



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



CARACTERIZACIÓN Y CLASIFICACIÓN DE 5 CONDRIOS ORDINARIOS DEL DESIERTO DE ATACAMA, CHILE

Memoria para optar al Título de Geóloga

Nicole Andrea Salazar Cisternas

Profesora Patrocinante:	Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo
Profesional Guía:	Dra. Edith Millarca Valenzuela Picón
Profesores Comisión:	Dra. Laura Beatriz Hernández Olguín
	Dr. Alexey Novoselov

Concepción, 2024

*A la Nicole del pasado
(y a mi versión futura):*

Vamos a estar bien.

2.3.2.1. Susceptibilidad magnética	34
2.4. METAMORFISMO DE CHOQUE	36
2.5. METEORIZACIÓN TERRESTRE	40
3. PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS CONDRIOS ORDINARIOS	44
3.1. POROSIDAD	44
3.2. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	44
3.3. RESUMEN	46
4. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS Y MINERALÓGICAS DE LOS CONDRIOS ORDINARIOS	47
4.1. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA INTEGRADA	47
4.1.1. Condrito DM-028	47
4.1.1.1. Cóndrulos	48
4.1.1.2. Matriz	51
4.1.1.3. Mineralogía primaria	51
4.1.2. Condrito DM-40	52
4.1.2.1. Cóndrulos	53
4.1.2.2. Matriz	55
4.1.2.3. Mineralogía primaria	55
4.1.3. Condrito DM-46	56
4.1.3.1. Cóndrulos	57
4.1.3.2. Matriz	57
4.1.3.3. Mineralogía primaria	59
4.1.4. Condrito DM-132	60
4.1.4.1. Cóndrulos (sector A)	61
4.1.4.2. Matriz (sector A)	61
4.1.4.3. Mineralogía primaria (sector A)	62
4.1.4.4. Cóndrulos (sector B)	64
4.1.4.5. Matriz (sector B)	65
4.1.4.6. Mineralogía primaria (sector B)	66
4.1.5. Condrito DM-145	68
4.1.5.1. Cóndrulos	68
4.1.5.2. Matriz	68
4.1.5.3. Mineralogía primaria	70
4.1.6. Resumen	71
4.2. EVIDENCIAS DEL METAMORFISMO DE CHOQUE	73
4.2.1. Condrito DM-028	73
4.2.1.1. Efectos de choque en fases silicatadas	73
4.2.1.2. Efectos de choque en minerales opacos	73
4.2.2. Condrito DM-40	75
4.2.2.1. Efectos de choque en fases silicatadas	75
4.2.2.2. Efectos de choque en minerales opacos	75
4.2.3. Condrito DM-46	75
4.2.3.1. Efectos de choque en fases silicatadas	75
4.2.3.2. Efectos de choque en minerales opacos	75

4.2.4. Condrilo DM-132	76
4.2.4.1. Efectos de choque en fases silicatadas (sector A)	76
4.2.4.2. Efectos de choque en minerales opacos (sector A)	77
4.2.4.3. Efectos de choque en fases silicatadas (sector B)	79
4.2.4.4. Efectos de choque en minerales opacos (sector B)	79
4.2.5. Condrilo DM-145	79
4.2.5.1. Efectos de choque en fases silicatadas	79
4.2.5.2. Efectos de choque en minerales opacos	79
4.2.6. Resumen	82
4.3. EVIDENCIAS DE LA METEORIZACIÓN TERRESTRE	82
4.3.1. Condrilo DM-028	83
4.3.1.1. Venillas	83
4.3.1.2. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos	83
4.3.1.3. Reemplazo intramineral	84
4.3.1.4. Grado de reemplazo	84
4.3.1.5. Alteración de fases silicatadas	84
4.3.2. Condrilo DM-40	86
4.3.2.1. Venillas	86
4.3.2.2. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos	86
4.3.2.3. Reemplazo intramineral	86
4.3.2.4. Grado de reemplazo	86
4.3.2.5. Alteración de fases silicatadas	87
4.3.3. Condrilo DM-46	88
4.3.3.1. Venillas	88
4.3.3.2. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos	88
4.3.3.3. Reemplazo intramineral	88
4.3.3.4. Grado de reemplazo	89
4.3.3.5. Alteración de fases silicatadas	89
4.3.4. Condrilo DM-132	89
4.3.4.1. Venillas (sector A)	89
4.3.4.2. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos (sector A) ...	89
4.3.4.3. Reemplazo intramineral (sector A)	91
4.3.4.4. Grado de reemplazo (sector A)	91
4.3.4.5. Alteración de fases silicatadas (sector A)	91
4.3.4.6. Venillas (sector B)	91
4.3.4.7. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos (sector B) ...	92
4.3.4.8. Reemplazo intramineral (sector B)	92
4.3.4.9. Grado de reemplazo (sector B)	93
4.3.4.10. Alteración de fases silicatadas (sector B)	93
4.3.5. Condrilo DM-145	93
4.3.5.1. Venillas	93
4.3.5.2. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos	93
4.3.5.3. Reemplazo intramineral	93
4.3.5.4. Grado de reemplazo	95
4.3.5.5. Alteración de fases silicatadas	95
4.3.6. Resumen	95

5. QUÍMICA MINERAL DE LOS CONDRITOS ORDINARIOS	98
5.1. ANÁLISIS PUNTUALES DE ELEMENTOS MAYORES MEDIANTE MICROSONDA ELECTRÓNICA (EPMA)	99
5.1.1. Condrito DM-028	99
5.1.1.1. Olivino	99
5.1.1.2. Piroxeno bajo en Ca	101
5.2. ANÁLISIS PUNTUALES DE ELEMENTOS MAYORES MEDIANTE MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM-EDS)	103
5.2.1. Condrito DM-028	103
5.2.1.1. Olivino	103
5.2.1.2. Piroxeno bajo en Ca	103
5.2.2. Condrito DM-145	106
5.2.2.1. Olivino	106
5.2.2.2. Piroxeno bajo en Ca	108
5.3. ANÁLISIS EN QEMSCAN®	109
5.3.1. Condrito DM-028	109
5.3.1.1. Geoquímica	109
5.3.1.2. Mineralogía modal	110
5.3.1.3. Mapas mineralógicos QEMSCAN®	112
5.3.2. Condrito DM-145	116
5.3.2.1. Geoquímica	116
5.3.2.2. Mineralogía modal	117
5.3.2.3. Mapas mineralógicos QEMSCAN®	118
5.4. RESUMEN	121
6. INTERPRETACIÓN DE DATOS Y DISCUSIÓN	123
6.1. CLASE DE CONDRITOS	123
6.2. GRUPO QUÍMICO	125
6.3. TIPO PETROLÓGICO	129
6.3.1. Condrito DM-028	131
6.3.2. Condrito DM-40	132
6.3.3. Condrito DM-46	132
6.3.4. Condrito DM-132	133
6.3.5. Condrito DM-145	135
6.4. ESTADO DE CHOQUE	135
6.4.1. Evidencias en minerales silicatados	136
6.4.2. Evidencias en minerales opacos	137
6.4.3. Estado de choque de los condritos ordinarios	138
6.4.4. Brecha condritica DM-132	138
6.5. GRADO DE METEORIZACIÓN TERRESTRE	139
6.5.1. Cuantificación de las fases secundarias con QEMSCAN®	141
6.6. ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LOS CUERPOS PARENTALES DE LOS CONDRITOS ORDINARIOS	142
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	146

REFERENCIAS	
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa del sector El Médano	3
1. 2. Esquema de los principales rasgos geomorfológicos y dominios climáticos de la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes, 23°S	5
1. 3. Preparación de muestras	7
1. 4. Dispositivos para la medición de susceptibilidad magnética (susceptómetros)	8
1. 5. Esquematación de las superficies de medición de susceptibilidad magnética (x, y, z) en el condrito DM-40	9
1. 6. Interfaz del <i>software</i> Adobe Photoshop CS6	10
1. 7. Interfaz del <i>software</i> GIMP v.2.10.22	11
1. 8. Interfaz del <i>software</i> GIMP v.2.10.22 y selección del umbral B/N en sector representativo del condrito DM-028 (misma sección que en Figura 1.7)	11
1. 9. Interfaz del <i>software</i> GIMP v.2.10.22 y el conteo de píxeles (misma fotomicrografía que en Figuras 1.7 y 1.8)	12
1. 10. Interfaz del <i>software</i> ImageJ para sector representativo del condrito DM-132	12
1. 11. Interfaz del <i>software</i> Image J y elección de atributos según tolerancia de colores a partir de herramienta <i>threshold</i> (misma sección que en Figura 1.10)	13
1. 12. QEMSCAN®	16
2. 1. Clasificación de meteoritos	22
2. 2. Comparación entre razones elementales	24
2. 3. Contenido de Fe en olivinos y en piroxenos de bajo en Ca de condritos ordinarios equilibrados	25
2. 4. Representación esquemática de las composiciones isotópicas para las principales clases de condritos: carbonáceos (CO, CK, CR, CH, CB, CV, CM, CI), ordinarios (H, L, LL) y de enstatita (E)	26
2. 5. Grado de oxidación global de las principales clases de condritos	27
2. 6. Diagrama que exhibe tipos petrológicos para distintos grupos de condritos	29
2. 7. Log χ en función del grado de meteorización terrestre (W)	35
2. 8. Resumen del tipo y abundancia relativa a las características de choque observadas en condritos	38
2. 9. Momentos en la residencia terrestre de los meteoritos del desierto de Atacama	40
2. 10. Formación de Fe ³⁺	41
3. 1. Resultados de la medición de porosidad	45
3. 2. Resultados de la medición de susceptibilidad magnética (ATACAMET) ...	46
4. 1. Fotomicrografías al microscopio óptico de una misma sección del condrito DM-028, evidencias texturales	48

4.	2.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-028, cóndrulos porfíricos	49
4.	3.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-028, cóndrulos no porfíricos	50
4.	4.	Fotomicrografías al microscopio óptico de una misma sección del condrito DM-028, matriz	51
4.	5.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-028, mineralogía primaria	52
4.	6.	Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-40, evidencias texturales	53
4.	7.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-40, cóndrulos porfíricos	54
4.	8.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-40, cóndrulos no porfíricos	54
4.	9.	Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-40, matriz	55
4.	10.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-40, mineralogía primaria	56
4.	11.	Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-46, evidencias texturales	57
4.	12.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-46, cóndrulos porfíricos	58
4.	13.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-46, cóndrulos no porfíricos	58
4.	14.	Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-46, matriz	59
4.	15.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-46, mineralogía primaria	60
4.	16.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-132, evidencias texturales (sector A)	61
4.	17.	Fotomicrografías al microscopio óptico de una misma sección del condrito DM-132, cóndrulo porfírico (sector A)	62
4.	18.	Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-132, matriz (sector A)	62
4.	19.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-132, mineralogía primaria (sector A)	63
4.	20.	Fotomicrografías al microscopio óptico de una misma sección del condrito DM-132, evidencias texturales (sector B)	64
4.	21.	Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-132, cóndrulos porfíricos (sector B)	65
4.	22.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-132, cóndrulos no porfíricos (sector B)	65
4.	23.	Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-132, matriz (sector B)	66
4.	24.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-132, mineralogía primaria (sector B)	67
4.	25.	Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-145, evidencias texturales	68

4.	26.	Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-145, cóndrulo porfírico	69
4.	27.	Fotomicrografías al microscopio óptico de una misma sección del condrito DM-145, cóndrulo no porfírico	69
4.	28.	Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-145, matriz	70
4.	29.	Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-145, mineralogía primaria	71
4.	30.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-028	74
4.	31.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-40	76
4.	32.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-46	77
4.	33.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-132 (sector A)	78
4.	34.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-132 (sector B)	80
4.	35.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-145	81
4.	36.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-028	85
4.	37.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-40	87
4.	38.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-46	90
4.	39.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-132 (sector A)	92
4.	40.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-132 (sector B)	94
4.	41.	Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-145	95
5.	1.	Composición de elementos mayores en olivinos del condrito DM-028 (EPMA)	100
5.	2.	Composición Fa-Fo en olivinos del condrito DM-028 (EPMA)	100
5.	3.	Imagen de electrones retrodispersados (BSE) donde se observa zonación en cristales de olivino del condrito DM-028 (área DM028_3, EPMA)	101
5.	4.	Composición de elementos mayores en piroxenos de bajo Ca del condrito DM-028 (EPMA)	102
5.	5.	Clasificación del piroxeno bajo en Ca del condrito DM-028 (EPMA)	102
5.	6.	Composición de elementos mayores en olivinos del condrito DM-028 (SEM-EDS)	104
5.	7.	Composición Fa-Fo en olivinos del condrito DM-028 (SEM-EDS)	105
5.	8.	Composición de elementos mayores en piroxenos de bajo Ca del condrito DM-028 (SEM-EDS)	105
5.	9.	Clasificación del piroxeno bajo en Ca del condrito DM-028 (SEM-EDS) ...	106
5.	10.	Composición de elementos mayores en olivinos del condrito DM-145 (SEM-EDS)	107

5.	11.	Composición Fa-Fo en olivinos del condrito DM-145 (SEM-EDS)	107
5.	12.	Composición de elementos mayores en piroxenos de bajo Ca del condrito DM-145 (SEM-EDS)	108
5.	13.	Clasificación del piroxeno bajo en Ca del condrito DM-145 (SEM-EDS) ...	109
5.	14.	Composición elemental del condrito DM-028 (QEMSCAN®)	110
5.	15.	Mineralogía modal del condrito DM-028 (QEMSCAN®)	111
5.	16.	Mapa mineralógico en falso color del condrito DM-028 (QEMSCAN®)	112
5.	17.	Mapas de mineralogía primaria en falso color del condrito DM-028 (QEMSCAN®)	113
5.	18.	Mapas de mineralogía secundaria en falso color del condrito DM-028 (QEMSCAN®)	113
5.	19.	Mapas de concentración de elementos del condrito DM-028 (QEMSCAN®)	114
5.	20.	Punto de interés del condrito DM-028 (cóndrulo vítreo, QEMSCAN®)	115
5.	21.	Zoom de una misma sección del condrito DM-028 (QEMSCAN®)	116
5.	22.	Composición elemental del condrito DM-145 (QEMSCAN®)	117
5.	23.	Mineralogía modal del condrito DM-145 (QEMSCAN®)	118
5.	24.	Mapa mineralógico en falso color del condrito DM-145 (QEMSCAN®) ...	119
5.	25.	Mapas de mineralogía primaria en falso color del condrito DM-145 (QEMSCAN®)	119
5.	26.	Mapas de mineralogía secundaria en falso color del condrito DM-145 (QEMSCAN®)	120
5.	27.	Mapas de concentración de elementos del condrito DM-145 (QEMSCAN®)	120
5.	28.	Identificación de cóndrulos y otros componentes del condrito DM-145 (QEMSCAN®)	121
6.	1.	Gráfico de las razones A) Al/Si <i>versus</i> Mg/Si y B) Fe/Si <i>versus</i> Mg/Si para los condritos DM-028 y DM-145	126
6.	2.	Diagrama W <i>versus</i> Log χ para la clasificación del grupo químico de los condritos ordinarios	127
6.	3.	Diagrama Fa <i>versus</i> Fs para la clasificación del grupo químico de los condritos ordinarios	129
6.	4.	Modelos “ <i>onion-shell</i> ” y “ <i>rubber-pile</i> ” para explicar origen de condritos ordinarios y sus distintos tipos petrológicos	144

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1. 1. Masa inicial y final de los condritos durante el procedimiento de corte	7
2. 1. Composición química representativa de las principales clases de condritos y sus grupos	23
2. 2. Composición química representativa libre de volátiles de las principales clases de condritos y sus grupos	23
2. 3. Razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si para 8 grupos de condritos	24
2. 4. Resumen de grupos químicos	25
2. 5. Resumen de los tipos petrológicos y sus criterios de clasificación	28

2.	6.	Características petrográficas de los grupos de condritos	31
2.	7.	Tipos de cóndrulos	31
2.	8.	Propiedades de los condritos ordinarios equilibrados (EOC's)	34
2.	9.	Estados progresivos del metamorfismo de choque en condritos ordinarios	37
2.	10.	Características representativas de choque	38
2.	11.	Tipos de brechas	39
2.	12.	Grados de meteorización terrestre	42
2.	13.	Dominios de meteorización	43
3.	1.	Resultados de la medición de porosidad	45
3.	2.	Resultados de la medición de susceptibilidad magnética (ATACAMET)	45
3.	3.	Resumen de las propiedades físicas medidas en los condritos ordinarios	46
4.	1.	Resumen de los porcentajes estimados de los constituyentes principales de los condritos ordinarios	71
4.	2.	Porcentaje estimado de reemplazo para los distintos componentes de los condritos en estudio	97
5.	1.	Composición elemental del condrito DM-028 (QEMSCAN®)	110
5.	2.	Mineralogía modal del condrito DM-028 (QEMSCAN®)	111
5.	3.	Composición elemental del condrito DM-145 (QEMSCAN®)	116
5.	4.	Mineralogía modal del condrito DM-145 (QEMSCAN®)	117
5.	5.	Resumen composición Fa y Fs para los condritos DM-028 y DM-145 (EPMA y SEM-EDS)	122
5.	6.	Resumen mineralogía modal para los condritos DM-028 y DM-145 (QEMSCAN®)	122
6.	1.	Características petrográficas de los grupos H, L y LL y de los condritos DM-028, DM-40, DM-46, DM-132 (sector A y B) y DM-145	124
6.	2.	Composición química representativa de los grupos H, L y LL y composición química de los condritos DM-028 y DM-145	124
6.	3.	Razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si para los grupos H y L/LL y para los condritos DM-028 y DM-145	125
6.	4.	Susceptibilidad magnética y grado de meteorización terrestre de los condritos ordinarios	126
6.	5.	Contenido promedio de Fe en olivinos y piroxenos de bajo Ca de los condritos DM-028 y DM-145	128
6.	6.	Porcentajes estimados de reemplazo junto con el grado de meteorización terrestre de los condritos ordinarios	140

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo	
1.	PROPIEDADES FÍSICAS
	A. Medición de la susceptibilidad magnética
2.	DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA
	B. Descripción petrográfica de los condritos ordinarios
	C. Mapas mineralógicos de las secciones pulidas de los condritos ordinarios
3.	QUÍMICA MINERAL

- D. Análisis puntuales cuantitativos con microsonda electrónica (EPMA)
- E. Análisis puntuales semi-cuantitativos con microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS)
- F. Mapas mineralógicos en falso color obtenidos con QEMSCAN®
- G. Distribución del tamaño de grano obtenido con QEMSCAN®

RESUMEN

Este trabajo de investigación tiene como objetivo principal efectuar la clasificación petrográfica de 5 condritos previamente establecidos como ordinarios: DM-028, DM-40, DM-46, DM-132 y DM-145. Estos fueron recolectados desde el sector El Médano, región de Antofagasta, Chile. La zona está enmarcada en el desierto de Atacama y definida con anterioridad como una *dense collection area* (DCA). La región se encuentra dominada por un clima de aridez que ha permanecido invariable durante los últimos 25 Ma, factor que le atribuye características únicas, tales como la escasez de humedad y vegetación y, por lo tanto, bajas tasas de denudación.

Para las 5 muestras en estudio se realizó una descripción petrográfica exhaustiva a través de la observación de láminas delgadas y briquetas pulidas bajo el microscopio óptico. También, los condritos DM-028 y DM-145 fueron analizados mediante técnicas analíticas no destructivas, como microsonda electrónica (EPMA), microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS) y QEMSCAN®. Asimismo, se tomaron mediciones de susceptibilidad magnética con el dispositivo ATACAMET.

La textura de los condritos es principalmente condrítica, con cóndrulos que corresponden mayoritariamente al tipo porfídico (POP, PO, PP) y en menor medida al tipo no porfídico (BO, RP, GOP, C y vítreo). El contenido de cóndrulos varía de muestra en muestra, ya que muchos de ellos se presentan como relictos, confundiendo con la matriz. La matriz está compuesta por silicatos de tamaños inferiores a 100 μm . Los minerales primarios identificados en las secciones corresponden a olivino, ortopiroxeno, kamacita y troilita. Por otro lado, los minerales secundarios están conformados por arcillas y oxi-hidróxidos de Fe.

Las evidencias petrográficas del metamorfismo de choque son similares en los 5 condritos ordinarios. Los efectos de choque en minerales silicatados engloban mayoritariamente cristales de olivino con extinción recta y ondulosa, fracturas irregulares y 1 a 3 familias de fracturas planares. Los efectos de choque en minerales opacos incluyen troilita policristalina y desarrollo incipiente de venillas de choque. Por lo anterior, las 5 muestras han sido asignadas al estado de choque S3, según la clasificación de Stöffler y otros (1991) complementada con parámetros propuestos por Bennet y McSween (1996).

Los 3 dominios de meteorización terrestre mencionados por Valenzuela (2011) (venillas, halos de reemplazo y reemplazo intramineral) se hallan en semejante distribución y abundancia en los condritos ordinarios. Para los condritos DM-40 y DM-46 se determinaron niveles de oxidación moderados de los minerales metálicos, equivalente a un grado de meteorización terrestre W2, y para los condritos DM-028 y DM-145 se determinaron niveles de oxidación severos en los metales, asociados a un grado de meteorización terrestre W3, según la escala de clasificación establecida por Wlotzka (1993). El condrito DM-132 se encuentra en un grado de meteorización terrestre transicional W2-3.

La determinación del grupo químico es posible mediante la combinación de los valores de susceptibilidad magnética y el grado de meteorización terrestre, de manera que la clasificación de Rochette y otros (2012) sea aplicable. Sin embargo, para los condritos DM-028 y DM-145 se tomaron análisis puntuales sobre granos de olivino y piroxeno de bajo Ca para el cálculo del contenido de fayalita y ferrosilita, respectivamente. De esta manera, las muestras DM-028, DM-40 y DM-132 son asignadas al grupo químico H y las muestras DM-46 y DM-145 al grupo químico L, ésta última ubicándose más bien en una transición entre los grupos L y LL.

Finalmente, los condritos ordinarios DM-028, DM-40, DM-46, DM-132 (brecha condrítica monomítica) y DM-145 son clasificados como H4/S3/W3, H5/S3/W2, L5/S3/W2, H6/S3/W2-3 y L-LL6/S3/W3, respectivamente.

A partir de los resultados y el análisis de los datos, es posible deducir algunas condiciones generales de los cuerpos parentales que dieron origen a los condritos ordinarios. Se presumen al menos 2 cuerpos parentales para las muestras en estudio. El material que formó a los cuerpos parentales habría sido calentado a temperaturas entre 500°C y 1.000°C, en condiciones de presión de 1 kbar. Paralelo, o en conjunto, con la alteración termal habrían ocurrido eventos colisionales con presiones de entre 15 y 20 GPa, las que provocaron un aumento de la temperatura *post-choque* de entre 100°C y 150°C. Producto de la fragmentación de los cuerpos parentales, los condritos ordinarios llegaron a la superficie terrestre donde fueron afectados moderada a severamente por la meteorización terrestre. La diferencia entre los grados de meteorización podría estar relacionada con el tiempo de estadía de los condritos en la Tierra.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES

Las ciencias planetarias corresponden a una agrupación de materias interdisciplinarias comprometidas con el estudio del origen y evolución del Sistema Solar. Para lograrlo, se hace uso del material más primitivo conocido por la humanidad, los condritos, formados hace unos 4.560 Ma (en Varela, 2015). Cerca de 40.000 toneladas de material extraterrestre caen anualmente al planeta Tierra, sin embargo, solo un 1% es recuperable para la investigación (en Hutchinson, 2004). Semejantes objetos provienen ya sea de meteoroides que alcanzan la atmósfera terrestre, producto de la fragmentación de cuerpos asteroidales, o de su recolección sistemática en misiones espaciales.

Los meteoritos de tipo rocoso son aquellos con más ejemplares reunidos y, dentro de estos, los condritos ordinarios son los más abundantes. En Chile, al 7 de septiembre del 2023, alcanzan las 2.782 unidades oficiales, aproximadamente un 94,3% del total de meteoritos registrados por *The Meteoritical Bulletin*. Los condritos son rocas aglomeráticas constituidas por una gran variedad de elementos con distintas historias formacionales. Estos componentes individuales proveen información única sobre condiciones fisicoquímicas y eventos acrecionales en la Nebulosa Solar.

Muchos meteoritos han experimentado metamorfismo termal dentro de un cuerpo parental, por lo tanto, su mineralogía entrega luces acerca de las condiciones y duración de tales procesos secundarios. Las colisiones entre asteroides desencadenan cambios texturales y formación de nuevos minerales, procesos secundarios y/o terciarios que en conjunto son denominados como metamorfismo de choque. Una vez en la Tierra, los ambientes más favorables para la preservación de los meteoritos son los desiertos (fríos y calientes), ya que en ellos los eventos de meteorización y erosión, o procesos cuaternarios, están restringidos. Por esta razón, el desierto de Atacama, en el norte de Chile, es una zona de interés para la búsqueda de objetos provenientes del espacio exterior.

La planificación de campañas de búsqueda en áreas de alta densidad de meteoritos (*Dense Collection Areas* o DCA) en la región de Antofagasta, como lo fue la expedición llevada a cabo por el equipo chileno-francés liderado por el Instituto Milenio de Astrofísica (MAS, Chile) y el *Centre Européen de Recherche et D'enseignement des Géosciences de L'environnement* (CEREGE, Francia) en el 2017, permitió la recolección de 5 muestras para el desarrollo de esta Memoria de Título.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo general

Clasificar petrográficamente 5 condritos ordinarios e inferir procesos terrestres y del cuerpo parental que les hayan afectado.

