0.00	0.08	0.12	0.10	0.02	
FeO	10.99	11.13	10.93	11.02	0.10	11.27	11.12	11.20	0.10	11.25	11.31	11.28	0.04	
MgO	31.38	31.42	31.22	31.34	0.11	31.42	31.37	31.40	0.03	31.47	31.49	31.48	0.01	
MnO	0.23	0.24	0.23	0.23	0.01	0.24	0.26	0.25	0.01	0.24	0.26	0.25	0.01	
CaO	0.69	0.75	0.72	0.72	0.03	0.76	0.77	0.76	0.01	0.76	0.65	0.70	0.08	
Na2O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	
Cr2O3	0.16	0.21	0.21	0.19	0.03	0.21	0.21	0.21	0.00	0.20	0.21	0.21	0.00	
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	99.80	100.75	99.75	100.10	0.56	100.67	100.23	100.45	0.31	100.51	100.46	100.49	0.03	
Base 6 oxígenos														
Si	1.988	1.992	1.991	1.990	0.002	1.987	1.985	1.986	0.002	1.985	1.984	1.985	0.001	
Ti	-	-	0.000	0.000	0.000	-	0.000	0.000	0.000	0.000	-	0.000	0.000	
Al	0.003	0.004	0.004	0.004	0.000	0.005	0.004	0.004	0.000	0.003	0.005	0.004	0.001	
Fe	0.325	0.326	0.323	0.325	0.001	0.331	0.328	0.329	0.002	0.331	0.332	0.332	0.001	
Mg	1.654	1.640	1.645	1.646	0.007	1.643	1.648	1.646	0.004	1.649	1.651	1.650	0.002	
Mn	0.007	0.007	0.007	0.007	0.000	0.007	0.008	0.008	0.000	0.007	0.008	0.007	0.000	
Ca	0.026	0.028	0.027	0.027	0.001	0.028	0.029	0.029	0.000	0.029	0.025	0.027	0.003	
Na	-	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	
Cr	0.005	0.006	0.006	0.005	0.001	0.006	0.006	0.006	0.000	0.006	0.006	0.006	0.000	
Total	4.008	4.004	4.004	4.005	0.002	4.008	4.010	4.009	0.002	4.011	4.012	4.011	0.001	
<i>T</i>	<i>1.992</i>	<i>1.996</i>	<i>1.995</i>	<i>1.994</i>	<i>0.002</i>	<i>1.992</i>	<i>1.990</i>	<i>1.991</i>		<i>1.989</i>	<i>1.989</i>	<i>1.989</i>		
<i>MI+M2</i>	<i>2.016</i>	<i>2.008</i>	<i>2.008</i>	<i>2.011</i>	<i>0.004</i>	<i>6.024</i>	<i>2.021</i>	<i>4.022</i>		<i>6.033</i>	<i>2.023</i>	<i>4.028</i>		
<i>Al3</i>														
En %	82.50	82.25	82.44	82.40	0.13	82.07	82.20	82.13		82.11	82.22	82.17		
Fs %	16.21	16.34	16.19	16.24	0.08	16.51	16.35	16.43		16.46	16.56	16.51		
Wo %	1.30	1.42	1.37	1.36	0.06	1.42	1.45	1.44		1.42	1.22	1.32		

No. análisis	1		2		3		4		5	
	Cs#11-cpx-1	Cs#11-cpx-2	Cs#11-cpx-3	Cs#11-cpx-a	σ	Cs#11-cpx-4	Cs#11-cpx-5	Cs#11-cpx-b	σ	
SiO2	55.19	55.57	55.80	55.52	0.31	55.58	55.79	55.68	0.15	
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	
Al2O3	0.51	0.50	0.61	0.54	0.06	0.48	0.50	0.49	0.02	
FeO	3.51	3.54	3.37	3.47	0.09	3.38	3.43	3.40	0.03	
MgO	17.29	17.26	16.97	17.17	0.17	16.99	16.91	16.95	0.06	
MnO	0.11	0.12	0.12	0.12	0.01	0.10	0.09	0.10	0.00	
CaO	22.07	22.17	21.93	22.06	0.12	22.35	22.14	22.25	0.15	
Na2O	0.46	0.45	0.54	0.48	0.05	0.40	0.51	0.45	0.08	