1.2.2. Objetivos específicos

- i. Caracterizar petrográficamente a los condritos, a partir de la determinación de mineralogía y texturas presentes en cada uno de ellos, y asignarles un tipo petrológico.
- ii. Determinar el grado de metamorfismo de choque a través de la descripción al microscopio óptico de características originadas por impactos.
- iii. Determinar el grado de meteorización terrestre, complementando parámetros petrográficos junto con la cuantificación de las fases de alteración en QEMSCAN®.
- iv. Determinar el grupo químico al cual pertenece cada meteorito, integrando datos de susceptibilidad magnética y meteorización terrestre y/o según el contenido de Fe y Mg en fases silicatadas.
- v. Validar y complementar clasificaciones existentes para este tipo de condritos con métodos semi-automatizados (SEM y QEMSCAN®) a través de parámetros químico-mineralógicos.

1.3. ANTECEDENTES GENERALES

1.3.1. Ubicación y fisiografía

Dentro de la gran variedad de ambientes geológicos que existen en la litósfera terrestre, algunas áreas presentan características climáticas y geomorfológicas favorables para la acumulación y preservación de meteoritos, siendo el desierto de Atacama, en el norte de Chile, una de las más importantes (Muñoz y otros, 2007). El desierto de Atacama se extiende desde el sector oeste de los Andes centrales hasta el océano Pacífico, y desde el borde sur del Perú hasta Copiapó, entre los 18° y 30° S (Rundell y otros, 1991; Quinn y otros, 1993 en Muñoz y otros, 2007).

Los condritos en estudio fueron recolectados en el sector El Médano (DCA), localizado al norte de la ciudad de Taltal, región de Antofagasta (Figura 1.1). El Médano se sitúa entre los 24° y 25° de latitud S, centrado en los 70° de longitud W.

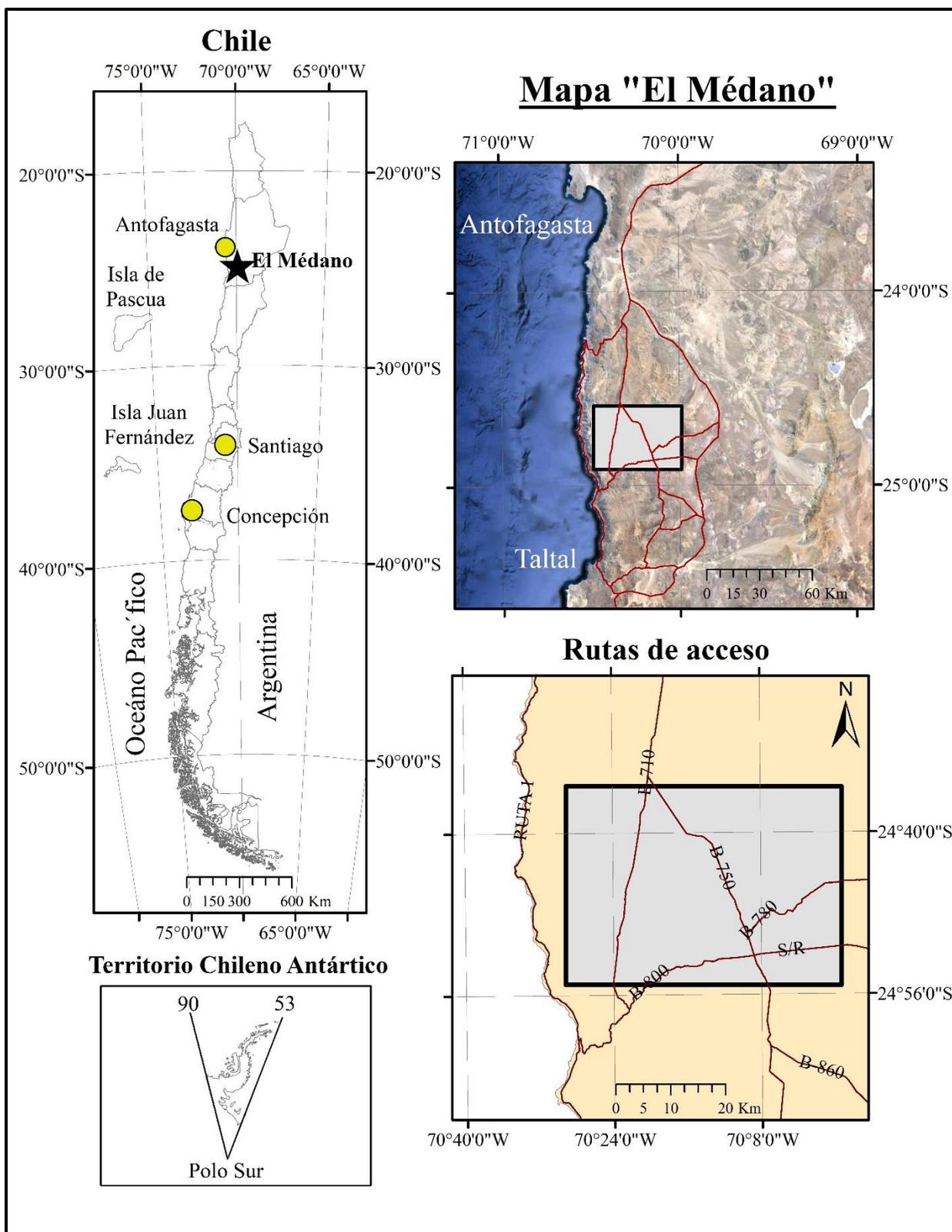


Figura 1.1: Mapa del sector El Médano. A la izquierda el mapa de Chile, a la derecha un zoom del área de estudio y las rutas de acceso. Los círculos amarillos indican las principales ciudades del país mientras que la estrella negra señala el área de interés.

La colección descubierta en esta zona comprende 213 meteoritos y fue recobrada por sistemáticas expediciones a pie, calculándose una densidad de recuperación de 168 meteoritos mayores a 10 g por km². Las áreas de búsqueda están caracterizadas por altitudes entre los 1.950 y los 2.400 m s.n.m. y superficies relativamente planas con pendientes menores a los 3° (Hutzler y otros, 2016). En el área confluyen dos unidades geomorfológicas, la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, relevantes por el desarrollo de extensas pampas y pedimentos (Valenzuela, 2011). El territorio se compone de 2 unidades geológicas principales, intrusivos jurásico-cretácicos (granodioritas, dioritas y gabros) y aluvios y coluvios mio-pliocenos, limitadas al oeste por la falla de Atacama (Hutzler y otros, 2016).

1.3.2. Antecedentes climáticos

1.3.2.1. Clima actual

El desierto de Atacama es el lugar más seco del mundo y conserva un historial de aridez muy antiguo. Su extrema condición de sequedad es atribuible a la combinación de factores orogénicos, atmosféricos y oceanográficos, como lo son la confluencia entre altas presiones subtropicales, la corriente de Humboldt y vientos costeros, evidenciados tanto en la escasez de humedad proveniente del océano Pacífico como en el bloqueo de las masas de aire húmedo que proceden del océano Atlántico (Vargas y Ortlieb, 1998). La aridez del desierto trae como consecuencia particularidades únicas, como, por ejemplo, tasas de denudación (por meteorización química y erosión física) muy bajas que se han mantenido al menos los últimos 25 Ma (Dunai y otros, 2005).

El tipo de clima predominante en el área de estudio es el desértico normal influenciado por nubosidad originada en la costa (conocida como camanchaca, la que corresponde a la mayor fuente de humedad en la zona), acorde a la clasificación de Köppen-Geiger (1936) (Figura 1.2). El clima está caracterizado por masas de aire seco y estable, humedad relativa media ~30%, casi nula nubosidad y precipitaciones que apenas llegan a 3 o 4 mm anuales (Vargas, 1996 en Valenzuela, 2003).

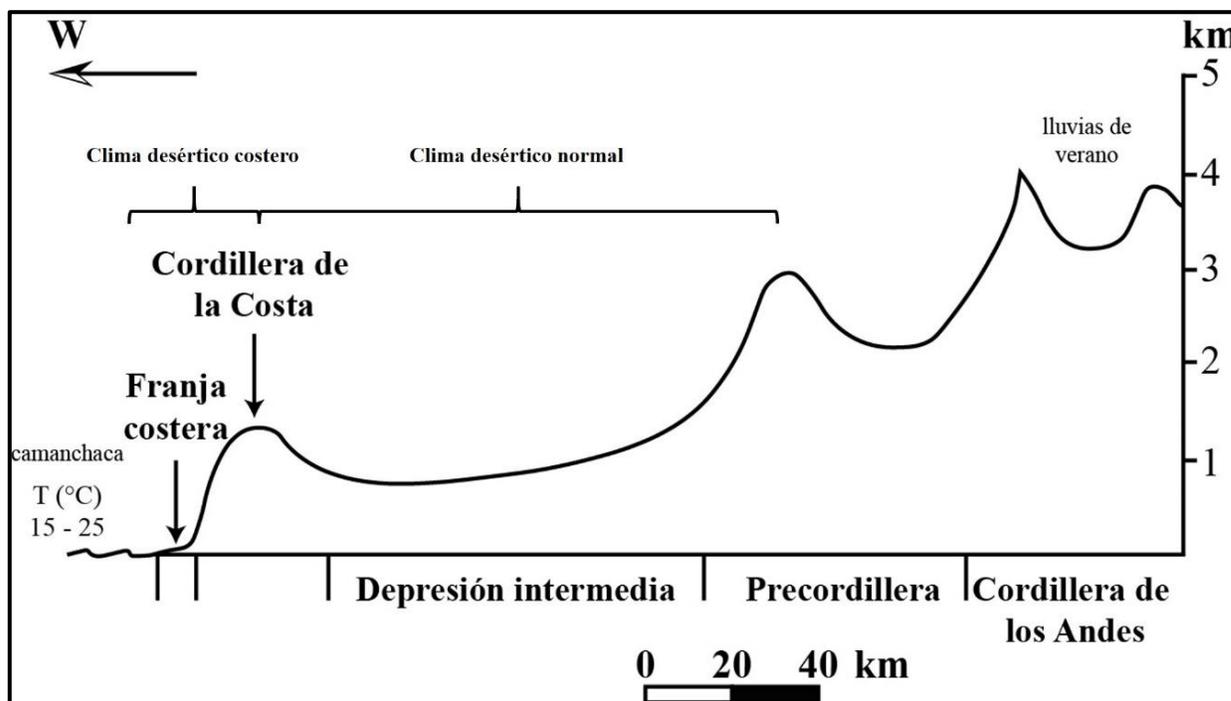


Figura 1.2: Esquema de los principales rasgos geomorfológicos y dominios climáticos de la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes, 23° S (Modificado de Vargas y otros, 2000). Se indica la distribución de temperatura en la costa (T (°C)).

1.3.2.2. Paleoclima

Varios datos paleoclimáticos sugieren que la aridez del desierto de Atacama se ha preservado desde el Mioceno medio (Alpers y Brimhall, 1988; Chong, 1988; Hartley y Chong, 2002; Mortimer, 1980 en Muñoz y otros, 2007) y que está íntimamente relacionada al alzamiento de la cordillera de los Andes.

Sin embargo, en tal extensión de tiempo ha variado su intensidad, proponiéndose la alternancia de periodos de mayor pluviosidad con otros de mayor sequedad desde el Mioceno temprano hasta el Pleistoceno, asociados a ciclos glaciares-interglaciares (Vargas y Ortlieb, 1998). Los periodos de mayor pluviosidad habrían ocurrido durante el Mioceno temprano y medio y Mioceno tardío y Plioceno, pasando a un régimen de aridez predominante durante el Pleistoceno. Posterior a esto, el clima ha permanecido similar al actual (Vargas y otros, 2007 en Valenzuela, 2011).

1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.4.1 Etapa de gabinete

Etapa que da comienzo con la segunda versión del curso “Clasificación de Meteoritos”, dictado por la Dra. Millarca Valenzuela en dependencias de la Universidad de Chile (UCh, 2018). En éste, a través de la observación y reconocimiento de constituyentes principales y texturas en condritos, identificación de mineralogía y rasgos distintivos de los diferentes estados de choque y grados de meteorización terrestre, se sientan los principios teórico-prácticos de esta investigación. Continúa con la revisión bibliográfica sobre condritos ordinarios, clasificación, origen y procesos de alteración secundarios, terciarios y cuaternarios. El material de estudio fue facilitado por la Dra. Millarca Valenzuela, correspondiente a las muestras con los siguientes códigos: DM-028, DM-40, DM-46, DM-132 y DM-145.

1.4.2. Etapa de laboratorio

1.4.2.1. Preparación y corte de las muestras

Actividad desarrollada en el laboratorio de rocas del Departamento de Geología de la UCh, equipado con una sierra marca HI-TEC DIAMOND, la que cuenta con una hoja de diamante de 200 μm de espesor. Está característica es de importancia pues reduce la pérdida de material a $\sim 0,3$ g. El procedimiento consiste en cortar los meteoritos para fabricar láminas transparente-pulidas y briquetas pulidas a partir de una sección representativa. En primer lugar, se limpian los materiales a utilizar y se masan las muestras en una balanza digital con precisión de 2 decimales. Luego, la sierra es lubricada con agua durante el corte de los condritos para su buen y continuo funcionamiento (Figura 1.3). Una vez concluido esto, los trozos resultantes son lavados en alcohol etílico y secados unos minutos en un horno a 60 °C. Finalmente, se masan nuevamente las muestras para calcular la pérdida de material asociada al método (Tabla 1.1).



Figura 1.3: Preparación de muestras. A) Sierra HI-TEC DIAMOND (laboratorio de rocas, UCh); B) Acercamiento al corte de uno de los condritos ordinarios, procedimiento realizado por la Dra. Millarca Valenzuela.

Tabla 1.1: Masa inicial y final de los condritos durante el procedimiento de corte. Los fragmentos de la columna A corresponden a la porción representativa de los condritos ordinarios, posteriormente utilizados para la fabricación de láminas transparente-pulidas y briquetas pulidas. Cifras en gramos (g).

Código	Masa inicial (g)	Masa final (g)		Pérdida (g)
		A	B	
DM-028	12,2	10,8	1,3	0,1
DM-40	11,2	9,8	1,1	0,3
DM-46	30,2	28,0	2,0	0,2
DM-132	20,8	17,7	2,9	0,2
DM-145	3,8	2,8	0,9	0,1

1.4.2.2. Medición de la susceptibilidad magnética

Para la medición de susceptibilidad magnética fueron empleados los dispositivos SM30 y ATACAMET (Figura 1.4), ambos en posesión de la Dra. Millarca Valenzuela en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad Católica del Norte (UCN). El primero es un susceptómetro portable, desarrollado por ZH instruments, conveniente para realizar mediciones *in situ* pues el tiempo de adquisición es de unos pocos segundos, constituido por una bobina interna de sensibilidad 10^{-7} SI que entrega valores χ en 10^{-6} m³/kg. Estos valores fueron corregidos según el manual de calibración de Gattacceca y otros (2004). El segundo también es un susceptómetro portable, desarrollado por el CEREGE especialmente para mediciones en meteoritos que entrega directamente valores $\log\chi$ (10^{-9} m³/kg) (Gattacceca y otros, en prep.).



Figura 1.4: Dispositivos para la medición de susceptibilidad magnética (susceptómetros). A) SM-30 (ZH instruments); B) ATACAMET (CEREGE).

La susceptibilidad magnética es una propiedad física y, en consecuencia, depende tanto de la masa como de la forma del ejemplar. En otras palabras, depende de la anisotropía en la magnetización de los componentes individuales del condrito. Para tomar mediciones más homogéneas se tuvieron en consideración 3 direcciones perpendiculares entre sí en: perpendicular a la superficie de corte, paralela a la superficie de corte y el eje más largo (X, Y y Z) (Figura 1.5 y Anexo 1.A.). A partir de estos datos fue posible calcular un promedio geométrico correspondiente al resultado estadístico más cercano al representativo del total de cada condrito, en valores χ y $\log\chi$ para SM30 y ATACAMET, respectivamente. De acuerdo a lo anteriormente expuesto, el método propuesto por Rochette y otros (2003) es aplicable, ya que establece valores característicos de susceptibilidad magnética para cada grupo químico si se complementa con el grado de meteorización terrestre de la muestra.

1.4.2.3. Descripción petrográfica

Engloba la confección de 5 láminas delgadas de 30 μm de espesor y 5 briquetas pulidas en el laboratorio de cortes del Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción (UdeC) y su posterior observación en el laboratorio de microscopios del Departamento de Ciencias de la Tierra perteneciente a la misma institución. El estudio petrográfico de los condritos fue llevado a cabo con un microscopio óptico marca OPTIKA ITALY modelo B-500POL-I, bajo luz transmitida y reflejada, con los aumentos 50x, 100x, 200x y 500x. Con el fin de obtener datos cualitativos y cuantitativos más precisos, las muestras fueron divididas en secciones de acuerdo a su tamaño, por ende, para los meteoritos DM-028, DM-40, DM-46, DM-

132 y DM-145 se determinaron 8,12, 12, 9 y 6 secciones, de forma respectiva. La definición de los constituyentes principales, sus relaciones texturales y la estimación de la composición modal fue realizada mediante la inspección visual de los cortes transparente-pulidos y briquetas pulidas.

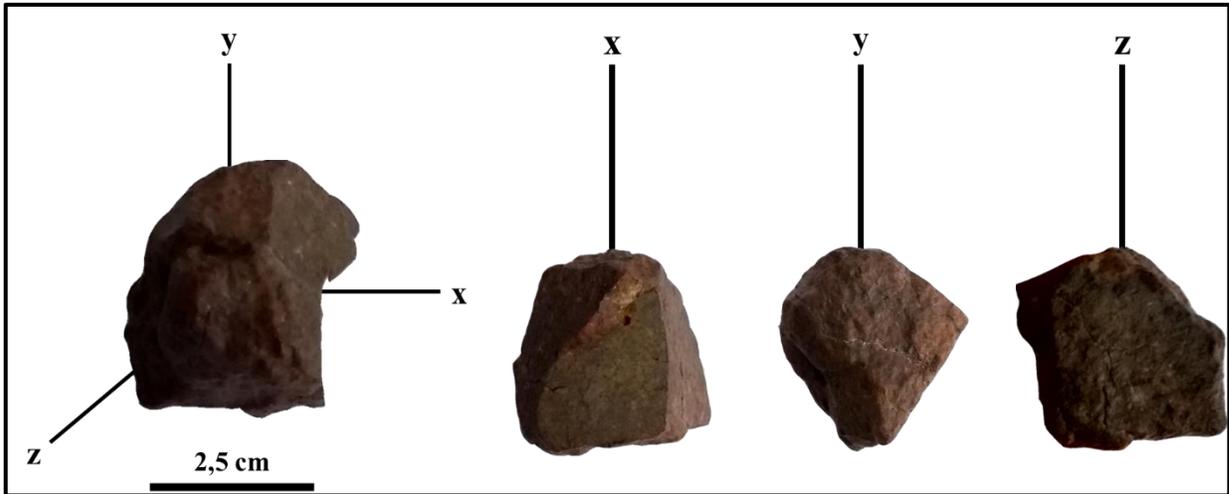


Figura 1.5: Esquematación de las superficies de medición de susceptibilidad magnética (x, y, z) en el condrito DM-40. Para el cálculo del promedio geométrico, la susceptibilidad magnética fue medida 3 veces en cada eje (X (x1, x2, x3), Y (y1, y2, y3) y Z (z1, z2, z3), Anexo 1.A.).

1.4.2.3.1. Automatización de las metodologías de descripción

Los siguientes recursos informáticos fueron empleados en vías de avanzar hacia la automatización de las metodologías de descripción y clasificación de condritos ordinarios: en el laboratorio de mineralogía y microscopía del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Ñuñoa, región Metropolitana, utilizando un microscopio óptico marca OPTIKA ITALY con cámara integrada asociada al *software* Nis-Elements D, este último configurado en los ajustes 6 ms, 1,2x y luz media, se tomaron entre 33 y 65 fotomicrografías de alta resolución, número dependiente del tamaño de la muestra en cuestión, en luz reflejada, nicoles paralelos y enfocadas en el menor aumento (50x). Las imágenes fueron capturadas sucesivamente y con un área de traslape de aproximadamente el 40%. Posteriormente, a través del *software* Adobe Photoshop CS6, las fotomicrografías fueron procesadas con el propósito de elaborar un mapa de distribución mineralógico de la sección pulida de los condritos (Anexo 2.C.). Con este fin, para cada meteorito se generó una composición *photomerge*, mediante la unión del conjunto de archivos almacenados en una carpeta, aplicando la opción *collage*, herramienta que alinea las capas de imágenes y hace que coincida el contenido superpuesto a la vez que lo transforma (rota o escala) según sea necesario (Figura 1.6). A partir de los mapas confeccionados, fueron seleccionadas entre 8 y 10

fotomicrografías correspondientes a sectores representativos de los meteoritos en estudio, las que fueron tratadas en los *softwares* GIMP v.2.10.22 e ImageJ para lograr estimaciones reales de abundancia y tamaño medio de los constituyentes principales. En GIMP v.2.10.22, la tolerancia de colores y el conteo de píxeles son los mecanismos que permiten obtener valores de composición modal. En luz reflejada, los minerales metálicos tienen colores que sobresalen del fondo silicatado. Kamacita, troilita y cromita varían en tonalidad desde el blanco brillante al blanco grisáceo y gris rosáceo, oxi-hidróxidos de Fe presentan colores dentro de la gama del gris brillante y la matriz está representada por variaciones del gris opaco. Al abrir la imagen en la interfaz del programa, la herramienta umbral B/N reduce todos los colores de la imagen a blanco o negro, conservando los canales RGB, es decir, conserva la intensidad de cada píxel en escala de grises (Figura 1.7).

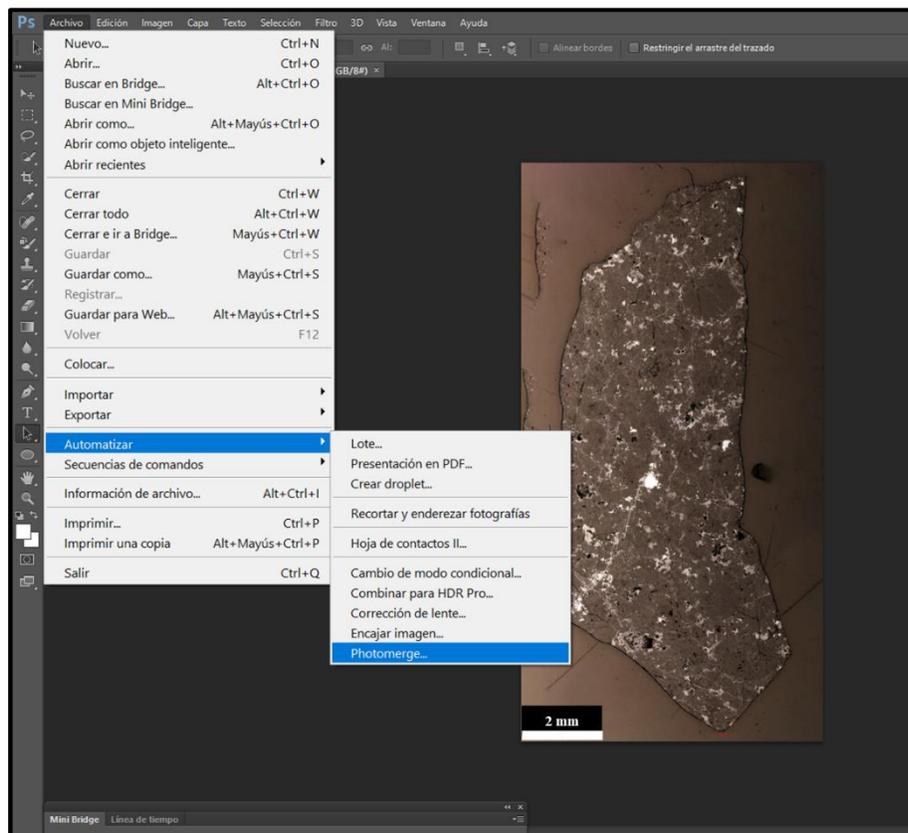


Figura 1.6: Interfaz del *software* Adobe Photoshop CS6. Elaboración del mapa de distribución mineralógico del condrito DM-028 a través de la composición *photomerge*.

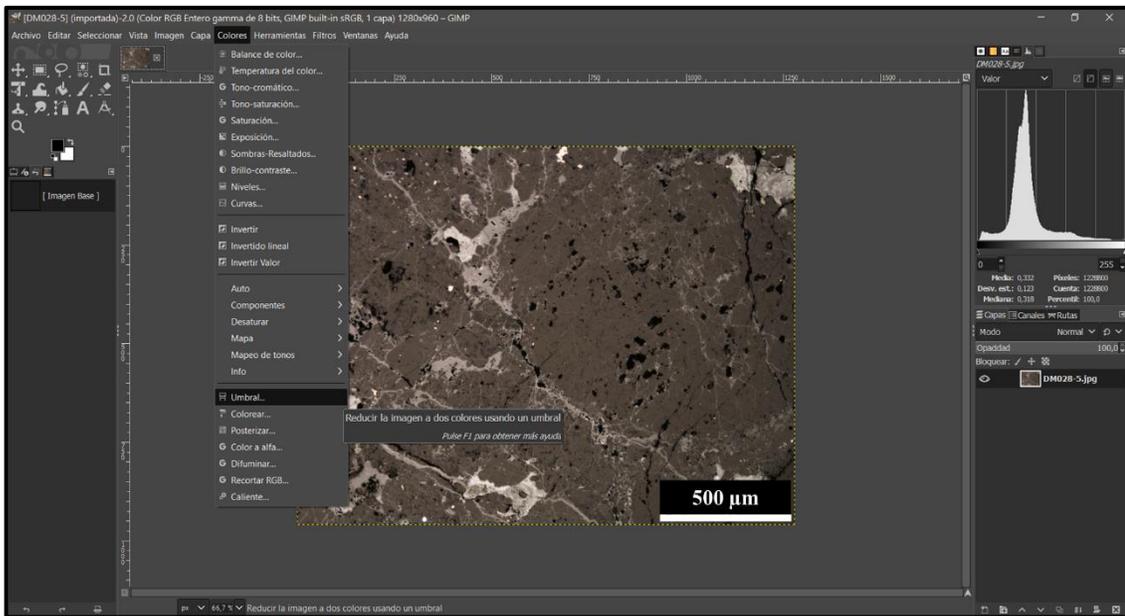


Figura 1.7: Interfaz del *software* GIMP v.2.10.22. Herramienta umbral B/N en fotomicrografía de sector representativo del condrito DM-028.

Así, la elección de un umbral B/N intermedio (grises) está relacionado con la abundancia de minerales opacos, del mismo modo que un umbral B/N bajo (negro) está asociado a la porosidad primaria y secundaria, es decir, a zonas de la muestra que no reflejan la luz (Figura 1.8).

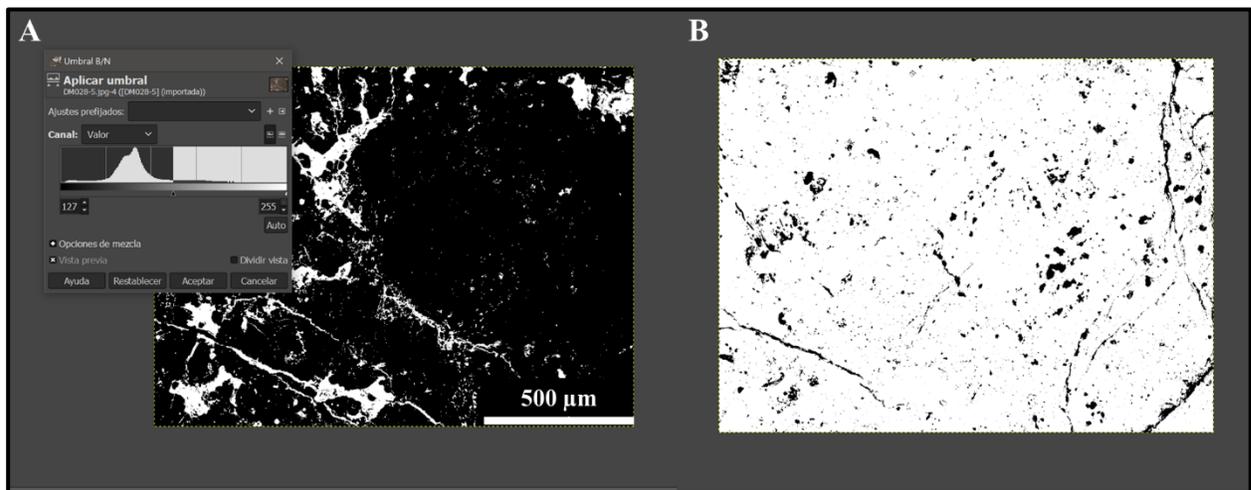


Figura 1.8: Interfaz del *software* GIMP v.2.10.22 y selección del umbral B/N en sector representativo del condrito DM-028 (misma sección que en Figura 1.7). A) Umbral B/N intermedio, píxeles en color blanco para los minerales opacos; B) Umbral B/N bajo, píxeles en color negro para la porosidad primaria y secundaria.

La opción histograma entrega información sobre los píxeles totales y píxeles seleccionados por color (Figura 1.9).

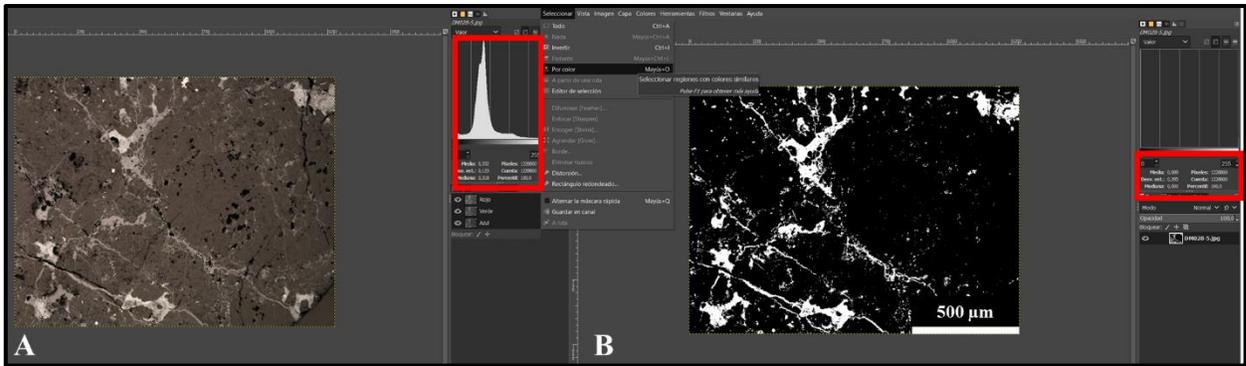


Figura 1.9: Interfaz del *software* GIMP v.2.10.22 y el conteo de píxeles (misma fotomicrografía que en Figuras 1.7 y 1.8). A) y B) Enmarcada en rojo la herramienta histograma que posibilita el conteo de píxeles totales; B) píxeles en color blanco representan minerales opacos.

En ImageJ el método a seguir es similar. La imagen a analizar es abierta en la interfaz y es convertida a escala RGB, luego se aplica la herramienta *threshold* (Figura 1.10), que habilita la elección de píxeles con tonalidades acorde a mineralogía opaca y porosidad (Figura 1.11).

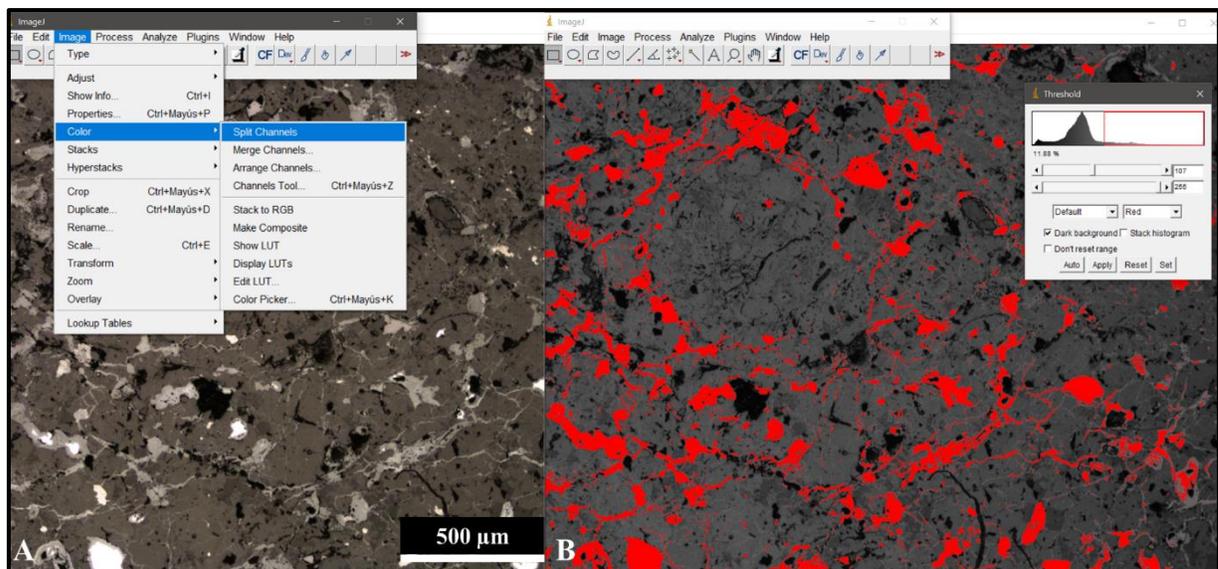


Figura 1.10: Interfaz del *software* ImageJ para sector representativo del condrito DM-132. A) Herramienta *split channels* para conversión a escala RGB; B) Aplicación de herramienta *threshold* (análoga a umbral B/N).

En este caso, la opción *analyze particles* entrega directamente información acerca del porcentaje en área respecto al área total. También, en este programa, se ejecutó la medición de los componentes, a través de la configuración de la escala de la fotomicrografía (500 µm equivalen a 255 px), con las herramientas *set scale* y *measurement*. Los valores pueden ser exportados en una hoja de cálculo Microsoft Excel, donde fueron calculados datos estadísticos, como la media aritmética, mediana, moda y valores mínimos y máximos.

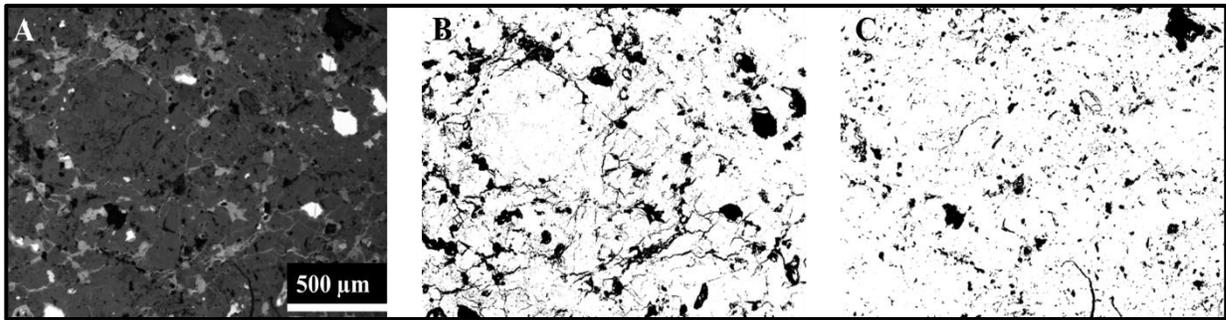


Figura 1.11: Interfaz del *software* Image J y elección de atributos según tolerancia de colores a partir de herramienta *threshold* (misma sección que en Figura 1.10). A) Imagen convertida a escala RGB; B) Píxeles en color negro representan los minerales opacos; C) Píxeles en color negro representan porosidad primaria y secundaria.

Con respecto a cóndrulos y matriz, las mediciones son más complejas. En las fotomicrográficas los cóndrulos fueron contorneados y rellenos con color blanco para que los *softwares* pudieran detectarlos más fácilmente, entregando así un porcentaje modal aproximado al real. Sin embargo, muchos de estos cóndrulos han perdido su forma original y están disgregados en fragmentos cristalinos y/o en la matriz, por ende, la incertidumbre es mayor y la abundancia menos precisa que para los minerales metálicos y porosidad. En general, el contenido de cóndrulos está subestimado mientras que los valores para la matriz están sobrevalorados. El programa ImageJ se prefirió por sobre GIMP v.2.10.22, puesto que la desviación estándar del promedio de datos ($\sim\pm 5\%$) es ligeramente menor en este *software*, sumado a que entrega valores de porcentaje en área directamente exportables en hojas de cálculo Microsoft Excel, además de imágenes del contorno de los píxeles analizados, por lo que fue considerado más amigable con el usuario. Finalmente, las estimaciones reales fueron integradas (normalizadas) a las estimaciones visuales realizadas con microscopio óptico en una hoja de cálculo Microsoft Excel.

1.4.2.4. Química mineral

El estudio de la química mineral comprende 2 sub-etapas: análisis en microsonda electrónica (EPMA) y en microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS) y análisis en QEMSCAN®. Previo al uso de las técnicas analíticas, las muestras fueron sometidas a carbonización al vacío y recubiertas con una capa delgada de carbono de 25 nm de espesor, lo que les confiere mayor conductividad de electrones en la superficie de láminas delgadas y/o briquetas, según corresponda.

1.4.2.4.1. Análisis en microsonda electrónica (EPMA)

La microsonda electrónica (*Electron Probe Micro-Analyzer* o EPMA) consiste en una técnica de análisis elemental no destructiva que permite realizar análisis químicos cualitativos y cuantitativos de sustancias sólidas a escala micrométrica. Es una técnica aplicable, entre otras varias áreas de la ciencia, en mineralogía y petrología. El principio de su funcionamiento recae en la excitación de la superficie de una muestra mediante un haz de electrones acelerados (entre 15 y 35 kV) y focalizados en un diámetro que oscila entre 1 y 2 μm , al vacío. El objetivo es medir la longitud de onda e intensidad de los rayos X característicos emitidos al bombardear el espécimen, así como las intensidades de los electrones secundarios y electrones retrodispersados. Los rayos X generados son detectados por espectrómetros dispersores de longitud de onda (WDS), mientras que la energía emitida por los fotones provenientes de los rayos X es detectada por espectrómetros dispersores de energía (EDS). A grandes rasgos, la microsonda electrónica es un microscopio electrónico de barrido (SEM) optimizado para la determinación de la composición de una sustancia, a través de la identificación de longitudes de onda y concentraciones de los elementos (WDS y EDS). Además, permite la obtención de gran variedad de imágenes: i) imagen de electrones secundarios (SEI), para la topografía de la muestra (análogo a SEM), ii) imagen de electrones retrodispersados (BSE), que refleja la composición del espécimen (elementos con mayor número atómico son más claros, es decir, los minerales más pesados (menas) serán más brillantes que los minerales más livianos (silicatos)), iii) imagen de rayos X, para la concentración de cada elemento en el área de estudio y iv) imagen de cátodo luminiscencia (CL), para el análisis de la estructura cristalina de un espécimen.

En este trabajo investigativo fue utilizada la microsonda electrónica marca JEOL modelo JXA-8530F perteneciente al Museo de Historia Natural de Londres (*Natural History Museum* o NHM), que cuenta con un sistema de 1 detector EDS y 5 detectores WDS. En ella fue examinado el condrito DM-028 por medio de análisis puntuales pseudoaleatorios, procurando abarcar las fases silicatadas de olivino y piroxeno en los constituyentes principales.

1.4.2.4.2. Análisis en microscopio electrónico de barrido (SEM) y QEMSCAN®

El funcionamiento del microscopio electrónico de barrido (*Scanning Electron Microscope* o SEM) está fundamentado en el barrido de una muestra con un haz de electrones acelerados a escala

micrométrica. La interacción entre los electrones y la superficie del sólido generan la emisión de rayos X de energía dispersa (EDS), electrones secundarios y electrones retrodispersados (BSE). Las señales EDS y BSE obtenidas son transformadas y amplificadas en una imagen de alta resolución en escala de grises en un monitor convencional. El resultado final proporciona información cualitativa del material analizado, ya que las tonalidades de grises dependen del número atómico de los elementos que constituyen la muestra, es decir, a mayor número atómico más claro el mineral y viceversa.

Por otro lado, QEMSCAN® (*Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy*) es una solución automatizada para la determinación de mineralogía y petrografía que proporciona análisis semi-cuantitativos de minerales, rocas e inclusive materiales artificiales. En sus inicios (Australia, 1970), fue diseñado para su uso en mineralogía aplicada y geometalurgia. Sin embargo, en la actualidad su utilización se extiende a un sinnúmero de nuevas aplicaciones, dentro de ellas, el estudio de la meteorítica.

El instrumento está integrado por un *hardware* y *software* que facultan la recopilación y procesamiento de datos y la construcción de imágenes digitales. El *software* permite el manejo de un microscopio electrónico de barrido (SEM) para escanear un haz de electrones acelerados (típicamente entre 15 y 25 kV) sobre la superficie de una muestra a través de un patrón predefinido (malla de análisis). La interacción electrón-sólido produce rayos X de energía dispersa y electrones secundarios y retrodispersados que entregan información sobre la composición elemental en cada punto de análisis. La medición y procesamiento conjunto de las señales EDS y BSE consienten la generación de imágenes digitales en las que los píxeles pueden ser clasificados como especies minerales. El procesamiento de las señales incluye la combinación de fases minerales, filtración de imágenes BSE y clasificación de partículas individuales de modo que las especies pueden identificarse automáticamente como minerales individuales o grupos de minerales con composiciones químicas similares. Para la determinación de la mineralogía, cada análisis puntual es comparado con una base de datos, conocida como lista SIP (*Species Identification Protocol*), fabricada por el usuario antes del análisis. Finalmente, el sistema ensambla los puntos para construir mapas de minerales en falso color de los que extrae información cuantitativa y textural, como, por ejemplo, porcentajes modales y tamaño, forma y distribución de los granos.

Los análisis fueron realizados en los equipos QEMSCAN® 650 FEI y SEM TESCAN VEGA LSH con 4 detectores Silicon Drift (SDD) Bruker XFlash 14010 pertenecientes al laboratorio de mineralogía automatizada QEMSCAN® del Instituto GEA (UdeC) (Figura 1.12). Los resultados fueron procesados a través de los *softwares* iDiscover 5.3, iMeasure 5.3 y Spirit 1.9 Bruker, con una precisión de 10 µm de píxel. Sobre los condritos DM-028 y DM-145 se escogieron puntos de interés en olivinos y piroxenos, similar al procedimiento en microsonda electrónica (SEM-EDS).

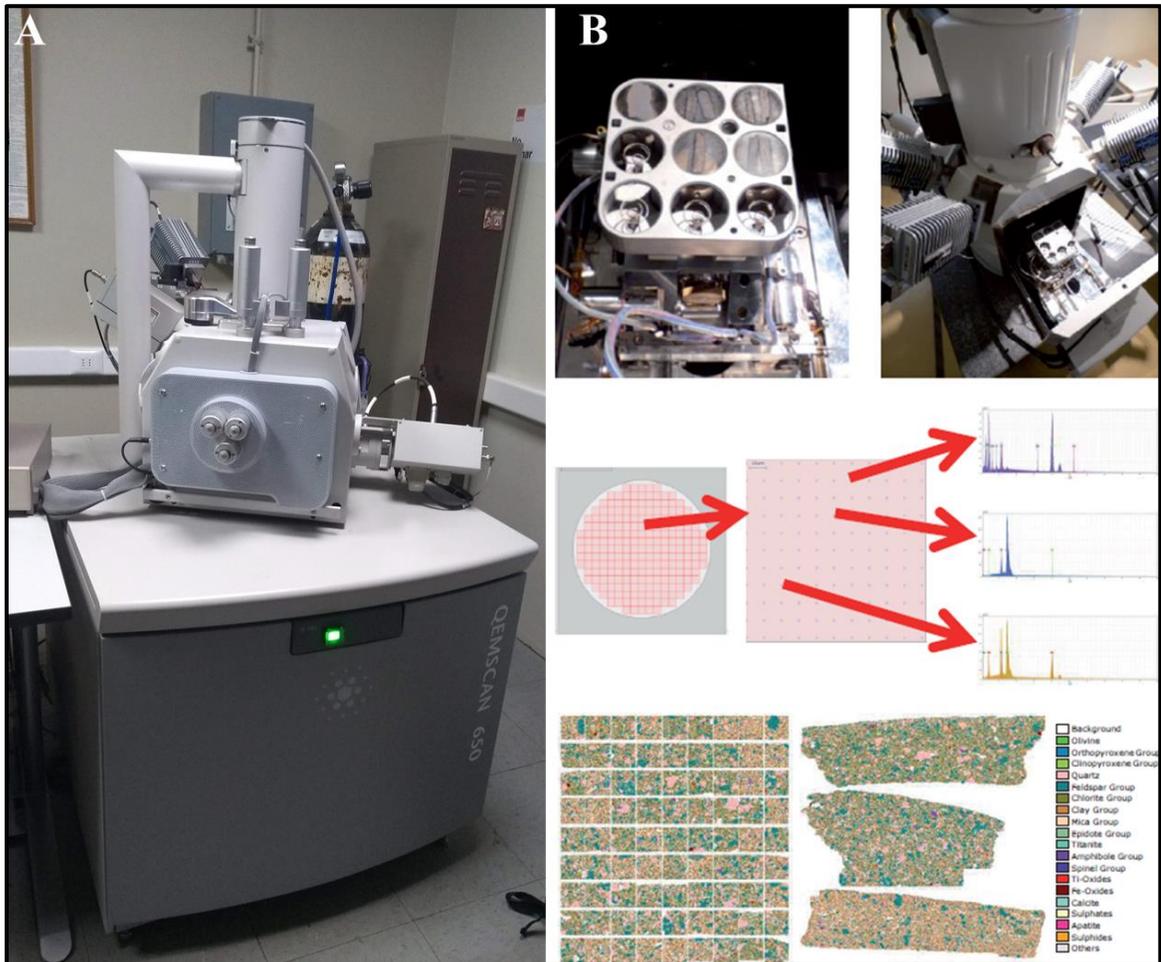


Figura 1.12: QEMSCAN®. A) QEMSCAN® 650 y TESCAN VEGA LHS, Instituto GEA; B) Diagrama esquemático que describe como QEMSCAN® mide sistemáticamente el área de una muestra. En la parte superior, el montaje en resina de la briqueta puesta en un bloque de soporte antes del análisis. En la fila de en medio, la briqueta ha sido dividida en campos, superpuestos en una cuadrícula predefinida de píxeles. Luego, se adquiere el espectro de rayos X y el valor de retrodispersión correspondiente a cada píxel. De esta manera, cada punto es clasificado según la base de datos SIP para la asignación de mineralogía y composición química. Finalmente, se crea un mapa en falso color para cada campo, donde cada color representa un mineral específico o una agrupación química (Tomado de Menzies y otros, 2016).

1.4.3. Análisis e integración de datos

La integración de los datos cualitativos y cuantitativos, es decir, descripción microscópica y análisis de química mineral, culmina con la asignación del grupo químico y tipo petrológico (Van Schmus y Wood, 1967), estado de choque (Stöffler y otros, 1991) y grado de meteorización terrestre (Wlotzka, 1993). Además de una breve discusión de los resultados y conclusiones.

1.5. TRABAJOS ANTERIORES

Van Schmus y Wood (1967) proponen una clasificación bidimensional de meteoritos con bases en características químicas y petrológicas, estableciendo 6 tipos petrológicos distintos.

Dodd y otros (1975) proponen el tipo petrológico 7, para condritos completamente recrystalizados o fundidos por impacto.

Stoffler y otros (1991) establecen un esquema de clasificación petrográfica para grados progresivos del metamorfismo de choque en condritos ordinarios. Para esto, se definen 6 estados (S1 a S6), fundamentados en los efectos del choque en olivinos y plagioclasas.

Wlotzka (1993) determinó grados de meteorización terrestre en secciones pulidas, de W1 a W6 en orden creciente de meteorización, indicando una alteración desigual que primero afecta a granos de Fe-Ni metálico, seguido por los sulfuros de Fe y en últimas instancias a silicatos.

Bennet y McSween (1996) estudiaron indicadores del metamorfismo de choque en minerales opacos de condritos ordinarios del grupo L.

Rochette y otros (2003) propusieron una nueva clasificación de condritos ordinarios a partir de valores de susceptibilidad magnética (χ), técnica no destructiva y de rápida estimación de la cantidad de metales en la muestra.

Valenzuela (2003) realiza el primer trabajo de investigación de condritos ordinarios en el desierto de Atacama, Chile, el que consiste en la descripción petrográfica y geoquímica del meteorito Paposó.

Bischoff y otros (2006) estudian distintos tipos de brechas meteoríticas y cómo éstas contribuyen al entendimiento de los procesos de acreción, diferenciación y evolución de la superficie en los cuerpos parentales de los condritos.

Valenzuela (2011) investiga los procesos de meteorización terrestre y cómo estos afectan las composiciones mineralógicas y químicas de los meteoritos encontrados en el desierto de Atacama.

1.6. AGRADECIMIENTOS

El desarrollo de este trabajo de investigación fue posible gracias al financiamiento otorgado por el proyecto FONDECYT Iniciación N°11171090, siendo la investigadora principal del proyecto la Dra. Millarca Valenzuela, y por el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción (UdeC). Sumado a esto, fue esencial la colaboración del Instituto de GEA de la UdeC, el Departamento de Geología de la UCh, el Departamento de Ciencias Geológicas de la UCN, Departamento de Laboratorios del SERNAGEOMIN y Museo de Historia Natural (NHM) de Londres.

Quisiera agradecer a mi profesional guía, la Dra. Millarca Valenzuela, por proporcionarme la oportunidad y herramientas que me permitieron salir de la línea de estudio tradicional y adentrarme en esta área emergente de la Geología, además de transmitirme su pasión por las ciencias geológicas y planetarias. Agradezco profundamente a mi profesora patrocinante, la Dra. Verónica Oliveros, por su entusiasmo, apoyo y paciencia durante los años de pregrado y durante esta Memoria de Título. Muchas gracias a ambas por ser un gran ejemplo del empoderamiento femenino en el mundo científico-profesional.

A los funcionarios presentes en las etapa de gabinete: Roberto Valles y Julio Díaz, encargados del laboratorio de rocas y de separación de minerales de la UCh, Dra. Eugenia Fonseca, encargada del laboratorio de mineralogía y microscopía del SERNAGEOMIN, Fernando Álvarez, encargado del taller de difracción y fluorescencia de rayos X de la UCN, Emiliano Navarrete, encargado del taller de cortes, Nolvía Campos, encargada del laboratorio de mineralogía automatizada QEMSCAN® y Laura Hernández, encargada del laboratorio de microsonda electrónica, estos últimos asociados al Instituto GEA, UdeC. También, agradecer a Sara Russel, encargada de la microsonda electrónica en el NHM de Londres.

A Belén Ulloa y Gabriel Pinto, pioneros en el estudio de meteoritos, por estar siempre dispuestos a resolver dudas y ser mentores en este trabajo de investigación.

Al grupo docente y paradocente del Departamento de Ciencias de la Tierra (UdeC), quienes me formaron como profesional y estaban siempre dispuestos para brindar ayuda cuando uno más lo necesitaba.

A mis compañeros de carrera y amigos del alma, en especial a Alain Ortega.

A mis padres y hermano, Viviana, José y Jordán.