Cr2O3	1.13	1.10	1.09	1.10	0.02	1.08	1.04	1.06	0.03	
NiO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	100.26	100.71	100.45	100.47	0.23	100.38	100.43	100.40	0.04	
Base 6 oxígenos										
Si	2.001	2.005	2.014	2.007	0.007	2.010	2.015	2.013	0.004	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Al	0.022	0.021	0.026	0.023	0.003	0.021	0.021	0.021	0.001	
Fe	0.106	0.107	0.102	0.105	0.003	0.102	0.104	0.103	0.001	
Mg	0.935	0.928	0.913	0.925	0.011	0.916	0.911	0.914	0.004	
Mn	0.003	0.004	0.004	0.004	0.000	0.003	0.003	0.003	0.000	
Ca	0.857	0.857	0.848	0.854	0.005	0.866	0.857	0.862	0.006	
Na	0.032	0.031	0.038	0.034	0.004	0.028	0.036	0.032	0.005	
Cr	0.032	0.031	0.031	0.032	0.001	0.031	0.030	0.030	0.001	
Total	3.988	3.985	3.976	3.983	0.006	3.978	3.977	3.977	0.001	
T	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000		
MI+M2	1.988	1.985	1.976	1.983		1.978	1.977	1.977		
Al3	0.022	0.026	0.040	0.030		0.031	0.037	0.034		
En %	49.24	49.062	49.02	49.11		48.62	48.67	48.64		
Fs %	5.61	5.642	5.45	5.57		5.43	5.53	5.48		
Wo %	45.16	45.30	45.52	45.33		45.95	45.80	45.88		

No. análisis	6		7		8		9		10		11	
	Cs#40-cpx-1	Cs#40-cpx-2	Cs#40-cpx-3	Cs#40-cpx-a	σ	Cs#40-cpx-4	Cs#40-cpx-5	Cs#40-cpx-6	Cs#40-cpx-b	σ		
SiO2	54.80	54.84	54.67	54.77	0.09	55.22	54.93	55.04	55.06	0.14		
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		
Al2O3	0.34	0.33	0.47	0.38	0.08	0.36	0.37	0.33	0.35	0.02		
FeO	3.67	3.69	3.62	3.66	0.03	3.47	3.51	3.68	3.55	0.11		
MgO	17.13	16.86	16.83	16.94	0.17	17.34	16.87	16.95	17.05	0.25		
MnO	0.10	0.12	0.14	0.12	0.02	0.11	0.13	0.12	0.12	0.01		
CaO	21.63	21.59	21.74	21.65	0.08	21.39	21.79	21.45	21.54	0.22		
Na2O	0.44	0.47	0.57	0.49	0.07	0.51	0.46	0.55	0.51	0.05		
Cr2O3	1.17	1.18	1.34	1.23	0.10	1.19	1.20	1.18	1.19	0.01		
NiO	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01		
Total	99.29	99.07	99.41	99.26	0.17	99.60	99.26	99.29	99.38	0.19		
Base 6 oxígenos												
Si	2.006	2.012	2.002	2.007	0.005	2.011	2.011	2.014	2.012	0.002		
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Al	0.015	0.014	0.020	0.016	0.003	0.016	0.016	0.014	0.015	0.001		
Fe	0.112	0.113	0.111	0.112	0.001	0.106	0.107	0.113	0.109	0.004		
Mg	0.935	0.922	0.919	0.925	0.009	0.941	0.921	0.924	0.929	0.011		
Mn	0.003	0.004	0.004	0.004	0.001	0.003	0.004	0.004	0.004	0.000		
Ca	0.848	0.848	0.853	0.850	0.003	0.835	0.855	0.841	0.843	0.010		
Na	0.032	0.033	0.040	0.035	0.005	0.036	0.032	0.039	0.036	0.003		
Cr	0.034	0.034	0.039	0.036	0.003	0.034	0.035	0.034	0.034	0.000		
Total	3.985	3.981	3.989	3.985	0.004	3.982	3.980	3.982	3.981	0.001		