A Pablo Mardones, mi familia y amor incondicional.

A Gunther, Lucifer, Gandalf, Radagast, Pandora y Galadriel, reflejos de mi alma.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. CONCEPTOS GENERALES

Un meteoroides se define como un objeto sólido que se desplaza en el espacio interplanetario, de origen natural y tamaño variable entre 10 μm y 1 m. Mientras que un meteorito está definido como un objeto sólido, de tamaño superior a 10 μm , proveniente de un cuerpo celeste y que ha sido transportado naturalmente desde éste hasta la superficie terrestre, colisionando en el trayecto con elementos, naturales o artificiales, más grandes que él mismo (Rubin y Grossman, 2010).

Cuando un meteoroides ingresa a la atmósfera terrestre, la fricción con el aire induce un aumento de temperatura en la superficie, cuyo grado dependerá del tamaño, velocidad y ángulo de entrada del objeto (en Hutchison, 2004). Si el cuerpo es pequeño será consumido completamente; sin embargo, si es grande durante su paso formará una bola incandescente de gas produciendo líneas de luz, conocidas como meteoros (en Varela, 2015). Luego, el exterior del meteoroides se funde dando paso a un bólido de alta luminosidad. Aquel material que sobrevive al vuelo hipersónico y desaceleración en capas bajas de la atmósfera caerá por gravedad como un meteorito (en caso de sufrir fragmentación caerá como lluvia de meteoritos), cuya superficie se solidifica en una costra de fusión oscura (en Valenzuela, 2011). El fundido y vapor son barridos por el aire, por lo que, el interior del meteorito permanece frío conservando su estado tal y como era en el espacio exterior (en Varela, 2015).

Mientras algunos meteoritos son hallados inmediatamente después de su caída, y en consecuencia son denominados como “caídos”, constituyendo sólo un 2% según *The Meteoritical Bulletin*, muchos otros han sido descubiertos sin datos de su trayectoria y probablemente expuestos por un tiempo variable (decenas a miles de años) a la meteorización terrestre, designándose como “encontrados” (en Hutchison, 2004). En el primer caso, si fue posible observar la órbita de ingreso a la Tierra, es decir, dirección y velocidad del objeto, podría determinarse la región de origen del cuerpo en el espacio (Halliday, 2001 en Hutchison, 2004).

Dependiendo de la proporción entre minerales silicatados y Fe-Ni metálico, los meteoritos pueden ser clasificados en 3 grandes grupos: rocosos, metálicos y mixtos. Los rocosos son los más comunes y se dividen en 2 tipos: condríticos y acondríticos (en Varela, 2015).

2.2. METEORITOS CONDRÍTICOS

Los meteoritos condriticos son aquellos con mayor cantidad de especímenes recolectados, constituyendo un 86% de los hallazgos (Casado, 2012 en Pinto, 2017). Corresponden a rocas aglomeráticas de composiciones cuasi solares y, por ende, son químicamente primitivos en contraste con rocas terrestres o acondritos (en Hutchison, 2004). Estos toman su nombre debido a la presencia de cóndrulos, esferulitas ígneas de tamaño milimétrico compuestas de material silicatado-ferromagnesiano, metal y sulfuros en menor grado. Cabe destacar que, esta clasificación es poco adecuada pues existen condritos sin cóndrulos. Los acondritos son rocas ígneas, o brechas formadas a partir rocas ígneas, provenientes de asteroides o cuerpos planetarios diferenciados, tales como la Luna y Marte. Hay algunos meteoritos que presentan texturas acondriticas, pero retienen una afinidad química con sus precursores condriticos, denominados acondritos primitivos (Weisberg y otros, 2006).

No obstante, los condritos son rocas y, por lo tanto, son multi-minerales. Cada uno de estos minerales tendrá una composición química que variará dependiendo no solo de sus condiciones de formación sino de los procesos posteriores de alteración, los que dejarán su impronta en la petrología y textura de los meteoritos (en Varela, 2015). Este tipo de meteoritos representa la culminación de una secuencia de eventos complejos, incluyendo procesos primarios que afectan a componentes individuales durante su formación y procesos secundarios que han perturbado la roca total después de su acreción.

2.2.1. Clasificación

2.2.1.1. Parámetros primarios de clasificación

La jerarquía taxonómica utilizada en la clasificación de condritos incluye, en orden decreciente, clases, clanes, grupos y subgrupos (Weisberg y otros, 2006). La clase relaciona 2 o más grupos que comparten propiedades químicas primarias, tales como, química de roca total e isótopos de oxígeno. Los condritos se dividen en 3 clases principales, carbonáceos (C), ordinarios (O) y de enstatita (E), y dos clases menores, Rumuruti (R) y Kakangari (K). El término clan es utilizado como un intermedio entre clases y grupos, el cual denota grupos con características químicas, isotópicas y mineralógicas semejantes, por lo que se piensa han sido formados en una misma región de la Nebulosa Solar. El grupo es la unidad básica en la taxonomía meteorítica, haciendo referencia

a 5 o más meteoritos cuyas composiciones químicas y petrología están relacionadas, lo que indicaría proveniencia de un mismo cuerpo parental (en Hutchison, 2004). A partir de la química total de los condritos es posible diferenciar 15 grandes grupos: 8 carbonáceos, CI, CM, CR, CH, CB, CV, CK y CO, nombrados en base al ejemplar que caracteriza cada grupo, 3 ordinarios, H, L y LL, denominados así por el contenido de Fe en los meteoritos (H: *high iron*; L: *low iron*; LL: *very low iron*), y 2 de enstatita, EH y EL, refiriéndose al contenido de Fe metálico (H: *high*; L: *low*). Los grupos R y K son tan ampliamente variables que pertenecen a clases distintas de condritos. Finalmente, los subgrupos indican propiedades distintas de aquellas previamente establecidas, relacionadas con heterogeneidades en la materia precursora del disco protoplanetario (Figura 2.1). Algunos condritos son mineralógicamente y/o químicamente únicos, es decir, desafían la clasificación existente, y es por esto que son comúnmente llamados anómalos (Weisberg y otros, 2006).

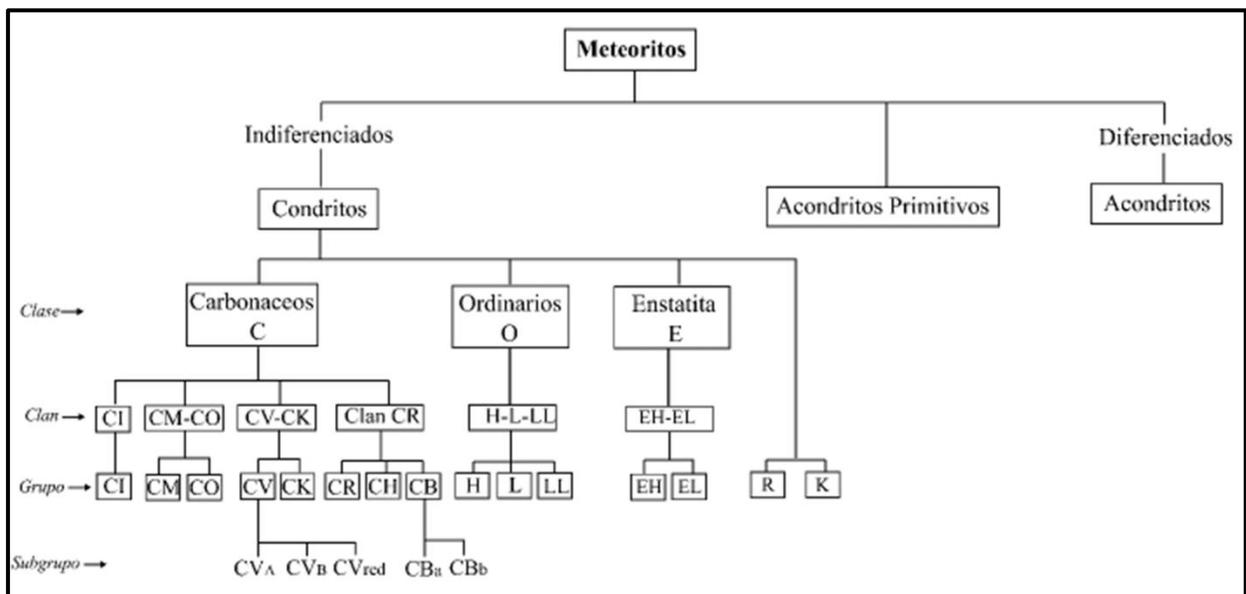


Figura 2.1: Clasificación de meteoritos (Tomado de Weisberg y otros, 2006 en Ulloa, 2018). Esquematización de los diferentes niveles taxonómicos con énfasis en los meteoritos condriticos.

Como fue antes mencionado, la clasificación de los meteoritos condriticos está fundada en su composición química. Los condritos exhiben variaciones sistemáticas de sus elementos mayores no volátiles (Si, Mg, Fe y Al), por ende, tanto las abundancias como las razones interelementales constituyen propiedades diagnósticas de clases y grupos (en Hutchison, 2004). En las Tablas 2.1 y 2.2 se presentan composiciones de roca total representativas para cada clase y grupo de condritos.

Tabla 2.1: Composición química representativa de las principales clases de condritos y sus grupos (Tomado de Hutchison, 2004). Abundancias elementales en porcentaje en peso (% peso).

Elementos (% peso)	Condritos Carbonáceos							Condritos Ordinarios			Condritos de Enstatita	
	CI	CM	CO	CV	CK	CR	CH	H	L	LL	EH	EL
Si	10,5	12,9	15,9	15,6	15,1	15,3	13,3	16,9	18,5	18,9	18,6	16,7
Ti	0,042	0,058	0,078	0,098	0,13	0,11	0,047	0,060	0,063	0,062	0,058	0,045
Al	0,86	1,18	1,43	1,75	1,61	1,27	1,06	1,13	1,22	1,19	1,05	0,81
Cr	0,265	0,305	0,355	0,360	0,366	0,375	0,343	0,366	0,388	0,374	0,305	0,315
Fe	18,2	21,0	24,8	23,5	23,6	24,0	40,4	27,5	21,5	18,5	22,0	29,0
Mn	0,190	0,170	0,165	0,145	0,146	0,170	0,106	0,232	0,257	0,262	0,163	0,220
Mg	9,7	11,7	14,5	14,5	14,8	13,9	12,3	14,0	14,9	15,3	14,1	10,6
Ca	0,92	1,27	1,58	1,90	1,72	1,38	1,14	1,25	1,31	1,30	1,01	0,85
Na	0,49	0,41	0,41	0,33	0,319	0,323	0,182	0,64	0,70	0,70	0,580	0,680
K	0,056	0,040	0,035	0,031	0,029	0,030	0,021	0,078	0,083	0,079	0,074	0,080
P	0,102	0,090	0,104	0,099	0,043	0,122	~0,1	0,108	0,095	0,085	0,117	0,200
Ni	1,07	1,20	1,40	1,34	1,27	1,36	2,45	1,60	1,20	1,02	1,30	1,75
Co	0,051	0,058	0,069	0,066	0,064	0,067	0,115	0,081	0,059	0,049	0,067	0,084
S	5,9	3,3	2,0	2,2	1,58	1,31	0,25	2,00	2,2	2,3	3,3	5,8
C	3,2	2,2	0,45	0,56	~0,1	1,44	~0,8	0,11	0,09	0,12	0,36	0,40
O	30,0	32,0	36,5	34,8	35,5	31,2	25,6	35,7	37,7	40,0	31,0	28,0
Fe ⁰ /Fe _{total}	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,43	0,85	0,60	0,30	0,15	0,74	0,65

Tabla 2.2: Composición química representativa libre de volátiles de las principales clases de condritos y sus grupos (Tomado de Hutchison, 2004). Abundancias elementales en porcentaje en peso (% peso), recalculadas a partir de la Tabla 2.1.

Elementos (% peso)	Condritos Carbonáceos							Condritos Ordinarios			Condritos de Enstatita	
	CI	CM	CO	CV	CK	CR	CH	H	L	LL	EH	EL
Si	24,7	25,6	26,1	26,1	25,5	26,2	18,6	26,4	30,7	32,7	31,3	27,2
Ti	0,10	0,12	0,12	0,17	0,22	0,18	0,07	0,09	0,10	0,10	0,09	0,08
Al	2,03	2,35	2,36	2,93	2,72	2,18	1,48	1,76	2,02	2,06	1,76	1,32
Cr	0,63	0,61	0,58	0,60	0,62	0,64	0,48	0,57	0,64	0,64	0,52	0,51
Fe	42,9	41,7	40,8	39,4	39,9	41,1	56,4	43,0	35,7	32,0	37,0	47,3
Mn	0,44	0,34	0,27	0,24	0,25	0,29	0,15	0,36	0,43	0,46	0,27	0,36
Mg	22,9	23,2	23,9	24,2	25,0	23,8	17,2	21,9	24,7	26,4	23,7	17,3
Ca	2,17	2,53	2,59	3,18	2,91	2,36	1,59	1,96	2,18	2,25	1,70	1,39
Na	1,15	0,81	0,67	0,55	0,53	0,55	0,25	1,00	1,16	1,21	0,97	1,10
K	0,14	0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,03	0,12	0,13	0,14	0,13	0,13
P	0,22	0,18	0,18	0,07	0,07	0,20	~0,14	0,17	0,16	0,15	0,20	0,33
Ni	2,52	2,39	2,30	2,24	2,15	2,33	3,42	2,51	1,99	1,77	2,18	2,86
Co	0,13	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,16	0,12	0,09	0,08	0,12	0,14

Las razones elementales Mg/Si, Al/Si y Fe/Si son sumamente útiles para discernir entre clases de condritos (Tabla 2.3 y Figura 2.2). Sin embargo, en cuanto a la detección de los grupos (especialmente dentro de los condritos ordinarios), estas razones son muy similares e inclusive se traslapan entre sí. En este contexto, el contenido y distribución de Fe cobra relevancia.

Tabla 2.3: Razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si para 8 grupos de condritos (Tomado de Dodd, 1981 en Valenzuela, 2003). Valores calculados en una base libre de volátiles (S, H, C, O) en porcentaje en peso (% peso).

Clase	Carbonáceos				Ordinarios		Enstatita	
Grupo	CI	CM	CO	CV	H	L/LL	EH	EL
Mg/Si	0,923	0,904	0,922	0,914	0,826	0,804	0,631	0,676
Al/Si	0,081	0,090	0,090	0,093	0,072	0,068	0,047	0,052
Fe/Si	1,80	1,66	1,64	1,57	1,63	1,16	2,01	1,08

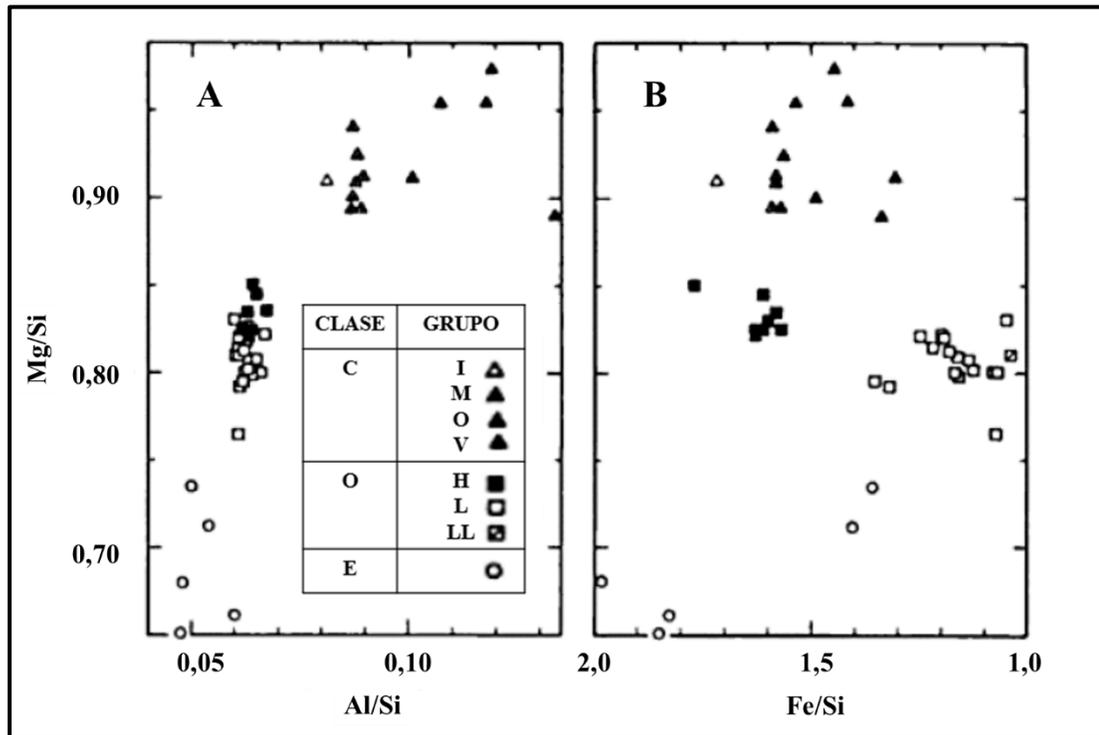


Figura 2.2: Comparación entre razones elementales (Tomado de Dodd, 1981 en Valenzuela, 2003). A) Mg/Si versus Al/Si; B) Mg/Si versus Fe/Si. A partir de los gráficos es posible observar que la separación de los grupos químicos L y LL es especialmente dificultosa.

En los condritos ordinarios, el Fe varía amplia y discontinuamente entre fases metálicas y silicatadas ($Fe_{reducido}$ y $Fe_{oxidado}$) permitiendo la diferenciación de los grupos H, L y LL. Así es que, el cálculo de la razón $[FeO/(FeO+MgO)]$ en cristales de olivinos y piroxenos de bajo Ca en condritos ordinarios equilibrados es un excelente parámetro de clasificación, ya que la composición de fayalita (Fa) varía directamente respecto a la composición de ferrosilita (Fs) (Figura 2.3).

Van Schmus y Wood (1967) definieron criterios para describir las diferencias entre grupos: i) la razón Fe/SiO_2 (representación del contenido de Fe total de la muestra), ii) la razón SiO_2/MgO (para la distinción de las clases de condritos), iii) la razón $[FeO/(FeO+MgO)]$ para la clasificación de los grupos H, L y LL (bien correlacionada con el contenido de FeO de la roca), y iv) la razón $Fe_{metálico}/Fe_{total}$ (representación del grado de oxidación del condrito) (Tabla 2.4).

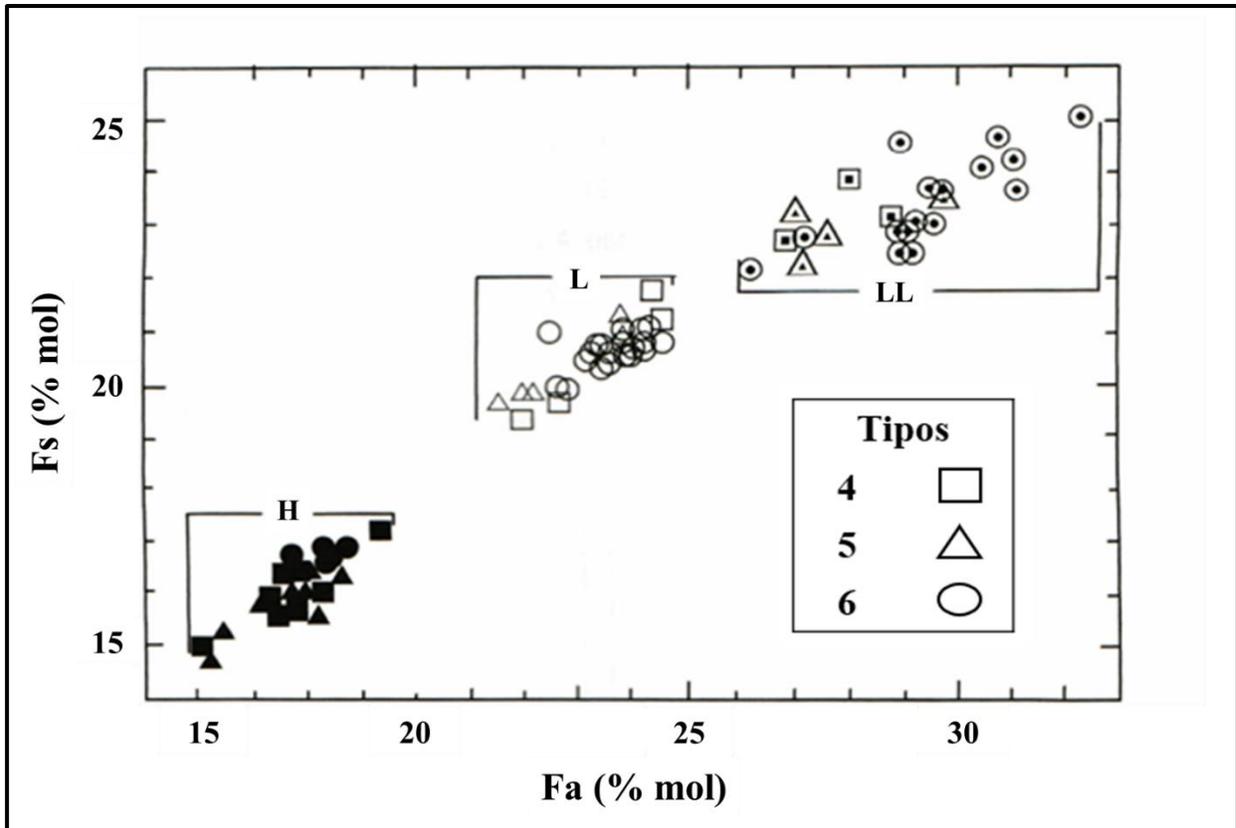


Figura 2.3: Contenido de Fe en olivinos y en piroxenos de bajo en Ca de condritos ordinarios equilibrados (Tomado de Dodd, 1981 en Valenzuela, 2003). Abundancia de fayalita (Fa, Fe_2SiO_4) y ferrosilita (Fs, FeSiO_3) en porcentaje en moles (% mol). La leyenda indica tipos petrológicos 4 (■), 5 (▲) y 6 (●).

Tabla 2.4: Resumen de grupos químicos (Tomado de Van Schmus y Wood, 1967). Valores en porcentaje en peso (% peso), excepto $[\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})]$ en porcentaje en moles (% mol). Fe^0 es equivalente a $\text{Fe}_{\text{metálico}}$. Desviación estándar (DE).

Clase/Grupo	Fe/SiO ₂ (% peso)	DE	SiO ₂ /MgO (% peso)	DE	FeO/(FeO+MgO) (% mol)	DE	Fe ⁰ /Fe _{total} (% peso)	DE
C	0,77	0,07	-	-	-	-	1,42	0,05
H	0,77	0,07	0,63	0,07	18	2	1,55	0,05
L	0,55	0,05	0,33	0,07	24	2	1,59	0,05
LL	0,49	0,03	0,08	0,07	29	2	1,58	0,05
E	0,77	0,03	0,80	0,10	0	-	1,90	0,15

Por otro lado, clases y grupos también pueden distinguirse a través del contenido de isótopos de oxígeno, dejando en evidencia procesos químicos y físicos que culminan en el fraccionamiento de ^{18}O , ^{17}O y ^{16}O . La Figura 2.4 ilustra a condritos ordinarios y de enstatita que tienen rangos isotópicos bien definidos, no así los condritos carbonáceos que presentan composiciones isotópicas muy variables (en Hutchinson, 2004).

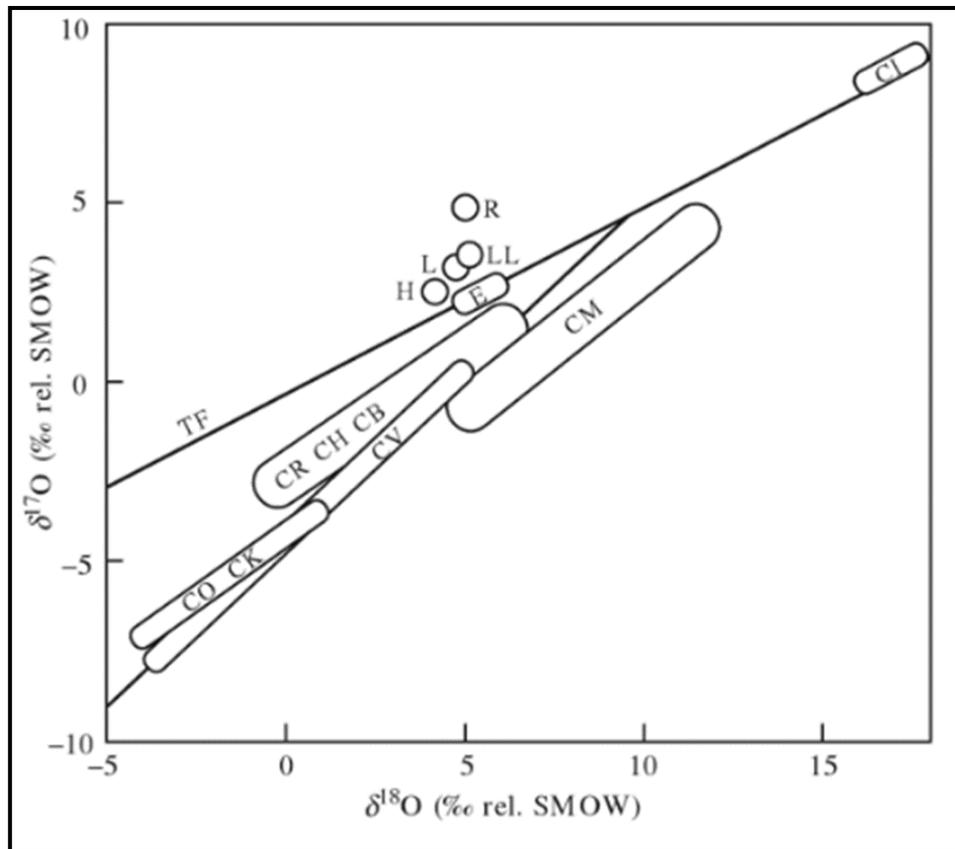


Figura 2.4: Representación esquemática de las composiciones isotópicas para las principales clases de condritos: carbonáceos (CO, CK, CR, CH, CB, CV, CM, CI), ordinarios (H, L, LL) y de enstatita (E) (Tomado de Clayton, 2003). La línea TF o TFL (*Terrestrial fractionation line*) representa las composiciones isotópicas de los materiales terrestres.