T	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000			
MI+M2	1.985	1.981	1.989	1.985		1.982	1.980	1.982	1.981			
Al3	0.021	0.026	0.022	0.023		0.026	0.027	0.028	0.027			
En %	49.32	48.95	48.81	49.03		50.03	48.90	49.24	49.39			
Fs %	5.92	6.00	5.89	5.94		5.62	5.70	5.99	5.77			
Wo %	44.75	45.05	45.30	45.04		44.35	45.40	44.77	44.84			

No. análisis	12	13	14			15	16	17	18		
	Cs#61-cpx-1	Cs#61-cpx-2	Cs#61-cpx-3	Cs#61-cpx-a	σ	Cs#61-cpx-4	Cs#61-cpx-5	Cs#61-cpx-6	Cs#61-cpx-7	Cs#61-cpx-b	σ
SiO2	54.89	54.98	54.75	54.87	0.12	55.08	54.80	54.68	55.05	54.90	0.19
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al2O3	0.34	0.36	0.35	0.35	0.01	0.39	0.32	0.34	0.38	0.36	0.03
FeO	3.26	3.32	3.41	3.33	0.08	3.32	3.33	3.27	3.32	3.31	0.03
MgO	16.67	16.61	16.76	16.68	0.08	16.89	17.01	16.88	16.97	16.94	0.06
MnO	0.12	0.10	0.12	0.11	0.01	0.12	0.10	0.13	0.12	0.12	0.01
CaO	21.80	21.76	21.60	21.72	0.11	21.76	22.05	21.88	21.90	21.90	0.12
Na2O	0.49	0.46	0.45	0.47	0.02	0.50	0.46	0.54	0.52	0.50	0.03
Cr2O3	1.10	1.14	1.18	1.14	0.04	1.18	1.10	1.15	1.17	1.15	0.03
NiO	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Total	98.69	98.74	98.61	98.68	0.06	99.24	99.19	98.87	99.44	99.19	0.24
Base 6 oxígenos											
Si	2.018	2.020	2.015	2.018	0.002	2.014	2.008	2.009	2.010	2.010	0.003
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.015	0.016	0.015	0.015	0.001	0.017	0.014	0.015	0.016	0.015	0.001
Fe	0.100	0.102	0.105	0.102	0.002	0.102	0.102	0.101	0.101	0.101	0.001
Mg	0.914	0.910	0.920	0.914	0.005	0.921	0.929	0.925	0.924	0.925	0.004
Mn	0.004	0.003	0.004	0.004	0.000	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.000
Ca	0.859	0.857	0.852	0.856	0.004	0.852	0.866	0.861	0.857	0.859	0.006
Na	0.035	0.033	0.032	0.033	0.002	0.035	0.033	0.038	0.037	0.036	0.002
Cr	0.032	0.033	0.034	0.033	0.001	0.034	0.032	0.033	0.034	0.033	0.001
Total	3.976	3.972	3.976	3.975	0.002	3.978	3.986	3.986	3.983	3.983	0.004
T	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
MI+M2	1.976	1.972	1.976	1.975		1.978	1.986	1.986	1.983	1.983	
Al3	0.033	0.035	0.030	0.033		0.031	0.021	0.024	0.026	0.026	
En %	48.79	48.70	49.02	48.84		49.11	48.99	49.02	49.10	49.05	
Fs %	5.36	5.45	5.60	5.47		5.42	5.37	5.33	5.38	5.38	
Wo %	45.86	45.85	45.38	45.70		45.47	45.64	45.65	45.52	45.57	

No. análisis	19	20	21			22	23	24	25
	Cs#61-cpx-8	Cs#61-cpx-13	Cs#61-cpx-14	Cs#61-cpx-c	σ	Cs#23-cpx-2	Cs#23-cpx-3	Cs#23-cpx-5	Cs#23-cpx-6
SiO2	55.16	54.93	55.27	55.12	0.17	55.51	55.42	55.57	55.70
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Al2O3	0.34	0.33	0.31	0.33	0.01	0.29	0.29	0.32	0.30