Los grupos de condritos registran un amplio rango de estados de oxidación, posiblemente establecidos como una combinación del estado de oxidación local de la nebulosa y la formación del cuerpo parental. Esta característica es distintiva e indicativa de la proporción de $Fe_{\text{metálico}}$, $Fe_{\text{silicatado}}$ y la cantidad de Fe_{total} . En general, el orden creciente de oxidación entre las clases es E-O-C (Figura 2.5). Así mismo, el estado de oxidación varía entre los grupos, en los condritos ordinarios aumentaría en el orden H-L-LL (en Papike, 2018).

2.2.1.2. Parámetros secundarios de clasificación

Van Schmus y Wood (1967) propusieron un sistema de clasificación, utilizado hasta la fecha, que asigna a cada condrito un tipo petrológico fundamentado en sus características mineralógicas y texturales.

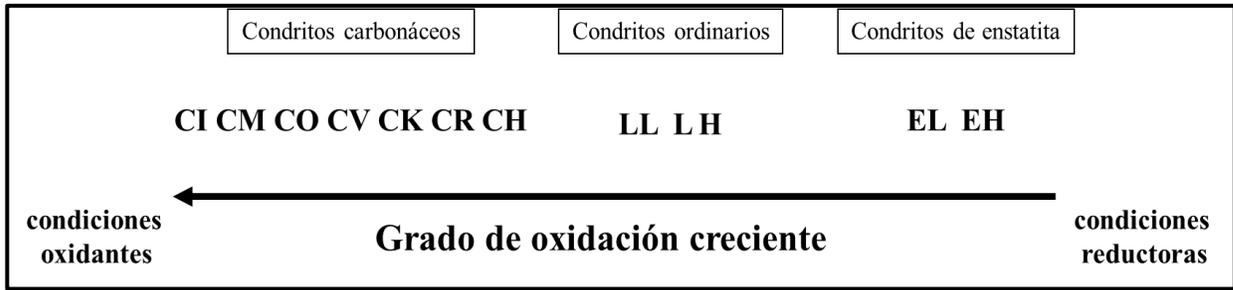


Figura 2.5: Grado de oxidación global de las principales clases de condritos (Modificado de Varela, 2015).

Establecen 6 tipos petrológicos (1, 2, 3, 4, 5 y 6) en base a procesos metamórficos o de equilibrio químico en los condritos ordinarios. Los principios usados para establecer si un condrito es más equilibrado que otro son: i) la homogeneidad en la composición mineral de los silicatos (heterogeneidad en los cristales de olivino y piroxeno indica un alto grado de desequilibrio), ii) la estructura cristalina del piroxeno de bajo Ca (la estructura monoclinica es el producto natural mientras que la estructura ortorrómbica se da bajo condiciones de metamorfismo termal), iii) la presencia de granos de feldespatos (producto de la recristalización del vidrio o componentes microcristalinos), iv) vidrio ígneo (ausente en condritos recristalizados), v) la proporción de kamacita/taenita (la fase taenita es secundaria, producto del metamorfismo), vi) sulfuros ricos en Ni presentes en condritos que no han sufrido metamorfismo y vii) texturas (el metamorfismo puede causar recristalización de los componentes y, por ende, aumento del tamaño de grano de los minerales y homogeneización de las texturas). Los tipos petrológicos 1 y 2 están asociados a alteración acuosa, el tipo 3 representa a los materiales más prístinos (no afectados por metamorfismo acuoso y/o termal), mientras que los tipos 4 al 6 se relacionan con un incremento en el grado del metamorfismo termal (aumento del grado de equilibración y recristalización de las fases). El tipo 7, definido posteriormente por Dodd y otros (1975), corresponde a condritos completamente recristalizados o fundidos por impacto (Tabla 2.5 y Figura 2.6).

Como se ha mencionado anteriormente, la intensificación de la alteración termal conlleva un estado de equilibrio químico en la roca, esto quiere decir que, se alcanza un estado de homogeneidad general de los elementos mayores en olivinos y piroxenos de bajo Ca.

Tabla 2.5: Resumen de los tipos petrológicos y sus criterios de clasificación (Tomado de Van Schmus y Wood, 1967 en Ulloa, 2018).

Criterio	Tipo petrológico						
	1	2	3	4	5	6	7
Dispersión de la composición del olivino	-	>5% desviación media del Fe		$\leq 5\%$		Homogéneo	
Estado estructural del piroxeno de bajo Ca	-	Principalmente monoclinico		>20% monoclinico	$\leq 20\%$ monoclinico	Ortorrómico	
Feldespatos	-	Granos primarios menores		Granos secundarios >2 μm	Granos secundarios 2 – 5 μm	Granos secundarios >50 μm	
Vidrio en cóndrulos	Alterado o ausente	Mayoría alterado, se preserva poco	Limpio, isotrópico	Desvitrificado		Ausente	
Contenido máximo de Ni (% peso) en el metal	-	Taenita menor (<20) o ausente	Kamacita y taenita (>20) asociadas como exsolución				
Mínimo contenido de Ni (% peso) de la troilita	-	>0,5			<0,5		
Matriz	Grano fino, opaca	Principalmente de grano fino, opaca	Opaca a transparente	Transparente, recristalizada			
Integración matriz-cóndrulos	Sin cóndrulos	Cóndrulos bien definidos		Se pueden discernir algunos cóndrulos, bordes mal definidos	Cóndrulos poco delineados	Textura primaria destruida	
Carbón (% peso)	3 - 5	0,8 – 2,6	0,2 - 1		<0,2		
Agua (% peso)	18 - 22	2 - 16	0,3 - 3		<1,5		

Grupo/ Tipo petrológico	Incremento del grado de alteración acuosa		Material prístino	Incremento del grado de metamorfismo termal			
	1	2	3	4	5	6	7
CI	■						
CM	■	■					
CR	■	■					
CH			■				
CB			■				
CV		■	■				
CO			■				
CK			■	■	■	■	
H			■	■	■	■	
L			■	■	■	■	■
LL			■	■	■	■	■
EH			■	■	■	■	■
EL			■	■	■	■	■
R			■	■	■	■	■
K			■	■	■	■	■

Figura 2.6: Diagrama que exhibe tipos petrológicos para distintos grupos de condritos (Modificado de Weisberg y otros, 2006). El incremento de las alteraciones acuosa y termal están esquematizados con flechas de color negro.

Producto de esto, los condritos ordinarios de los tipos petrológicos 4 a 7 son conocidos como condritos ordinarios equilibrados (*Equilibrated Ordinary Chondrites* o EOC's), mientras que las muestras de tipo petrológico 3 son denominadas condritos ordinarios no equilibrados (*Unequilibrated Ordinary Chondrites* o UOC's) (en Varela, 2015). La nomenclatura a utilizar para la clasificación corresponde a una letra, que señala el grupo químico del condrito, junto a un número, que representa el tipo petrológico del mismo, por ejemplo, H4 (que representaría un condrito ordinario de grupo químico H y de tipo petrológico 4).

A *grosso modo*, las diferencias químicas e isotópicas entre los grupos de meteoritos reflejan heterogeneidades en la Nebulosa Solar, antes y durante la formación de los cuerpos parentales, mientras que el tipo petrológico evidencia procesos físicos y químicos actuando sobre ellos (en Hutchinson, 2004).

2.2.1.3. Parámetros terciarios y cuaternarios de clasificación

Los cuerpos celestes, asteroides y cometas están constantemente sometidos a altas presiones producto de impactos en el espacio exterior. Es posible determinar la historia colisional de los meteoritos a partir de una variedad de parámetros mineralógicos y texturales. Stöffler y otros (1991) definieron estados de choque crecientes desde S1, para especímenes inalterados, hasta S6, que representa el mayor grado de recristalización y fusión por impacto. Otra clasificación es utilizada para identificar el grado de meteorización terrestre que un condrito ha experimentado. Wlotzka (1993) sugirió estados progresivos de alteración en secciones pulidas desde W0, sin alteración visible de metal y sulfuros, hasta W6, reemplazo masivo por óxidos de Fe en minerales silicatados y opacos.

2.2.2. Constituyentes principales de los condritos

Los condritos representan el material más primitivo del sistema solar disponible para estudios en laboratorio. Estos están formados por componentes que varían en tamaño de milímetros a centímetros englobando cóndrulos, fragmentos cristalinos, minerales opacos, matriz de grano fino e inclusiones calcoalumínicas (CAIs) (Tabla 2.6). Todos ellos originados independientemente en el disco protoplanetario por procesos de alta temperatura, como, por ejemplo, por condensación y evaporación. Por lo tanto, los constituyentes de los condritos preservan registros de las propiedades fisicoquímicas de distintas regiones de la Nebulosa Solar (Weisberg y otros, 2006).

La porosidad de un meteorito corresponde al porcentaje de fracción de volumen que es espacio vacío (Britt y Consolmagno, 2003). Para los condritos ordinarios H y LL la porosidad media es de ~10%, y para los condritos L es de ~6%. Mientras que, la densidad estimada de los condritos ordinarios es la siguiente: 3,8 g/cm³ para el grupo H, 3,6 g/cm³ para el grupo L y 3,55 g/cm³ para el grupo LL (Britt y Consolmagno, 2003). Es importante notar que, los condritos poseen tanto porosidad primaria como secundaria. La porosidad primaria está asociada a la acreción de sus componentes de tamaños heterogéneos, mientras que la porosidad secundaria está relacionada con la disolución de sus minerales opacos por acción de la meteorización terrestre, generando cavidades de disolución en la matriz (en Ulloa, 2018).

Tabla 2.6: Características petrográficas de los grupos de condritos (Modificado de Weisberg y otros, 2006).
Cifras en porcentaje en volumen (% vol). La abundancia de cóndrulos incluye fragmentos cristalinos.
NA = no aplicable.

Grupos	Cóndrulos (% vol)	Matriz (% vol)	CAIs (% vol)	Metal (% vol)	Diámetro de cóndrulos (promedio en mm)
CI	<<1	>90	<<1	0	NA
CM	20	70	5	0,1	0,3
CO	48	34	13	1-5	0,15
CV	45	40	10	0-5	1,0
CK	45	40	10	0-5	1,0
CR	50-60	30-50	0,5	5-8	0,7
CH	70	5	0,1	20	0,02
CB	20-40	<<1	<<1	60-80	0,1-0,2 cm
H	60-80	10-15	<<1	8	0,3
L	60-80	10-15	<<1	4	0,7
LL	60-80	10-15	<<1	2	0,9
EH	60-80	2-15	<<1	10	0,2
EL	60-80	2-15	<<1	10	0,6

2.2.2.1. Cóndrulos

Comúnmente el componente más abundante, abarca hasta un 80% del volumen total en condritos ordinarios y de enstatita. Están definidos como esferas ígneas milimétricas que consisten predominantemente en material silicatado (olivino, piroxeno y vidrio feldespático) con una matriz intersticial de vidrio, llamada mesostasis (en Papike, 2018).

Su origen ha sido interpretado como objetos de fundido en varios eventos de calentamiento en la Nebulosa Solar (Sorby, 1877 en Varela, 2015). Están divididos en diversos tipos según sus características mineralógicas y texturales (Tabla 2.7).

Tabla 2.7: Tipos de cóndrulos (Tomado de Gooding y Keil, 1981 en Papike, 2018 y en Hutchison, 2004).

Tipos de cóndrulos	Descripción
Olivino Barrado (BO)	Cóndrulos con uno o varios <i>sets</i> de olivino prismático elongado con orientación paralela, o interconectadas, y con extinción coincidente en luz polarizada. Formados por fundidos que superan la temperatura <i>superliquidus</i> .
Piroxeno Radial (RP)	Cóndrulos con finas láminas de piroxeno bajo en Ca que se irradian desde un punto en el borde del mismo. Formados por fundidos que superan la temperatura <i>superliquidus</i> .
Porfírico (PO: porfírico de olivino; PP: porfírico de piroxeno; POP: porfírico de olivino y piroxeno)	Es el tipo más frecuente de cóndrulo, conformados por cristales euhedrales de olivino o piroxeno, o ambos, inmersos en una matriz de material vítreo o microcristalino. Su origen reside en gotas que fueron ampliamente fundidas pero cuyos abundantes sitios de nucleación fueron preservados.
Granular (GOP)	Cóndrulos con significantes granos de piroxeno y olivino en mosaico.
Criptocristalino (C)	Cóndrulos que consisten en un intercrecimiento de granos submicroscópicos (<2 μm) de material rico en piroxeno y vidrio, presentan múltiples extinciones bajo luz polarizada.
Vítreo (V)	Cóndrulos formados total o parcialmente por vidrio.

2.2.2.2. Matriz

La matriz es un constituyente mucho menos abundante en los condritos ordinarios (5 a 15% vol). Corresponde predominantemente a material silicatado de grano fino ($<1 \mu\text{m}$) intersticial entre unidades macroscópicas como cóndrulos y fragmentos cristalinos (Scott y otros, 1988 en Papike, 2018). Mientras el resto de las fases en los condritos son materiales formados a altas temperaturas, la matriz representa la fracción de baja temperatura en la Nebulosa Solar y por su tamaño es susceptible a alteraciones. Con análisis en microsonda electrónica, diferentes autores han podido identificar los minerales que la componen, tales como olivino, piroxeno bajo en Ca, augita, albita, kamacita/taenita, troilita, magnetita, espinela, cromita, anortita, pentlandita, whitlockita y calcita (Huss y otros, 1981; Ikeda y otros, 1981; Nagahara, 1984; Matsunami, 1984 y Matsunami, 1990 en Papike, 2018).

2.2.2.3. Fragmentos cristalinos

Son fragmentos de minerales que ocurren en la matriz y rivalizan en tamaño con los cóndrulos en un rango continuo entre $1 \mu\text{m}$ y $100 \mu\text{m}$, constituidos por olivino, piroxeno de bajo Ca, plagioclasa y apatito (en Hutchinson, 2004).

2.2.2.4. Minerales opacos

Corresponden a las fases mayores de Fe-Ni metálico (kamacita, polimorfo de bajo contenido de Ni, y taenita, polimorfo de alto contenido de Ni) y FeS (troilita), en asociación con cromita (FeCr_2O_4). Las ocurrencias de estos minerales son: i) agrupaciones poliminerale de granos de metal y sulfuro con formas redondeadas a subredondeadas, ii) granos individuales con morfologías angulares a subredondeadas, iii) metal y/o sulfuro en los límites de los cóndrulos. En general, las partículas opacas tienen tamaños cercanos a $200 \mu\text{m}$ y bordes anhedrales (en Papike, 2018).

2.2.2.5. Otros constituyentes

Las inclusiones calcoalumínicas (*Calcium-Aluminum-rich Inclusions* o CAIs) son sustancias química y mineralógicamente muy diversas que ocurren principalmente en condritos carbonáceos y raramente en condritos ordinarios y de enstatita. Están formadas por óxidos y silicatos ricos en Ca y Al, y en menor proporción Ti y Mg. Estas fases han sufrido temperaturas de vaporización

extremadamente altas, típicamente sobre 1300 K, por lo que son llamadas refractarias (en Papike, 2018).

2.3. CONDRITOS ORDINARIOS

Los condritos ordinarios son por lejos el material extraterrestre más abundante, tal como su nombre lo sugiere (en Hutchison, 2004). Caracterizados por gran variedad y volumen de cóndrulos y por tener menor abundancia de matriz que los condritos carbonáceos, abarcan un amplio rango de tipos petrológicos, típicamente 3 a 6, con unos pocos especímenes de tipo 7. Los grupos químicos H, L y LL tienen características primarias similares (petrografía e isótopos de O), lo que indica que son miembros cercanos de un clan (Weisberg y otros, 2006).

2.3.1. Petrografía y mineralogía

Los EOC's son agregados de cóndrulos silicatados, metal, sulfuro y matriz. Los minerales mayoritarios corresponden a olivino y piroxeno de bajo Ca y Fe-Ni metálico (kamacita/taenita), mientras que los minerales minoritarios están constituidos por plagioclasa y troilita (FeS). También hay presencia de minerales accesorios, tales como cromita y clorapatito (en Papike, 2018). La composición química de los minerales mayoritarios (olivino y piroxeno) es utilizada como propiedad diagnóstica para determinar el grupo químico al que pertenece cada individuo.

El equilibrio termal en este tipo de condritos se alcanza desde los 650°C hasta los 950°C, siendo esta última temperatura la más elevada experimentada por condritos de tipo petrológico 7. Es importante notar que el tamaño de grano de silicatos y opacos aumenta junto con el tipo petrológico y, por lo tanto, la textura de los cóndrulos se vuelve borrosa a medida que incrementa el metamorfismo termal. La plagioclasa ocurre a partir del tipo petrológico 4, como producto de la desvitricación del vidrio en cóndrulos (en Hutchison, 2004). Afiattalab y Wason (1980) en Papike (2018) demostraron que hay cambios en la morfología de los granos a medida que aumenta el tipo petrológico: i) la fracción opaca asociada a los cóndrulos disminuye, ii) la fracción opaca de grano fino disminuye y la fracción de grano grueso aumenta, iii) la troilita y el metal, que suelen ocurrir en intercrecimiento, tienden a formar granos separados y iv) la taenita tiende a separarse de la kamacita. Los opacos en cóndrulos contienen concentraciones de Si, Cr y P que forman inclusiones de cromita, fosfato y sílice en función del aumento del tipo petrológico.

2.3.2. Grupos químicos

La subdivisión de los grupos químicos H, L y LL está basada en variaciones composicionales de olivinos y piroxenos de bajo Ca, como, por ejemplo, las variaciones en las razones de $[\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})]$ (Mason, 1963 y Keil y Fredriksson, 1964 en Vernazza y otros, 2015) y $\text{Fe}_{\text{metálico}}/\text{Fe}_{\text{total}}$ (Dodd y otros, 1967 en Vernazza y otros, 2015).

El grupo H (*high iron*) está determinado por su gran contenido de Fe_{total} y la razón más alta de $(\text{Fe}/\text{Si})_{\text{atómico}}$, estos corresponden a los condritos ordinarios más reducidos ya que la mayoría del Fe está contenido en la fase metálica y, por lo tanto, cuando están equilibrados presentan los valores más bajos de FeO en silicatos. En el otro extremo, el grupo LL (*very low iron*) está caracterizado por un menor contenido Fe_{total} y la razón más baja de $(\text{Fe}/\text{Si})_{\text{atómico}}$, constituyendo los condritos ordinarios más oxidados, con bajas cantidades de metal y alto contenido de FeO en silicatos. El grupo L (*low iron*) es un intermediario entre los grupos H y LL, aunque más cercano a este último en términos de Fe_{total} (Vernazza y otros, 2015). En resumen, los condritos ordinarios varían ampliamente en su contenido de Fe_{total} y en la distribución de Fe entre fases metálicas (Fe^0) y silicatadas (Fe^{2+} , reflejado en las razones de $(\text{Fe}/\text{Si})_{\text{atómico}}$), con una clara tendencia a la disminución del Fe_{total} mientras aumenta el contenido de FeO en silicatos (Tabla 2.8). El FeS se mantiene invariable (en Hutchison, 2004).

Tabla 2.8: Propiedades de los condritos ordinarios equilibrados (EOC's) (Tomado de Vernazza y otros, 2015). Fa=fayalita; Fs=ferrosilita; Ol=olivino; Px=piroxeno. El contenido de Fa y Fs, en olivinos y piroxenos de bajo Ca, respectivamente, corresponde a la abundancia relativa de $\text{Fe}_{\text{atómico}}$ en comparación a otros cationes: $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ y $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ca})$.

Propiedades	H	L	LL
Estadística de caída (%)	34	37	9
Fe (% peso)	28	22	19
Fe/Si (atómico)	0,81	0,57	0,52
Metal (% vol)	8,4	4,1	2
Contenido de Fa del Ol (% peso)	16-20	21-26	27-31
Contenido de Fs del Px (% peso)	15-17	18-22	22-30
Ol/(Ol+Px)	51-60	60-67	70-82

2.3.2.1. Susceptibilidad magnética

Otra herramienta útil al momento de asignar el grupo químico a una muestra dada es la susceptibilidad magnética (χ , con χ en $10^{-6}\text{m}^3\text{kg}^{-1}$). Es una técnica rápida y no destructiva que, esencialmente, mide la sensibilidad al magnetismo de un material en un campo magnético inducido. Es decir, provee un estimado del contenido de fases magnéticas en un condrito,

principalmente Fe-Ni metálico. Por lo tanto, las medidas de χ representan una aproximación confiable de la concentración del metal (relacionado con el estado de oxidación del Fe), independiente del tamaño de grano, y que suele darse en rangos muy estrechos para cada grupo (Rochette y otros, 2003 y 2012).

Para condritos caídos, la susceptibilidad magnética se da en rangos que no se traslapan y que aumentan linealmente de LL a L y, finalmente, H, lo que se corresponde con el incremento del contenido de Fe-Ni metálico para cada grupo (Rochette y otros, 2003 en Ulloa, 2018). Sin embargo, los condritos encontrados presentan dispersión en los valores de χ , por acción de la meteorización terrestre. En este caso, la susceptibilidad magnética debe combinarse con el grado de meteorización terrestre para una clasificación más acertada (Figura 2.7) (Rochette y otros, 2012).

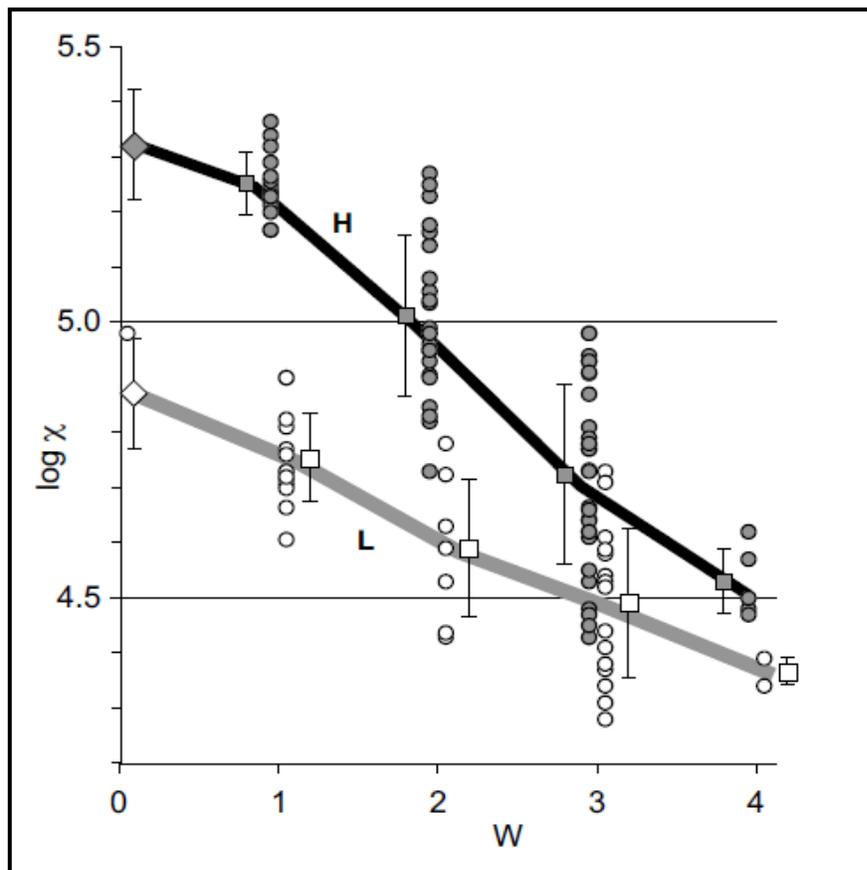


Figura 2.7: Log χ en función del grado de meteorización terrestre (W) (Tomado de Rochette y otros, 2012). L= cuadrados blancos; H= cuadrados grises. Los cuadrados representan valores promedio para cada grado de meteorización asociado a la desviación estándar. Los rombos denotan los valores para los condritos caídos.

2.4. METAMORFISMO DE CHOQUE

El metamorfismo de choque y la formación de brechas son el resultado más común de las colisiones a hipervelocidad entre cuerpos parentales. Los efectos son encontrados ampliamente en condritos y, por lo mismo, han sido documentados en detalle. Los procesos de impacto afectan propiedades fundamentales de los meteoritos, tales como, abundancia y distribución de gases nobles y elementos trazas (particularmente elementos volátiles), edades radiométricas y otras características físicas (Anders, 1964; Keil, 1964; Heyman, 1967 en Stöffler y otros, 1991). Por ende, el estudio del metamorfismo de choque es una fuente primaria de información sobre la historia geológica y colisional de los cuerpos asteroidales parentales de los meteoritos.

Una onda de choque en un sólido (o fluido) puede ser producida sólo por una muy rápida aceleración del material en cuestión, es decir, por impactos a velocidad hipersónica. La compresión resultante promueve el incremento de presión y temperatura, sin embargo, su distribución es altamente discontinua, puesto que la propagación de la onda de choque depende de la mineralogía, porosidad y densidad del material. Esta heterogeneidad tiene como resultado “efectos de choque de desequilibrio”, entre los cuales están las venas de choque, bolsillos de fundido, venas de fundido, y depósitos de troilita/metal en fracturas de silicatos. En contraste, también se dan los “efectos de choque de equilibrio”, registrados en la composición química de los minerales como resultado de la equilibración de la presión (Stöffler y otros, 1991).

Stöffler y otros (1991) propusieron una clasificación para estados progresivos del metamorfismo de choque. Definieron 6 estados, S1 a S6, basados en cambios texturales y mineralógicos en cristales de olivino y plagioclasa (Tabla 2.9). Por recomendación de los autores, la simbología del estado de choque debe ser usada en conjunto con la simbología que representa el tipo petrológico y grupo químico de cada condrito para completar su clasificación.

Posteriormente, Bennet y McSween (1996) estudiaron los efectos del metamorfismo de choque en minerales opacos. Establecieron parámetros para determinar un mínimo grado de metamorfismo de choque, los que incluyen propiedades microtexturales, por ejemplo, kamacita y troilita policristalina, troilita con burbujas, troilita cortada y la presencia de plesita (Figura 2.8 y Tabla 2.10). La aparición de estas características puede provocar un oscurecimiento del condrito bajo la luz del microscopio óptico, también conocido como efecto *blackening*.

Tabla 2.9: Estados progresivos del metamorfismo de choque en condritos ordinarios (Modificado de Stöffler y otros, 1991).

Estados de choque	Efectos por equilibrio de peak de presión		Efectos resultantes de excursiones locales de P-T	P por choque (GPa)	Incremento de T post choque (°C)	Incremento de T min estimada (°C)
	Olivino	Plagioclasa				
No choquizado S1	Extinción recta, fracturas irregulares		Ninguno	<4 - 5	44105	10
Muy débilmente choquizado S2	Extinción ondulosa, fracturas irregulares		Ninguno	5 - 10	20 - 50	20
Débilmente choquizado S3	Fracturas planares, extinción ondulosa, fracturas irregulares	Extinción ondulosa	Venas opacas de choque, formación incipiente de bolsones de fundidos, en ocasiones interconectados	15 - 20	100 - 150	100
	Mosaiquismo (débil), fracturas planares	Extinción ondulosa, parcialmente isotrópica, características de deformación planar	Bolsones de fundido, venas de fundido interconectadas, venas opacas de choque	30 - 35	250 - 350	300
Fuertemente choquizado S5	Mosaiquismo (fuerte), fracturas planares + características de deformación planar	Maskelenita (transformación en estado sólido de la plagioclasa en vidrio)	Formación pervasiva de bolsones fundidos, venas y diques de opacos, venas opacas de choque	45 - 55	600 - 850	600
Muy fuertemente choquizado S6	Restringido a regiones locales en o cerca de zonas fundidas		Mismas características estado S5	75 - 90	1500 - 1750	1500
	Recristalización en estado sólido	Fundida por choque (vidrio normal)				
Fundido por choque S6	Fusión total de la roca (roca de fusión por impacto y brecha fundida)					

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

Figura 2.8: Resumen del tipo y abundancia relativa a las características de choque observadas en condritos (Tomado de Bennet y McSween, 1996 en Ulloa, 2018). Barras grises = características raras (<10% del total de opacos); Barras negras = características abundantes (>50% de todos los granos opacos). Los números en las barras de la plesita indican el aumento mínimo de temperatura en °C *post*-choque.

Tabla 2.10: Características representativas de choque (Tomado de Stöffler y otros, 1991, Bennet y McSween, 1996 y Tomkins y otros, 2013).

Característica	Descripción
Venas de choque (<i>melt veins</i> o <i>shock veins</i>)	Venas delgadas compuestas por material opaco formadas in situ por la fundición de varios constituyentes minerales, los que rellenan fracturas preexistentes. Son de pocos μm de espesor con límites muy bien definidos.
Bolsillos de fundido (<i>melt pockets</i>)	Corresponden a porciones irregulares que contienen inclusiones esféricas de metal/troilita, generalmente de unos pocos μm . A altos grados de choque su desarrollo es pervasivo.
Diques de fundido (<i>melt dykes</i>)	Consisten en productos de fundido policristalino que tienen bordes discordantes con el cuerpo huésped.
Kamacita y troilita policristalina (<i>policrystalline kamacite and troilite</i>)	Formadas por la conjunción de cristales de kamacita y/o troilita afectados fuertemente por la colisión, corresponden a un reordenamiento de la estructura del cristal.
Troilita con burbujas (<i>fizzed troilite</i>)	Mezcla de grano fino de Fe-Ni metálico y troilita.
Troilita cortada (<i>sheared troilite</i>)	Una variedad de troilita policristalina, pero con cristales que tienen bordes paralelos entre sí. Su ocurrencia se da sobre el estado S4.
Plesita (<i>plessite</i>)	Es una mezcla de kamacita y taenita producida por la descomposición de la taenita.

Texturalmente, los condritos ordinarios pueden dividirse en brechizados y no brechizados (Bischoff y Stöffler, 1992). Las brechas meteoríticas también entregan información sobre los procesos que sufren sus cuerpos parentales, su evolución colisional y estructura interna (Bischoff y otros, 2006). Las velocidades de impacto que sobrepasan los 20 m/s son capaces de romper rocas, pero, los choques a hipervelocidad generan brechas *in situ*. La formación de éstas requiere transporte de masa, y, por lo tanto, movimiento relativo y desplazamiento de los fragmentos de roca desde la fuente del material. La mayoría de las brechas se han formado a velocidades de impacto por sobre 1 km/s, dejando huellas del choque en minerales o simplemente fundiéndolos (Bischoff y Stöffler, 1988 en Bischoff y otros, 2006). Las velocidades de impacto en el cinturón de asteroides varían desde 1 hasta 12 km/s, con una media de 5,3 km/s (Bottke y otros, 1994 en Bischoff y otros, 2006). Diferentes tipos de brechas pueden ser encontrados en la superficie y subsuperficie de asteroides (Tabla 2.11), gran parte de ellas litificadas por el mismo impacto. Entre 20 y 30% de condritos ordinarios corresponden a brechas (Bischoff y otros, 2006). Bischoff y otros (2018) reportan la siguiente abundancia para cada grupo químico: 23% para el grupo H, 23% para el grupo L y 79% para el grupo LL.

Tabla 2.11: Tipos de brechas (Tomado de Bischoff y otros, 2006).

Tipo	Descripción
Acrecionarias (primitivas)	Aquellas cuyos constituyentes fueron ensamblados durante la acreción del cuerpo parental.
Genomícticas	Brechas cuyos clastos pertenecen al mismo grupo químico, pero a distintos tipos petrológicos. Estás se nombran según la letra correspondiente al grupo seguido del rango de números asociado al tipo petrológico (por ejemplo, H 3-6).
Regolíticas	Brechas cuyos componentes han sido litificados desde la superficie de sus cuerpos parentales. Poseen trazas de viento solar en su matriz.
Fragmentales	Aquellas que poseen detritos sin propiedades regolíticas (sin trazas de vientos solares).
De impacto	Rocas fundidas por el impacto. Presentan clastos sin fundir.
Granulíticas	Brechas metamorfoseadas. Clastos han experimentado un alto procesamiento termal.
Polimícticas	Brechas con clastos y matriz con diferente composición y origen, es decir, distinto grupo químico y distinto tipo petrológico.
Monomícticas	Brechas cuyos clastos y matriz presentan la misma composición, es decir, mismo grupo químico y mismo tipo petrológico.
Dimícticas	Clastos de 2 litologías distintas.

2.5. METEORIZACIÓN TERRESTRE

La meteorización terrestre puede ser definida como el proceso de alteración de las fases originales de los meteoritos a fases que son más estables en la superficie de la Tierra (Bland y otros, 2006). La reacción más importante a tener en consideración es la oxidación, ya que sus productos están íntimamente asociados a los minerales primarios contenedores de Fe, tales como olivino, piroxeno, Fe-Ni metálico y troilita (Munayco y otros, 2012).

Gooding (1986) descubrió que la troilita tiene menos tendencia a la corrosión que el Fe-Ni metálico, y que, a su vez, los silicatos son menos propensos que los minerales opacos. Sin embargo, Valenzuela (2011), en su tesis doctoral, sugiere que la alteración afecta indistintamente a los minerales formadores de los condritos ordinarios.

El proceso y tasas de meteorización dependen de un amplio grupo de factores, similares a los que controlan la descomposición de rocas terrestres, regulados principalmente por el clima, entre ellos pH, fO_2 , temperatura, disponibilidad de agua y actividad microbiana. Otros factores que condicionan la respuesta de las rocas a la meteorización son la composición y estructura cristalina de los silicatos o aleaciones, el grado de porosidad o fracturamiento y el tiempo de exposición de la muestra (Bland y otros, 2006). En la medida que el espécimen alcance más rápidamente la superficie luego de su caída, y su posible enterramiento en el sustrato (Figura 2.9), menor meteorización química se observará (Valenzuela, 2011).

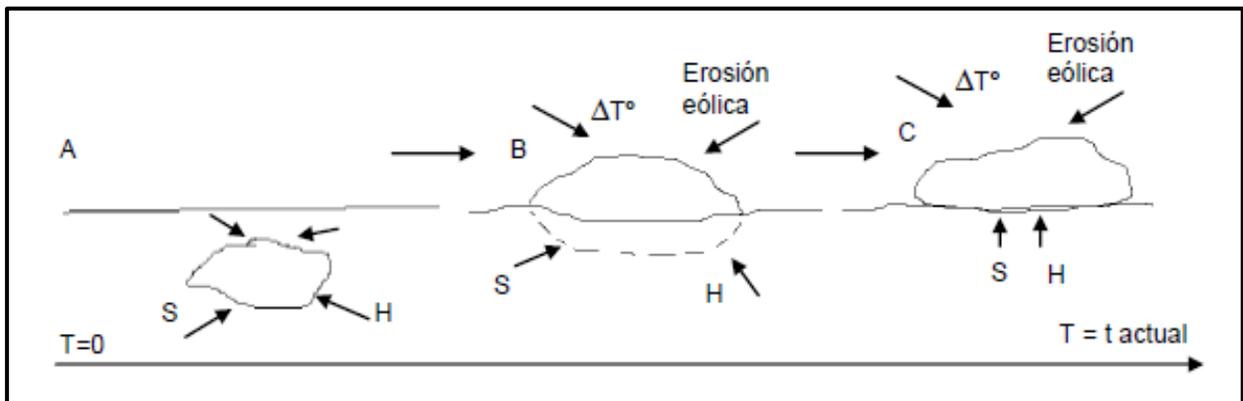


Figura 2.9: Momentos en la residencia terrestre de los meteoritos del desierto de Atacama (Tomado de Valenzuela, 2011). A) Fase de enterramiento en sustrato inmediatamente *post*-caída. Acción de humedad (H) y sales (S); B) Exhumación parcial del meteorito; C) Exhumación total, prevalencia de las condiciones atmosféricas de temperatura (T°) y erosión eólica, en esta etapa la tasa de meteorización es la menor posible.

Bajo este contexto, en circunstancias de aridez sostenidas en el tiempo, traducido en restricción del agua como catalizador en reacciones químicas, y superficies relativamente estables con tasas de deflación importantes, el desierto de Atacama provee excelentes condiciones para la preservación y acumulación prolongada de meteoritos.

El Fe en EOC's existe como Fe^0 , en la aleación de Fe-Ni metálico (kamacita/taenita), y Fe^{2+} , en sulfuros y silicatos (troilita y olivino y piroxeno). Burns y otros (1995) en Bland y otros (2006) interpretan la presencia de Fe^{3+} completamente como producto de la alteración terrestre sobre la muestra (Figura 2.10). Los meteoritos encontrados tienen porcentajes de Fe^{3+} que varían entre 0 y 80% (Munayco y otros, 2012).

$$\begin{array}{l}
 1) \quad \text{Fe}_{\text{total inicial}} = \text{Fe}^0_{\text{inicial}} + \text{Fe}^{2+}_{\text{inicial}} \\
 \\
 2) \quad \text{Fe}_{\text{total final}} = \text{Fe}^0_{\text{final}} + \text{Fe}^{2+}_{\text{final}} + \text{Fe}^{3+}_{\text{final}} \\
 \\
 \text{Fe}_{\text{total inicial}} \sim \text{Fe}_{\text{total final}} \quad \rightarrow \quad \text{Fe}^{3+}_{\text{final}} = \Delta\text{Fe}^0 + \Delta\text{Fe}^{2+}
 \end{array}$$

Figura 2.10: Formación de Fe^{3+} (Tomado de Valenzuela, 2011). Suponiendo que el meteorito cumple con 1) en su llegada a la superficie terrestre, con el paso del tiempo y la formación de oxi-hidróxidos se cumplirá 2). Los condritos encontrados en el desierto de Atacama no muestran pérdida de Fe del sistema, por lo tanto, se puede aproximar $\text{Fe}_{\text{total inicial}}$ a $\text{Fe}_{\text{total final}}$.

A través del uso de técnicas analíticas es posible dilucidar los principales productos ferruginosos de la meteorización terrestre en meteoritos. Estos corresponden principalmente oxi-hidróxidos de Fe, como akagaenita, goethita, lepidocrocita, maghemita y magnetita y hematita en menor grado. Se dividen en 2 fases de alteración: paramagnéticas (akagaenita, goethita, lepidocrocita y filosilicatos) y magnéticas (maghemita y magnetita) (Bland y otros, 2006).

Bland y otros (1996 y 1998) proponen que los procesos de oxidación son crecientes en el tiempo y se desarrollan en un periodo inicial rápido seguido por una alteración gradual subsecuente y una tasa de meteorización que varía substancialmente. Los condritos ordinarios del grupo H suelen alterarse más rápido que los grupos L y LL, presumiblemente por su mayor contenido metálico. Cabe mencionar que, la oxidación de los minerales metálicos conlleva un aumento del volumen

(Buddhue, 1957 en Bland y otros, 2006), ocasionando una reducción de la porosidad inicial y, por lo tanto, reducción en la permeabilidad de la muestra. La acción de la meteorización terrestre cierra los poros del meteorito, lo que resulta en que los meteoritos encontrados tienen menores porosidades que aquellos descubiertos inmediatamente después de la caída (Consolmagno y otros, 1998). Algo similar ocurre con la densidad, cuando actúa la meteorización sobre un condrito, cambia las fases de alta densidad ($Fe_{\text{metálico}}$) en fases de baja densidad (oxi-hidróxidos de Fe y arcillas), esto incrementa el volumen de los minerales y reduce la densidad de grano (aproximadamente de 7 g/cm^3 a 4 g/cm^3), aunque el volumen total y la forma de la roca permanecen prácticamente inalterados. Consolmagno y otros (1998) y Gatacetta (2005) en Valenzuela (2011) encuentran una relación inversa entre la porosidad y el estado de choque de los meteoritos, a menor grado de choque mayor porosidad primaria y viceversa, asociado a que los impactos que producen metamorfismo de choque provocan mayor compactación y, por ende, reducción de la porosidad inicial. En otras palabras, las propiedades intrínsecas de los meteoritos demarcan los patrones de oxidación en la superficie terrestre.

Wlotzka (1993) sugirió una escala en base a estados de alteración progresivos para secciones pulidas. En este sistema, se reconocen 6 categorías de meteorización, desde una menor a completa oxidación de los metales y sulfuros (W1 a W4), continuando con alteración menor (W5) y luego masiva (W6) de los silicatos máficos (Bland y otros, 2006) (Tabla 2.12). Valenzuela (2011) establece 3 dominios de meteorización en condritos ordinarios encontrados en el desierto de Atacama, correspondientes al desarrollo de venillas, halos y alteración intramineral (Tabla 2.13).

Tabla 2.12: Grados de meteorización terrestre (Tomado de Wlotzka, 1993).

Grado	Descripción
W0	Oxidación de metales o sulfuro no visible, manchas de limonita.
W1	Anillos menores de óxidos alrededor de metales y troilita, venas de óxidos menores.
W2	Oxidación moderada, reemplazo entre 20 y 60% del metal.
W3	Oxidación severa del metal y troilita, reemplazo entre 60 y 95%.
W4	Oxidación completa del metal y troilita, pero sin alteración de silicatos.
W5	Comienzo de la alteración de silicatos máficos, principalmente en fracturas.
W6	Reemplazo masivo de silicatos por óxidos y minerales arcillosos.

Tabla 2.13: Dominios de meteorización (Tomado de Valenzuela, 2011).

Dominio	Descripción
Venillas	Divididas en 2 tipos: finas venillas rectilíneas y rellenas de metales (que posteriormente son reemplazados por oxi-hidróxidos de Fe) asociadas a metamorfismo de choque y venillas más gruesas e irregulares, que cortan a las primeras, formadas por el relleno de fracturas preexistentes producto de la acción de la alteración en la muestra. Las venillas ayudan a movilizar los productos de la meteorización hacia el núcleo de la roca y, por ende, los minerales circundantes suelen verse afectados por reemplazo.
Halos	Granos de Fe-Ni metálicos reemplazados desde el borde hacia el centro del mismo, depositando oxi-hidróxidos de Fe en anillos concéntricos. El desarrollo de los halos puede variar dentro de una misma muestra, desde grados menores, a veces preservando un grano relicto, hasta el reemplazo total del cristal.
Intramineral	Lineamientos intraminerales en granos de troilita (los que podrían corresponder a una partición (0001)). También se puede observar en texturas plesíticas o en granos de silicatos máficos. Cuando la acción de la meteorización es intensa y localizada en un cristal puede terminar en la disolución del grano dejando una cavidad de disolución. Tales cavidades conforman la porosidad secundaria del condrito.

3. PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS CONDRITOS ORDINARIOS

El análisis de los parámetros físicos de los meteoritos aporta información sobre su origen y evolución en el espacio exterior; además, provee datos para comprender los procesos que los afectan una vez arribados a la superficie terrestre. En este contexto, los valores expuestos a continuación son complementarios a la posterior descripción petrográfica y mineralógica de los condritos.

Nótese que, el único procedimiento realizado en 2 etapas, antes y después del corte de las muestras, es la medición de la masa del cuerpo inicial y los fragmentos finales. Las metodologías restantes fueron llevadas a cabo con los fragmentos representativos seleccionados para la investigación.

3.1. POROSIDAD

La porosidad fue determinada cuantitativamente durante la descripción petrográfica de las muestras (Tabla 3.1, Figura 3.1 y Anexo 2.B.), mediante el uso del *software* ImageJ. Esta metodología puede inducir a cierto error en la medición, puesto que entrega un valor de la porosidad global del meteorito, sin hacer distinción entre porosidad primaria y secundaria.

3.2. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La medición de susceptibilidad magnética fue cuantificada para cada uno de los especímenes con los susceptómetros SM30 y ATACAMET (Tablas A.1 y A.2, Anexo 1.A.). Para la obtención de valores precisos y con el menor sesgo posible, fueron definidos 3 ejes con direcciones perpendiculares entre sí (Figuras A.1, A.2, A.3, A.4 y A.5, Anexo 1.A.), de manera que sean tomados en consideración parámetros como la masa y forma de la muestra y la distribución de los granos minerales en la misma, es decir, la anisotropía del campo magnético del meteorito. Para efectos de clasificación serán utilizadas las mediciones realizadas con el dispositivo ATACAMET (Tabla 3.2 y Figura 3.2), el que entrega directamente valores en $\log \chi$ ($10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$).

Tabla 3.1: Resultados de la medición de porosidad. El condrito DM-132 (brecha condrítica) tiene 2 mediciones de porosidad y, por lo tanto, 2 valores de desviación estándar (para el sector A y B, respectivamente, ver Anexo 2.B.). Valores en porcentaje en volumen (% vol). Desviación estándar (DE).

Código	Porosidad (% vol)	DE
DM-028	4,39	1,43
DM-40	17,64	4,82
DM-46	10,59	2,56
DM-132	9,62 y 11,53	1,59 y 3,38
DM-145	13,37	2,00

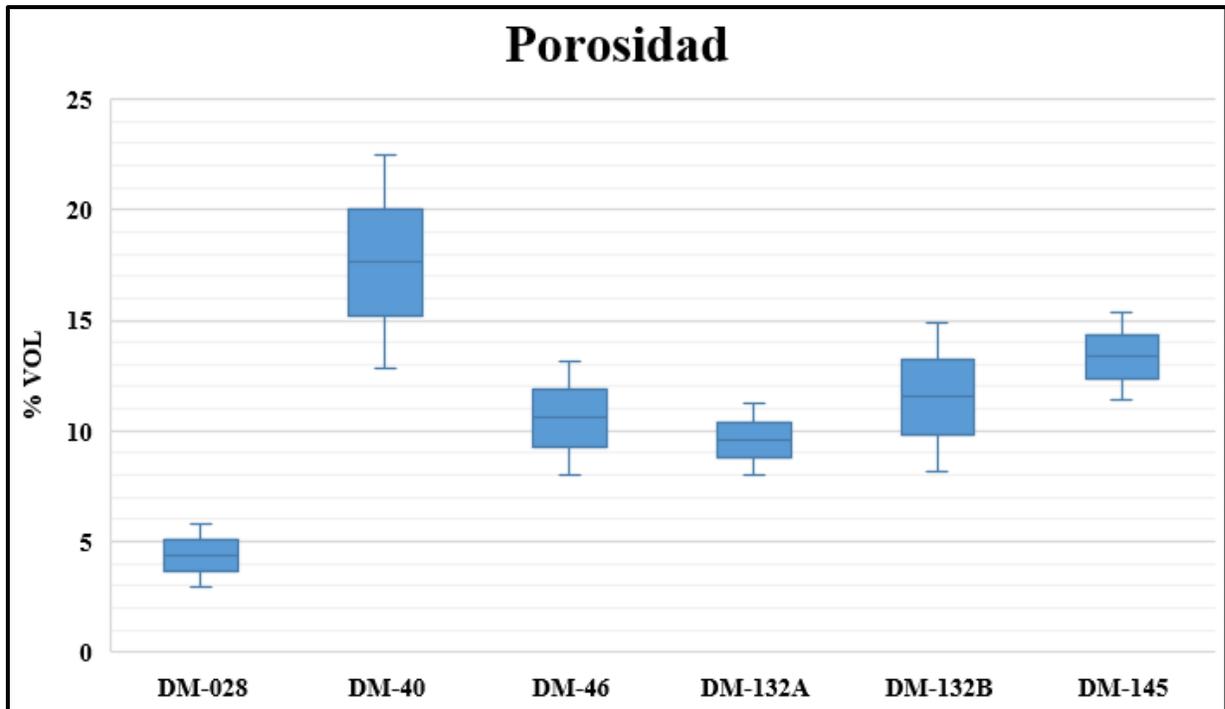


Figura 3.1: Resultados de la medición de porosidad. Las cajas en color azul claro indican los valores de porosidad en porcentaje en volumen (% vol) para cada muestra, las barras indican la desviación estándar asociada a cada medición. El condrito DM-132 tiene valores de porosidad sutilmente distintos para cada sector de la brecha condrítica (sector A y B, ver Anexo 2.B.).

Tabla 3.2: Resultados de la medición de susceptibilidad magnética (ATACAMET). Los valores de $\log \chi$ (10^{-9} m³/kg) corresponden al promedio geométrico del total de valores obtenidos para cada condrito, esto permitiría representar de mejor manera la anisotropía de cada muestra. La masa pertenece al fragmento más grande de los condritos posterior al procedimiento de corte. Cifras de masa en gramos (g). Desviación estándar (DE).

Código	Masa (g)	Log χ (10^{-9} m ³ /kg)	DE
DM-028	10,84	4,62	0,22
DM-40	9,81	5,19	0,03
DM-46	28,04	4,52	0,03
DM-132	17,81	4,68	0,11
DM-145	2,77	4,36	0,05

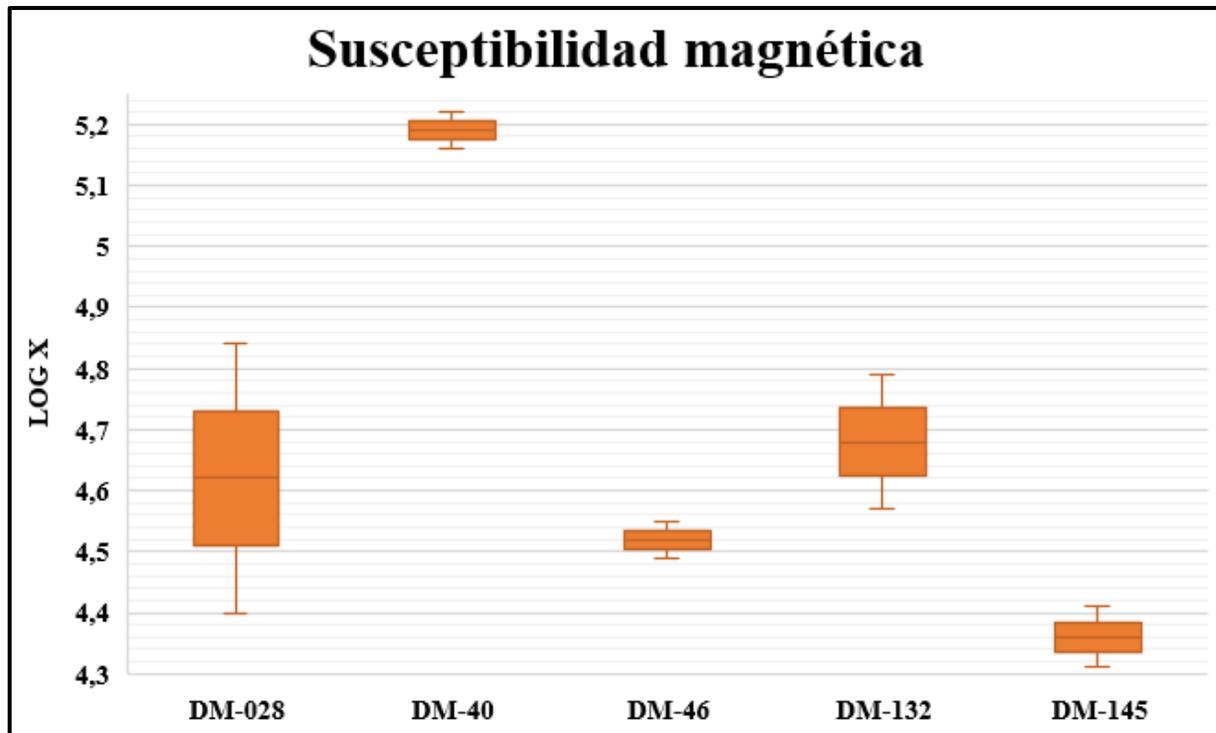


Figura 3.2: Resultados de la medición de susceptibilidad magnética (ATACAMET). Las cajas en color naranja representan los valores de $\log \chi$ (10^{-9} m³/kg), las barras indican la desviación estándar calculada para cada medición. Nótese que para el condrito DM-132 sólo existe un valor de susceptibilidad magnética.