FeO	3.71	3.82	3.82	3.78	0.07	3.69	3.68	3.54	3.71
MgO	16.92	17.40	17.07	17.13	0.24	17.32	17.20	17.35	17.40
MnO	0.12	0.12	0.10	0.11	0.01	0.10	0.12	0.12	0.10
CaO	21.39	21.18	21.08	21.21	0.16	21.53	21.55	21.50	21.35
Na2O	0.51	0.48	0.51	0.50	0.02	0.49	0.53	0.51	0.51
Cr2O3	1.21	1.19	1.17	1.19	0.02	1.17	1.14	1.16	1.14
NiO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02
Total	99.36	99.44	99.34	99.38	0.05	100.12	99.92	100.07	100.24
Base 6 oxígenos									
Si	2.016	2.007	2.019	2.014	0.006	2.013	2.014	2.014	2.016
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.014	0.014	0.013	0.014	0.001	0.013	0.012	0.014	0.013
Fe	0.113	0.117	0.117	0.116	0.002	0.112	0.112	0.107	0.112
Mg	0.922	0.948	0.929	0.933	0.013	0.936	0.932	0.938	0.939
Mn	0.004	0.004	0.003	0.004	0.000	0.003	0.004	0.004	0.003
Ca	0.837	0.829	0.825	0.830	0.006	0.836	0.839	0.835	0.828
Na	0.036	0.034	0.036	0.035	0.001	0.034	0.037	0.036	0.036
Cr	0.035	0.034	0.034	0.034	0.001	0.034	0.033	0.033	0.033
Total	3.977	3.986	3.976	3.980	0.005	3.981	3.982	3.980	3.979
T	2.000	2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000
MI+M2	1.977	1.986	1.976	1.980		1.981	1.982	1.980	1.979
Al3	0.030	0.021	0.032	0.028		0.025	0.026	0.028	0.029
En %	49.23	50.05	49.68	49.65		49.68	49.50	49.88	49.96
Fs %	6.05	6.17	6.24	6.15		5.94	5.94	5.70	5.97
Wo %	44.71	43.79	44.08	44.19		44.38	44.56	44.42	44.07

No. análisis (2 a 7)	26			27			28			29			30			31		
	Cs#23-cpx-7	Cs#23-cpx-a	σ	Cs#23-cpx-8	Cs#23-cpx-9	Cs#23-cpx-b	σ	Cs#23-cpx-12 (c)	Cs#23-cpx-13	Cs#23-cpx-15								
SiO ₂	55.53	55.54	0.10	55.58	55.73	55.66	0.11	55.62	55.34	55.18								
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00								
Al ₂ O ₃	0.28	0.30	0.01	0.31	0.31	0.31	0.00	0.33	0.25	0.32								
FeO	3.62	3.65	0.07	3.37	3.38	3.38	0.01	3.70	3.61	3.61								
MgO	17.32	17.32	0.07	17.34	17.38	17.36	0.02	17.67	17.85	17.23								
MnO	0.11	0.11	0.01	0.12	0.09	0.10	0.02	0.13	0.14	0.12								
CaO	21.73	21.53	0.13	21.62	21.71	21.66	0.06	20.77	21.21	21.36								
Na ₂ O	0.49	0.50	0.02	0.52	0.51	0.52	0.01	0.51	0.49	0.52								
Cr ₂ O ₃	1.20	1.16	0.02	1.10	1.12	1.11	0.01	1.20	1.06	1.20								
NiO	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00								
Total	100.30	100.13	0.15	99.96	100.24	100.10	0.20	99.96	99.96	99.55								
Base 6 oxígenos																		
Si	2.011	2.013	0.002	2.016	2.015	2.016	0.000	2.016	2.008	2.012								
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000								
Al	0.012	0.013	0.001	0.013	0.013	0.013	0.000	0.014	0.011	0.014								
Fe	0.110	0.111	0.002	0.102	0.102	0.102	0.000	0.112	0.109	0.110								
Mg	0.935	0.936	0.003	0.938	0.937	0.937	0.001	0.955	0.966	0.937								
Mn	0.003	0.003	0.000	0.004	0.003	0.003	0.001	0.004	0.004	0.004								
Ca	0.843	0.836	0.006	0.840	0.841	0.840	0.001	0.806	0.825	0.834								
Na	0.034	0.035	0.001	0.037	0.036	0.036	0.001	0.036	0.034	0.037								
Cr	0.034	0.033	0.001	0.031	0.032	0.032	0.000	0.034	0.030	0.035								
Total	3.983	3.981	0.002	3.980	3.980	3.980	0.001	3.978	3.988	3.982								
T	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000		2.000	2.000	2.000								
MI+M2	1.983	1.981		1.980	1.980	1.980		1.978	1.988	1.982								
Al3	0.023	0.026		0.029	0.028	0.029		0.030	0.019	0.026								
En %	49.52	49.71		49.88	49.83	49.86		50.96	50.83	49.80								
Fs %	5.81	5.87		5.43	5.44	5.44		5.99	5.76	5.85								
Wo %	44.66	44.42		44.68	44.73	44.71		43.05	43.41	44.35								

No. análisis	(13 y15)		32		33		34		35	
	Cs#23-cpx-d	σ	Cs#23-cpx-17 (e)	Cs#23-cpx-19	Cs#23-cpx-20	Cs#23-cpx-21	Cs#23-cpx-f	σ		
SiO2	55.26	0.12	55.61	55.43	55.57	55.34	55.45	0.11		
TiO2	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01		
Al2O3	0.29	0.05	0.32	0.33	0.34	0.33	0.33	0.01		
FeO	3.61	0.00	3.34	3.61	3.63	3.61	3.62	0.01		
MgO	17.54	0.44	17.19	17.05	17.07	17.18	17.10	0.07		
MnO	0.13	0.02	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.00		
CaO	21.29	0.10	21.93	21.66	21.51	21.64	21.60	0.08		
Na2O	0.50	0.02	0.50	0.59	0.49	0.54	0.54	0.05		
Cr2O3	1.13	0.10	1.14	1.20	1.22	1.20	1.20	0.01		
NiO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01		
Total	99.75	0.30	100.15	99.98	99.95	99.93	99.95	0.03		
Base 6 oxígenos										
Si	2.010	0.003	2.015	2.013	2.017	2.011	2.014	0.003		
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Al	0.012	0.002	0.014	0.014	0.015	0.014	0.014	0.000		
Fe	0.110	0.000	0.101	0.110	0.110	0.110	0.110	0.000		
Mg	0.951	0.021	0.928	0.923	0.924	0.931	0.926	0.004		
Mn	0.004	0.000	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.000		
Ca	0.830	0.007	0.851	0.843	0.837	0.842	0.841	0.003		
Na	0.036	0.002	0.035	0.042	0.035	0.038	0.038	0.004		
Cr	0.032	0.003	0.033	0.034	0.035	0.034	0.035	0.000		
Total	3.985	0.004	3.980	3.983	3.975	3.983	3.980	0.004		
<i>T</i>	2.000		2.000	2.000	2.000	2.000	2.000			
<i>MI+M2</i>	1.985		1.980	1.983	1.975	1.983	1.980			
<i>Al3</i>	0.022		0.028	0.028	0.032	0.025	0.028			
En %	50.32		49.37	49.22	49.38	49.44	49.34			
Fs %	5.80		5.38	5.85	5.90	5.82	5.86			
Wo %	43.88		45.25	44.93	44.72	44.74	44.80			