3.3. RESUMEN

La Tabla 3.3 recopila las propiedades físicas anteriormente detalladas.

Tabla 3.3: Resumen de las propiedades físicas medidas en los condritos ordinarios. La brecha condrítica DM-132 tiene 2 valores de porosidad global, sin embargo, un solo valor de susceptibilidad magnética.

Código	Porosidad (% vol)	Susceptibilidad magnética (log χ)
DM-028	4,39	4,62
DM-40	17,64	5,19
DM-46	10,59	4,52
DM-132	9,62 y 11,53	4,68
DM-145	13,37	4,36

A modo de comparación, los condritos con el menor y mayor valor de porosidad (% vol) corresponden a DM-028 y DM-40, respectivamente. Mientras que los valores intermedios en orden creciente son: DM-132 (sector A), DM-46, DM-132 (sector B) y DM-145. Es importante notar que, la confección de las muestras pudiese haber aportado en la creación de poros y fracturas y, por lo tanto, los valores podrían estar sobreestimados (sobre todo en los condritos con mayor porcentaje de porosidad). Por otro lado, los valores de susceptibilidad magnética en orden creciente corresponden a: DM-145, DM-46, DM-028, DM-132 y DM-40.

4. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS Y MINERALÓGICAS DE LOS CONDRITOS ORDINARIOS

A continuación, los resultados del estudio petrográfico y mineralógico de los condritos ordinarios (clasificación *a priori* por la Dra. Millarca Valenzuela, comunicación verbal). Así, a través de la inspección al microscopio óptico de 5 láminas delgadas de 30 μm de espesor y 5 briquetas pulidas, se obtiene una primera aproximación a la textura, componentes principales y mineralogía primaria y secundaria de los meteoritos.

Es importante tener en cuenta que, la matriz engloba a los granos constituyentes de dimensiones menores a 0,1 mm ($<100 \mu\text{m}$) y que los cristales de tamaños superiores fueron considerados como fragmentos cristalinos ($>100 \mu\text{m}$). A su vez, cabe destacar que, debido al efecto producido en los condritos por los procesos de impactos y de meteorización terrestre, el reconocimiento de los cristales de piroxeno fue dificultoso, en particular para piroxenos de alto Ca (clinopiroxenos), ya que las propiedades ópticas que los distinguen (relieve, clivaje, maclas, ángulo de extinción y colores de interferencia) eran fácilmente confundibles con las propiedades ópticas del olivino. Sin embargo, para aquellas muestras con análisis en microscopio electrónico (EPMA, SEM-EDS y QEMSCAN®) la determinación de la abundancia de esta fracción mineral correspondería a la más cercana a la realidad (Capítulo 5).

4.1. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA INTEGRADA

4.1.1. Condrito DM-028

La sección tiene textura principal condrítica, dada por la abundancia de cóndrulos inmersos en la matriz. La muestra está surcada por fracturas, cuya máxima extensión alcanza 1,5 mm y de poco espesor (3-15 μm), a veces rellenas por oxi-hidróxidos de Fe; son poco abundantes y están concentradas hacia los bordes, aunque se distinguen algunas fracturas en zonas interiores que cortan cóndrulos y matriz. La porosidad es incipiente (4,39% del volumen total), asociada a la porosidad primaria del meteorito y, en menor grado, a la porosidad secundaria producto de la disolución de minerales metálicos. Cierta tonalidad anaranjada cubre la superficie en estudio, la que ha sido relacionada con el desarrollo de minerales arcillosos sobre las fases silicatadas (Figura 4.1).

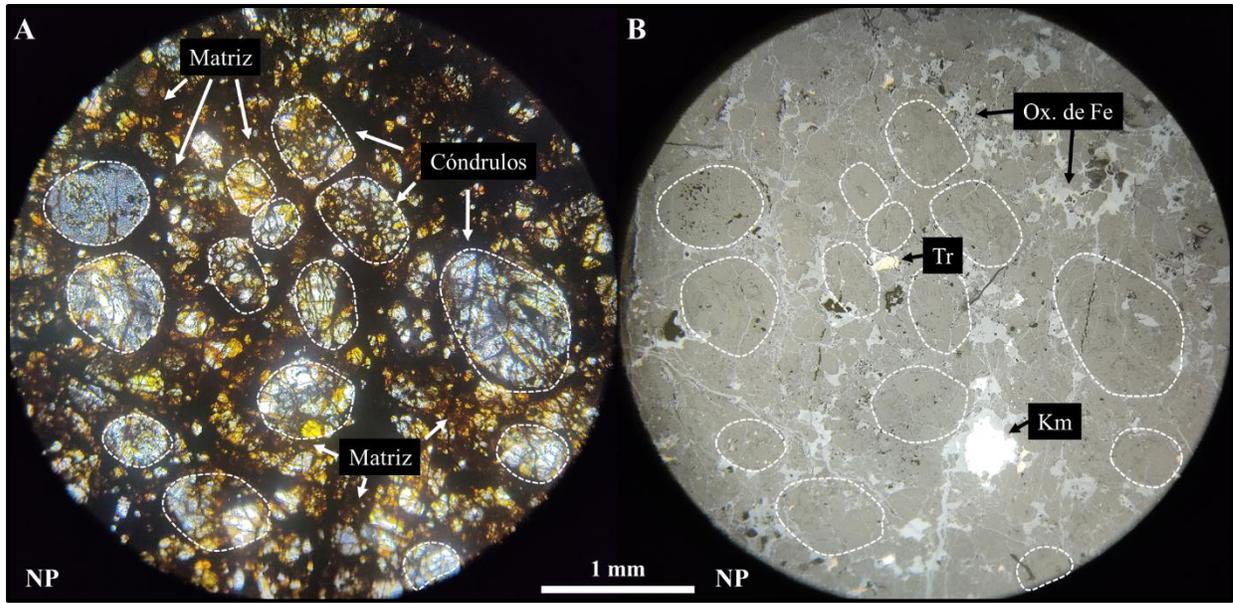


Figura 4.1: Fotomicrografías al microscopio óptico de una misma sección del condrito DM-028, evidencias texturales. A) Nícoles paralelos (NP) en luz transmitida, aumento 50x. Alta concentración de cóndrulos en la matriz de olivino y piroxeno. Los cóndrulos que más resaltan fueron delimitados por líneas segmentadas de color blanco. Nótese la tonalidad anaranjada-marrón sobre la sección; B) NP en luz reflejada, aumento 50x. Los cóndrulos están rodeados por minerales opacos (kamacita (Km), troilita (Tr) y oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe)) y la matriz silicatada está surcada por venillas con y sin relleno.

4.1.1.1. Cóndrulos

Corresponden al 54,31% del total del condrito. Estos objetos tienden a conservar formas esféricas a subsféricas con bordes bien a moderadamente definidos, una pequeña fracción presenta límites difusos lo que dificulta su discernimiento de otros constituyentes. No obstante, la mayoría de los cóndrulos están rodeados por minerales opacos, tales como kamacita, troilita y oxi-hidróxidos de Fe, que delatan su existencia bajo luz reflejada. Sus tamaños varían entre un valor mínimo de 0,2 mm y un valor máximo de 1,7 mm, con una media aritmética de 0,6 mm. Están habitualmente atravesados por fracturas y venillas con y sin relleno.

Los cóndrulos se han agrupado texturalmente en porfíricos y no porfíricos. Los primeros son los más numerosos, alcanzando hasta un 80% del total, dentro de los cuales fueron identificados los tipos PO, PP y POP (Figura 4.2). Mientras que, en el segundo grupo, que compone el 20% restante, fueron determinados los tipos BO, RP, GOP y C. Alrededor de un cóndrulo tipo RP fue observada una corona de reacción (Figura 4.3).

La abundancia de la mesostasis, material intersticial en los cóndrulos, es variable. Además, presenta evidencias de recristalización (a material feldespático).

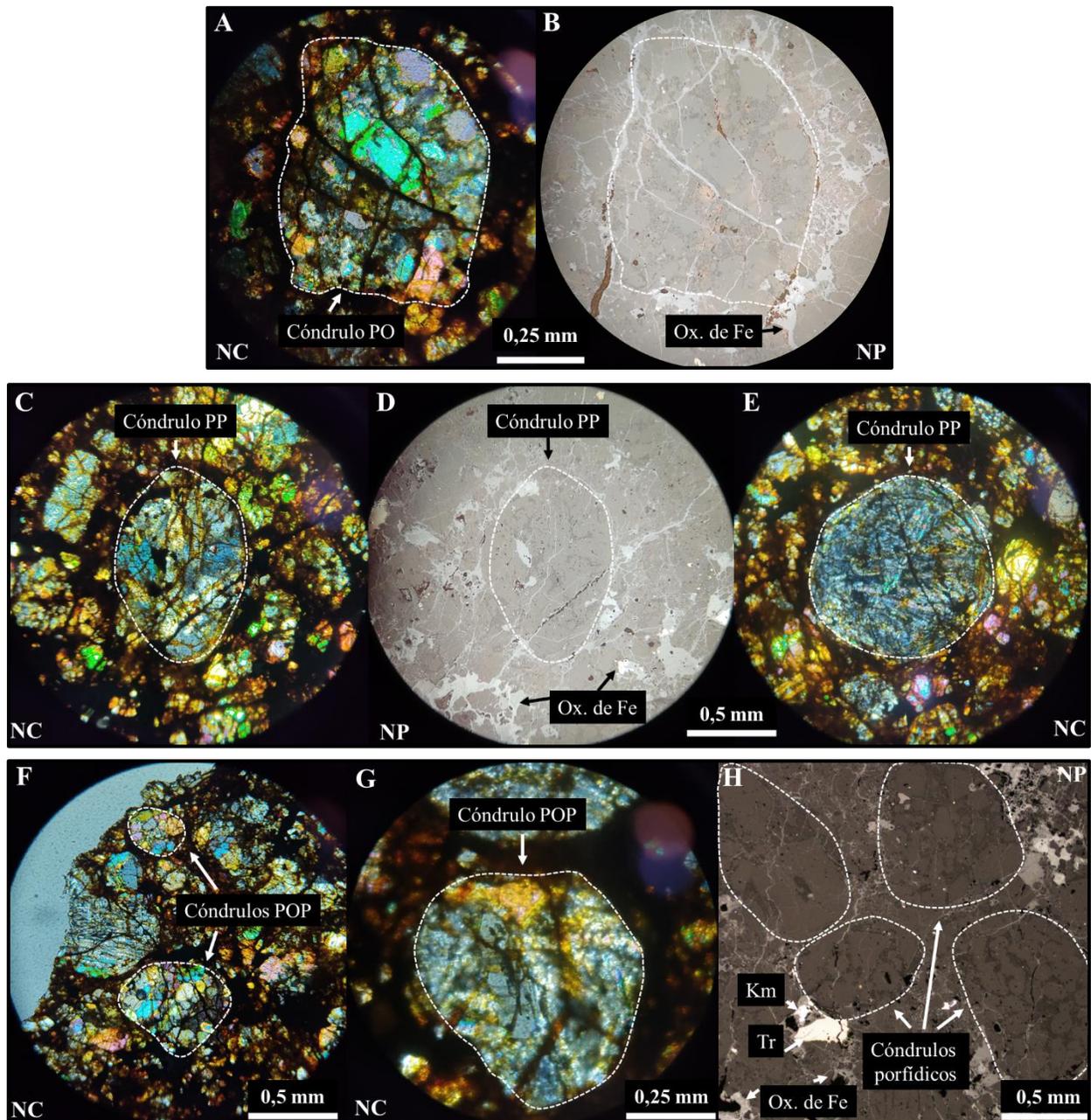


Figura 4.2: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-028, cóndrulos porfíricos. A) y B) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida y nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, respectivamente, aumento 200x. Cóndrulo PO, rodeado por minerales opacos y surcado por venillas rellenas. Mesostasis en proceso de recristalización; C) y D) NC el luz transmitida y NP en luz reflejada, respectivamente, aumento 100x. Cóndrulo PP, también rodeado por minerales opacos; E) Otro ejemplo de cóndrulo PP; F) y G) Cóndrulos POP insertos en la matriz; H) Cúmulo de cóndrulos porfíricos cuyos contornos están delimitados por kamacita (Km), troilita (Tr) y oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe). En esta última imagen la mesostasis se encuentra en cantidades variables, identificable por su tonalidad gris opaca oscura característica.

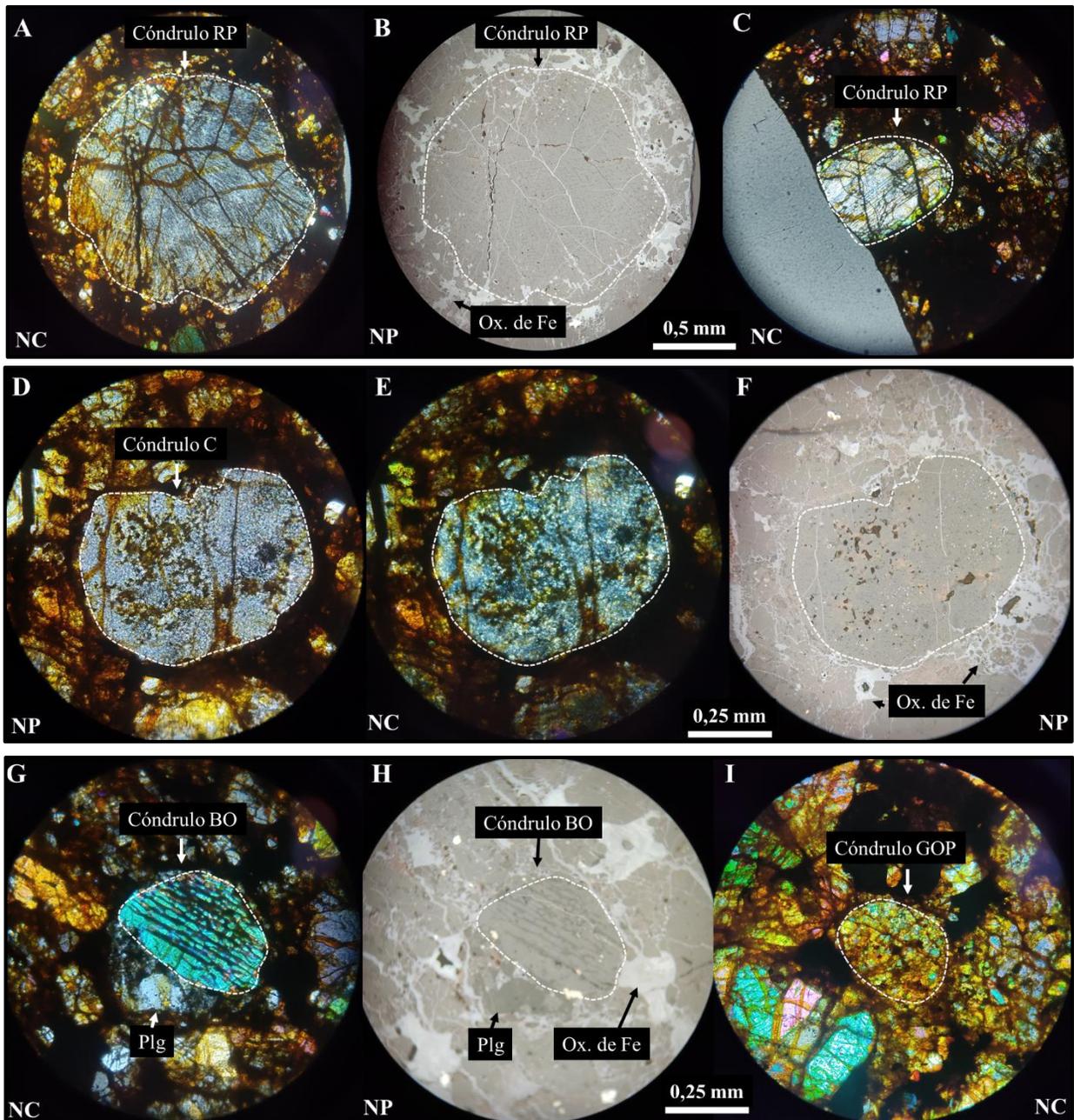


Figura 4.3: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-028, cóndrulos no porfíricos. A) y B) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida y nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, respectivamente, aumento 100x. Cóndrulo RP, el más grande de toda la muestra, rodeado por la matriz de olivino-piroxeno y minerales opacos, atravesado por fracturas sin relleno y venillas rellenas; C) Cóndrulo RP con corona de reacción de olivino, ubicado al borde de la muestra; D), E) y F) Pertenecen a una misma sección de la lámina transparente-pulida, en esta se observa un cóndrulo C en luz transmitida (NP y NC) y en luz reflejada (NP) constituido por un mosaico submilimétrico de silicatos y opacos, rodeado por oxo-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe) y cortado por finas venillas rellenas; G) y H) NC en luz transmitida y NP en luz reflejada, respectivamente, aumento 200x. Relicto de cóndrulo BO, en el cual es posible distinguir la mesostasis sin recristalizar. A un costado, hay un grano de plagioclasa intersticial (Plg); I) Ejemplo de cóndrulo GOP.

4.1.1.2. Matriz

La abundancia de la matriz es del 15,1%. Manifiesta una textura granoblástica de grano fino, aportada por minerales de dimensiones inferiores a 0,1 mm. Su composición está determinada por silicatos, mayoritariamente olivino sin descartar un contenido menor de piroxeno, y opacos, tales como kamacita, troilita y cromita.

La coloración anaranjada sobre la sección toma especial intensidad en la matriz. Esto podría atribuirse a su tamaño de grano, lo que la haría susceptible a procesos de oxidación. Está surcada por fracturas y abundantes venillas rellenas con oxi-hidróxidos de Fe (Figura 4.4).

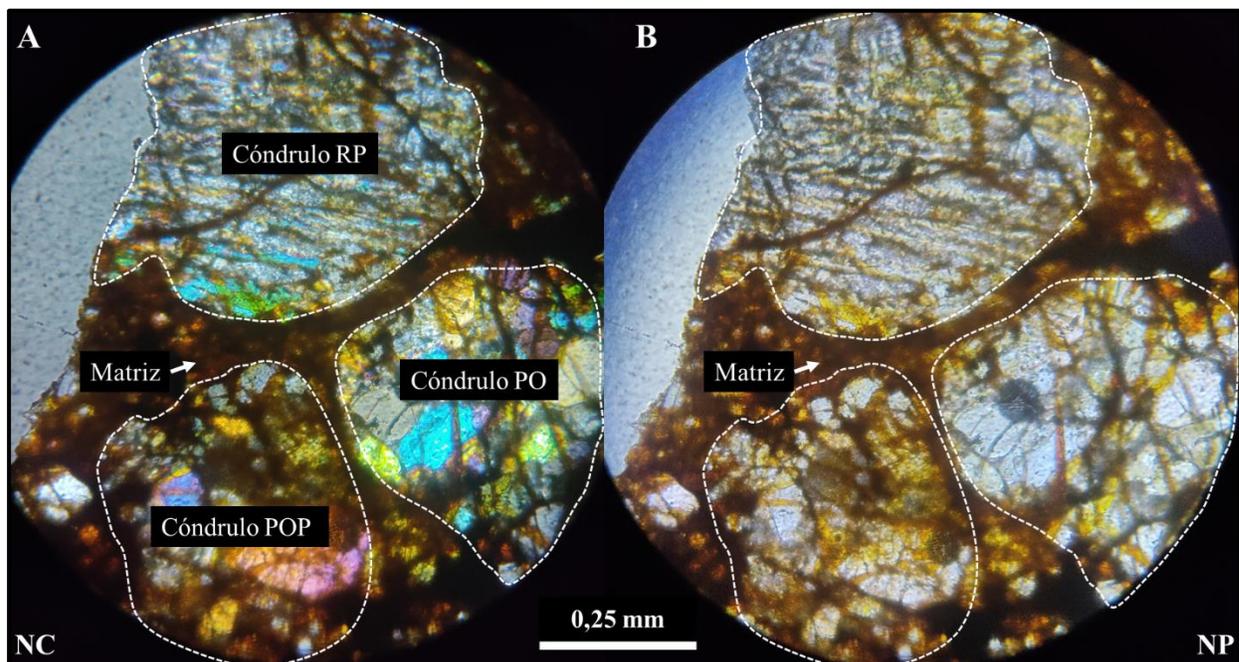


Figura 4.4: Fotomicrografías al microscopio óptico de una misma sección del condrito DM-028, matriz. A) y B) Nícoles cruzados (NC) y nícoles paralelos (NP) en luz transmitida, aumento 200x. La matriz corresponde al material intersticial entre los cóndrulos, estos últimos abarcando el mayor porcentaje de las imágenes. Nótese la coloración marrón sobre los silicatos que constituyen la matriz, posiblemente por reemplazo a arcillas e iddingsita.

4.1.1.3. Mineralogía primaria

Los minerales primarios están constituidos por silicatos y metales.

Las fases silicatadas incluyen a olivinos y piroxenos, en cristales euhedrales a subhedrales ampliamente fracturados y distribuidos en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos. Piroxenos corresponden específicamente a ortopiroxeno, pues el clinopiroxeno fue indistinguible bajo el microscopio óptico. Los fragmentos cristalinos alcanzan un 11,49% en la muestra (7,58% de

olivino y 3,68% de piroxeno), en granos de dimensiones que oscilan entre 0,1 y 0,4 mm, con un promedio de 0,2 mm. Hay trazas de plagioclasa anhedral ($\ll 1\%$).

Las fases metálicas están conformadas por kamacita, troilita y cromita, que en conjunto abarcan un 11,5% del volumen. La kamacita (7,75%) se da en cristales anhedrales blanquecinos de bordes irregulares con tamaños desde 0,1 hasta 0,7 mm, y una media de 0,3 mm. La troilita (3,35%) exhibe cristales anhedrales amarillentos con un largo máximo de 0,3 mm, y un promedio de 0,2 mm. Ambos minerales están dispuestos en la matriz y en los límites de los cóndrulos, en granos aislados y en cúmulos mono y poliminerales. En algunos granos, kamacita y troilita ocurren en intercrecimiento. Hay trazas de cromita ($<1\%$) distribuidas en la matriz en cristales anhedrales subsféricos de tonalidad gris rosácea cuyo tamaño no supera los 0,1 mm (Figura 4.5).

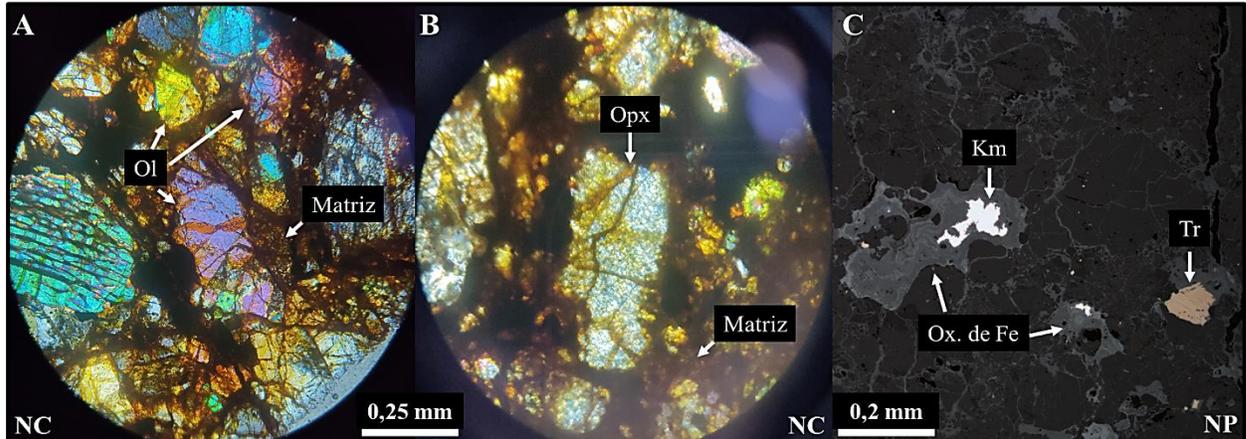


Figura 4.5: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-028, mineralogía primaria. A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. Cristales euhedrales a subhedrales de olivino (Ol), presentan altos colores de interferencia, alto relieve y están surcados por fracturas irregulares; B) NC en luz transmitida, aumento 200x. Al centro de la fotomicrografía, se observa un cristal euhedral de ortopiroxeno (Opx) rodeado por la matriz; C) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 50x. Granos de kamacita (Km) de color blanquecino brillante y reflectividad alta y troilita (Tr) de color amarillento y reflectividad media, ambos afectados por alteración a oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe).

4.1.2. Condrito DM-40

Este ejemplar tiene textura principal condritica. Ligeramente menos evidente que en el caso anterior ya que, a pesar del alto contenido de cóndrulos, los límites de estos son poco claros estando afectados por procesos secundarios. Hay diversas grietas que cruzan el área estudiada, algunas de un extremo a otro, extendiéndose hasta ~ 7 mm y cuyo ancho promedio es de $25 \mu\text{m}$. Están en su mayoría vacías, aunque hay unas pocas rellenas por oxi-hidróxidos de Fe en los bordes del condrito. La porosidad es avanzada, alcanzando el 17,64% del volumen total, correspondiente al valor más

alto de entre todas las muestras observadas. En un principio, ligada con la porosidad primaria y secundaria, sin embargo, se cree que el procedimiento de corte y elaboración de las secciones transparente-pulidas generan nuevas grietas que causan una sobreestimación de esta propiedad. La superficie tiene una coloración anaranjada, vinculada al desarrollo de minerales de reemplazo sobre los silicatos previamente existentes (Figura 4.6).

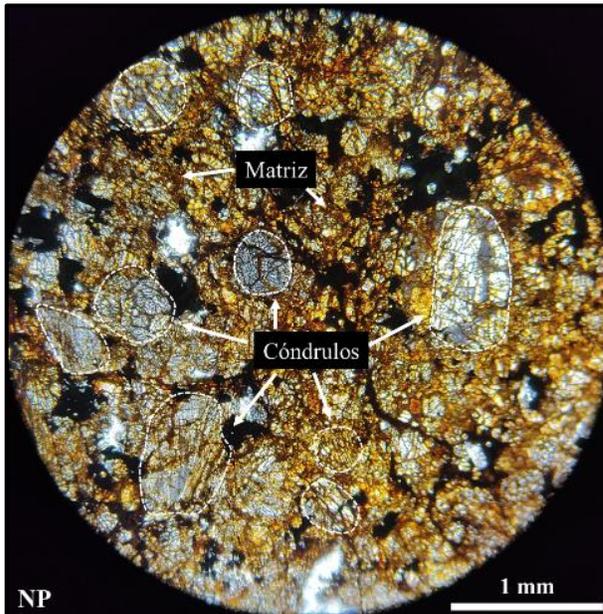


Figura 4.6: Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-40, evidencias texturales. Nícoles paralelos (NP) en luz transmitida, aumento 50x. El contorno de los cóndrulos más notorios ha sido delimitado por líneas segmentadas blancas. La textura principal condritica está levemente obliterada, ya que los límites de los cóndrulos están moderadamente a mal preservados. Salta a la vista el tono anaranjado sobre los minerales silicatados de la lámina transparente.

4.1.2.1. Cóndrulos

La abundancia de cóndrulos es del 45,82%. Preservan sus formas esféricas a subsféricas, pero con márgenes moderadamente a mal delimitados y, por ende, algunos de ellos tienden a confundirse con los demás constituyentes principales. Aun así, el diámetro máximo medido llega a 1,6 mm y el promedio es de 0,6 mm. Los cóndrulos están frecuentemente surcados por grietas sin relleno y una fracción menor de estos está rodeada por minerales opacos.

Texturalmente se dividen en porfíricos, abarcando un 70% del total, entre ellos destacándose los tipos PP y POP (Figura 4.7), y no porfíricos, menos abundantes, pero no menos variados, identificándose los tipos BO, RP y C (Figura 4.8). Alrededor de un cóndrulo tipo RP se observó una corona de reacción de olivino.

Hay cantidades variables de mesostasis y en ciertos casos ha sufrido recristalización.

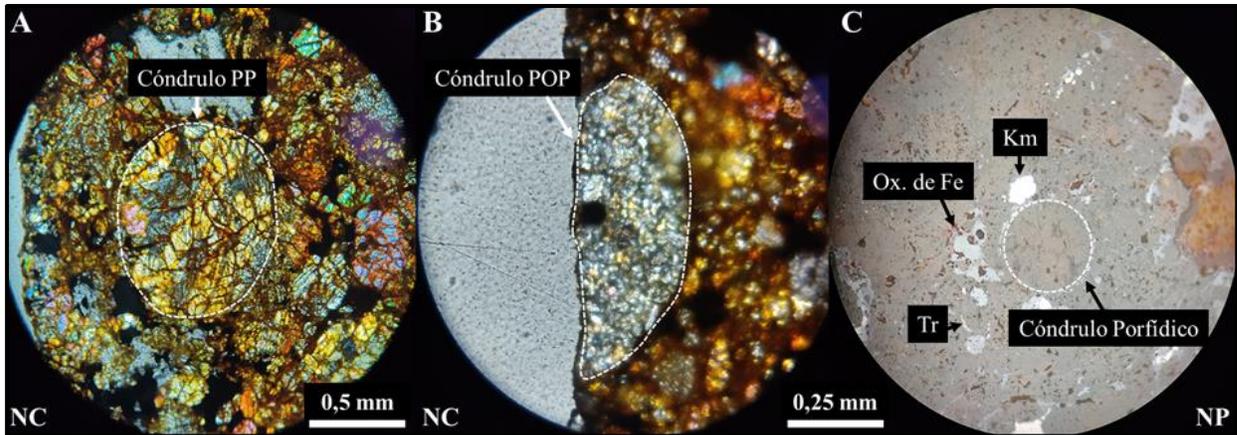


Figura 4.7: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-40, cóndrulos porfíricos. A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 100x. Cóndrulo PP; B) NC en luz transmitida, aumento 200x. Cóndrulo tipo POP, ubicado en un borde de la muestra; C) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 200x. Cóndrulo porfírico que conserva la mesostasis, está rodeado por granos opacos (kamacita (Km), troilita (Tr) y oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe)).

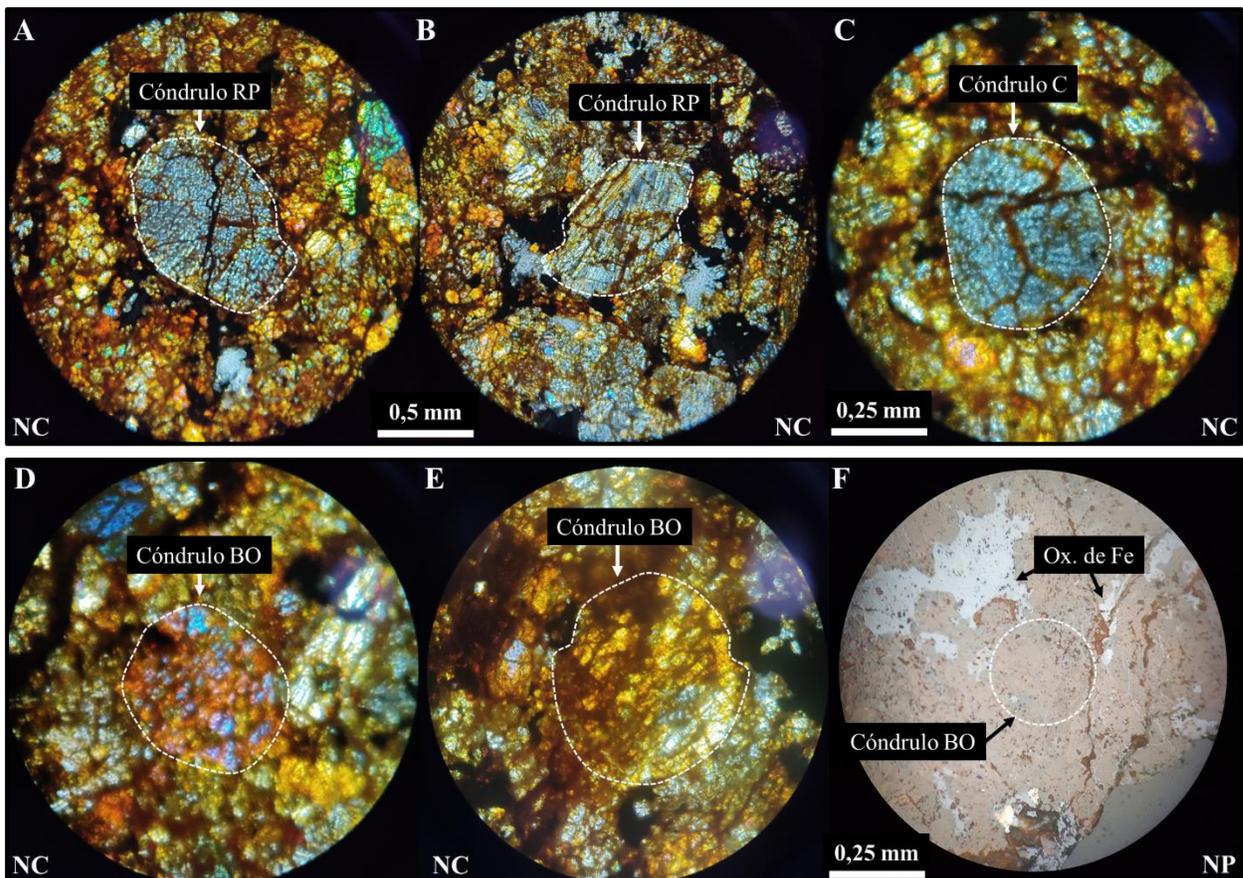


Figura 4.8: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-40, cóndrulos no porfíricos. A) y B) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 100x. Distintos ejemplos de relictos de cóndrulos RP, en la segunda imagen resaltan más los cristales alargados concéntricos; C) Cóndrulo C, cortado por fracturas y venillas rellenas; D) y E) NC en luz transmitida, aumento 200x. Relictos de cóndrulos BO; F) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 200x. Relicto de cóndrulo BO, identificado por la presencia de la mesostasis.

4.1.2.2. Matriz

Comprende el 14% de la muestra. Tiene textura granoblástica de grano fino otorgada por un mosaico de olivino, piroxeno y opacos, donde el primero de ellos es el más abundante. Los cristales no superan los 0,1 mm en su lado más largo, sin embargo, el límite entre fragmentos y cóndrulos pequeños, desde 0,1 hasta 0,2 mm, es bastante ambiguo debido a la incipiente recrystalización de la matriz.

La coloración anaranjada a rojiza es más intensa en la matriz, ya que, es posiblemente más susceptible (comparada con los otros constituyentes principales) a los procesos de meteorización terrestre por su tamaño de grano (Figura 4.9).

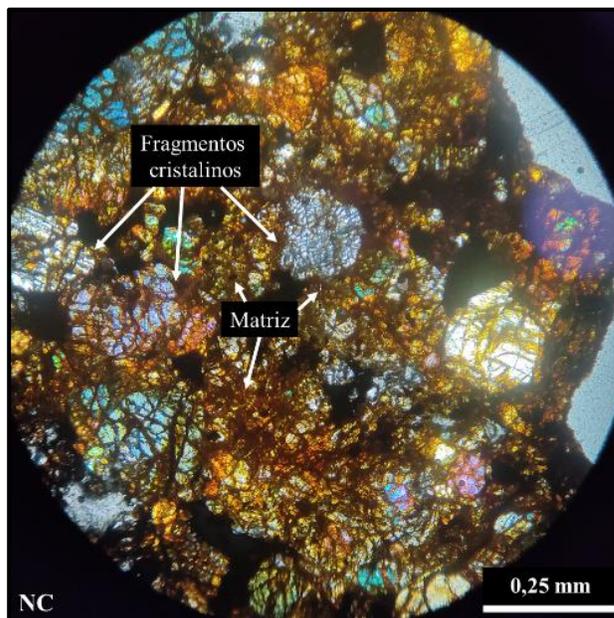


Figura 4.9: Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-40, matriz. Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. La matriz, de textura granoblástica de grano fino, rellena los espacios entre fragmentos cristalinos y relictos de cóndrulos. En la imagen, adquiere un tono anaranjado-marrón intenso.

4.1.2.3. Mineralogía primaria

El olivino es el silicato más recurrente, seguido por el ortopiroxeno. Ambos minerales están usualmente fracturados. Esto es de importancia, pues en los bordes de grano y en las fracturas se intensifica la oxidación y reemplazo por arcillas. Tanto olivino como ortopiroxeno están repartidos en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos. Estos últimos abarcan el 14,13% de la roca (repartidos en 11,48% de olivino y 2,64% de piroxeno) y engloban a cristales euhedrales a subhedrales con dimensiones entre 0,1 y 0,5 mm.

La kamacita es la fase opaca más cuantiosa, alcanzando el 4,8% del volumen. Sus cristales son anhedrales, de límites irregulares y formas alargadas, cuyo largo máximo es de 0,8 mm y media aritmética de 0,2 mm. Los granos de kamacita están distribuidos en la matriz y ocurren aislados o en cúmulos mono y poliminerale y, con menor frecuencia, alrededor de cóndrulos. La troilita constituye el 2,53% del volumen y sus cristales son anhedrales con tamaños variables entre 0,1 y 0,4 mm, y un promedio de 0,2 mm. Al igual que la kamacita, está diseminada en la matriz en granos aislados, en cúmulos y en los bordes de cóndrulos. Hay trazas de cromita (<1%) dispersas en la matriz, en cristales anhedrales de formas subesféricas con un largo promedio de 80 μm (Figura 4.10).

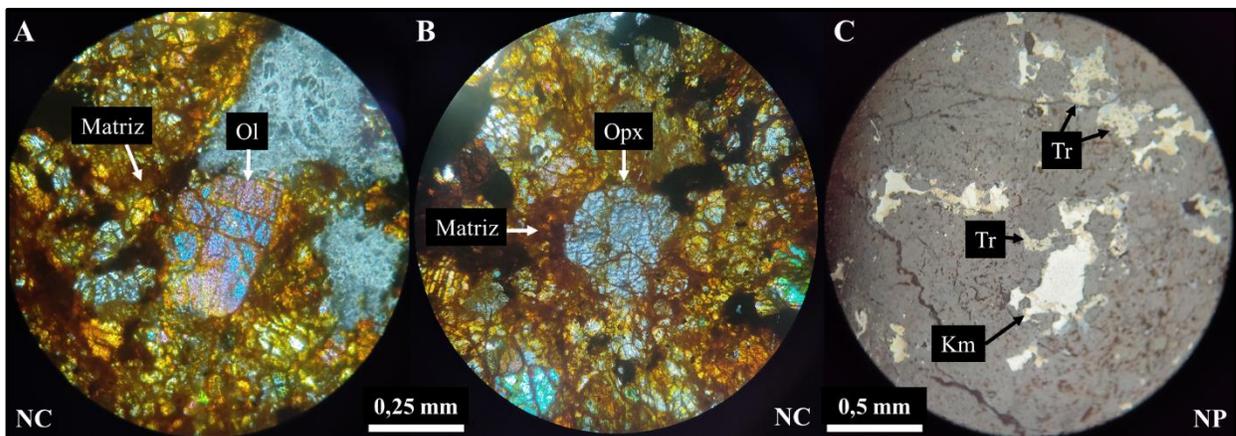


Figura 4.10: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-40, mineralogía primaria. A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. Fragmento cristalino de olivino (Ol), el que exhibe altos colores de interferencia y está cortado por numerosas grietas, a través de las cuales avanza la alteración del mineral; B) NC en luz transmitida, aumento 200x. Cristal de ortopiroxeno (Opx) altamente fracturado, inmerso en la matriz de coloración marrón intensa; C) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 100x. Granos anhedrales de kamacita (Km) y troilita (Tr), destacándose las formas irregulares y alargadas de los cristales.

4.1.3. Condrito DM-46

El meteorito exhibe textura condritica, concedida por numerosos cóndrulos insertos en la matriz (Figura 4.11). Se vislumbran pocas fracturas, las que tienen un ancho promedio de 60 μm , destacándose una en particular de ~ 7 mm de largo. Las fracturas están situadas en los bordes del condrito, vacías o parcialmente rellenas por oxi-hidróxidos de Fe. La porosidad es avanzada (10,59% del volumen total) y, al igual que el fracturamiento, está concentrada en los límites de la muestra. Asociada a la porosidad primaria y, en menor medida, a la porosidad secundaria, sin embargo, la metodología de elaboración de las secciones de estudio podría influir en la

sobreestimación del parámetro. Sobre la superficie es percibida una coloración anaranjada, la que fue relacionada con procesos de oxidación.

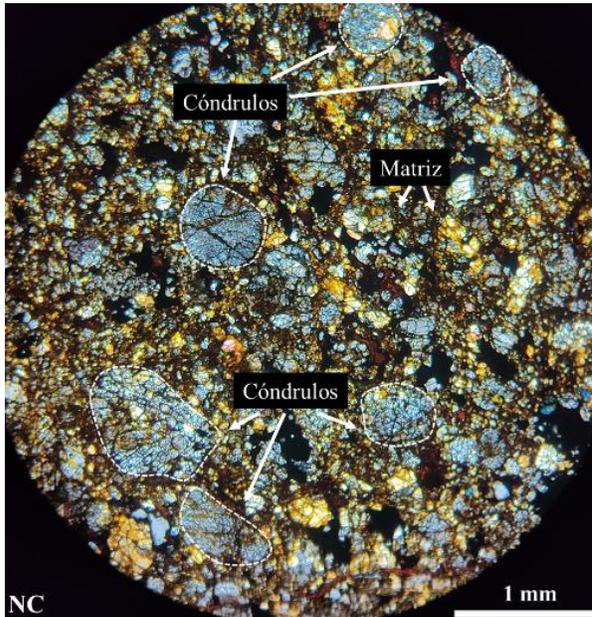


Figura 4.11: Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-46, evidencias texturales. Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 50x. Textura condritica, definida por abundantes cóndrulos en una matriz de olivino y piroxeno. Los cóndrulos están indicados por líneas segmentadas de color blanco.

4.1.3.1. Cóndrulos

El contenido de cóndrulos es del 40,42%. Estos mantienen formas esféricas a subesféricas con contornos difusos. Sus tamaños varían entre un mínimo de 0,2 mm y un máximo de 1,5 mm, con una media de 0,5 mm. La mayoría de los cóndrulos están surcados por grietas y venillas rellenas. No obstante, sólo la porción de menor tamaño está rodeada por minerales opacos.

Según la textura, han sido divididos en porfíricos y no porfíricos. Los primeros comprenden el 85% del total de estos objetos, distinguiéndose entre ellos los tipos PO y POP (Figura 4.12). Los cóndrulos restantes corresponden a los tipos BO, RP y GOP (Figura 4.13).

La abundancia de la mesostasis es menor que en los condritos anteriores, esto ocasionado por la recristalización del material intersticial preexistente.

4.1.3.2. Matriz

Constituye el 13,47% del total. La textura que presenta es granoblástica de grano fino a medio, atribuida a granos de silicatos y opacos con dimensiones menores o iguales a 0,1 mm. Cabe destacar

que, la matriz presenta cierto grado de recristalización, por lo tanto, el límite entre ésta y los fragmentos cristalinos de menor tamaño (0,1-0,2 mm) es ambiguo.

La coloración anaranjada que cubre el meteorito toma especial intensidad en este componente (Figura 4.14).

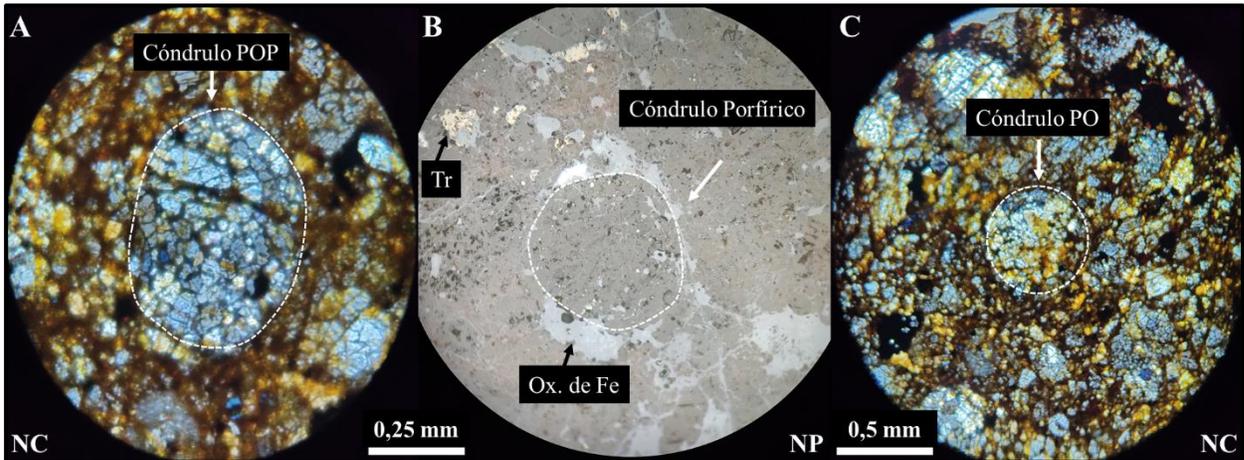


Figura 4.12: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-46, cóndrulos porfíricos. A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. Cóndrulo POP en la matriz silicatada, adyacente a varios fragmentos cristalinos; B) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 200x. Cóndrulo porfírico que queda en evidencia por los minerales opacos que lo rodean (troilita (Tr) y oxihidróxidos de Fe (Ox. de Fe)); C) NC en luz transmitida, aumento 100x. Cóndrulo PO. Los cristales de olivino de la muestra están caracterizados por presentar bajos colores de interferencia.

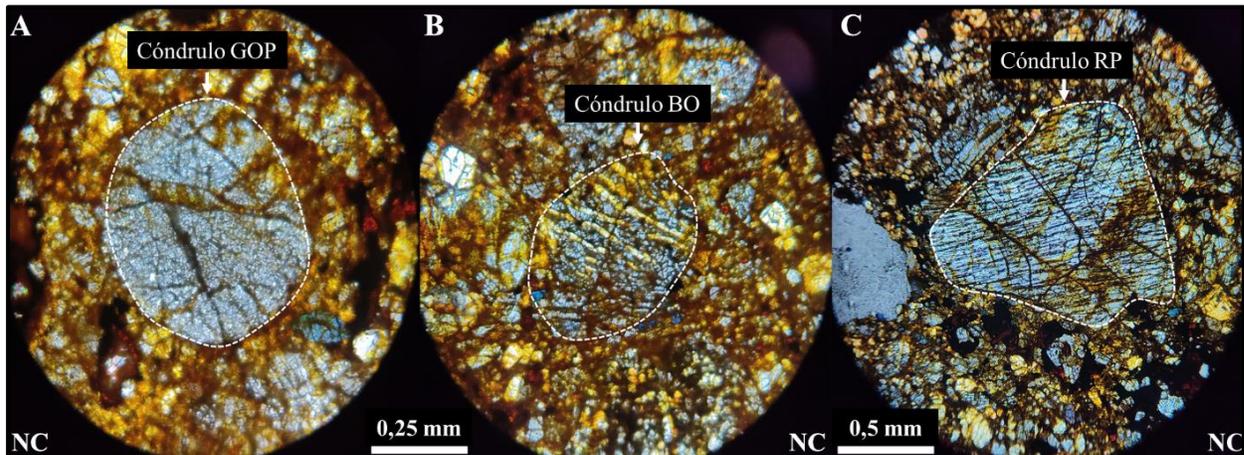


Figura 4.13: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-46, cóndrulos no porfíricos. A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. Cóndrulo de tipo GOP, surcado por numerosas fracturas; B) Relicto de cóndrulo BO, sus límites son difusos, pero se distinguen claramente los cristales alargados de olivino y la mesostasis recristalizada; C) NC en luz transmitida, aumento 100x. Relicto de cóndrulo RP, de bordes irregulares y cortados por varias fracturas. Este cóndrulo está conformado por piroxenos de hábito alargado y con bajos colores de interferencia.

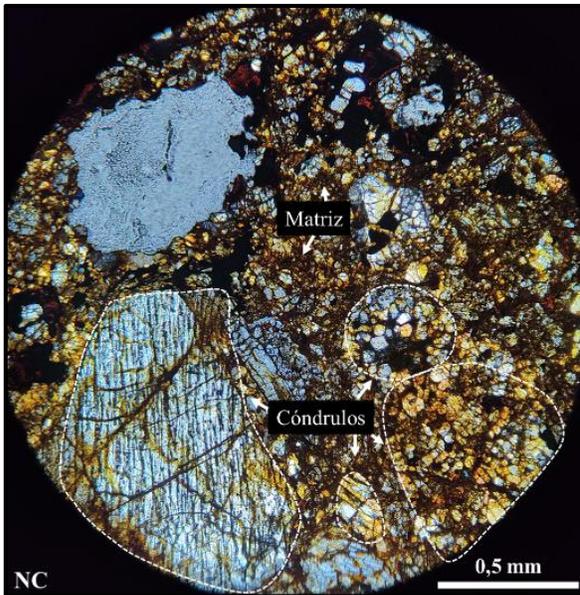


Figura 4.14: Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-46, matriz. Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 100x. Matriz con textura granoblástica de grano fino, compuesta por silicatos alterados (probablemente a arcillas e iddingsita), lo que le confiere un fuerte tono anaranjado-marrón. Los cóndrulos adyacentes están delimitados por líneas segmentadas blancas. Debido a la recrystalización, el límite entre matriz y fragmentos cristalinos menores es ambiguo.

4.1.3.3. Mineralogía primaria

Los minerales primarios están conformados por fases silicatadas y fases metálicas.

El olivino es el silicato más abundante en el condrito, seguido por el ortopiroxeno. Nótese que los colores de interferencia para ambos minerales son bajos (primer orden), lo que puede inducir a error en la estimación de sus abundancias. Hay trazas de plagioclasa (<1%), no obstante, ésta sólo es distinguible en los aumentos mayores (200x y 500x). Tanto olivino como ortopiroxeno están fuertemente fracturados, característica que los vuelve susceptibles a la acción de la meteorización y al subsecuente reemplazo por arcillas e iddingsita. Los minerales silicatados están distribuidos en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos. Los fragmentos cristalinos abarcan el 24,4% de la muestra (17,96% de olivino y 5,97% de piroxeno), sutilmente más abundantes que en los meteoritos anteriormente descritos. Corresponden a cristales euhedrales a subhedrales con dimensiones que oscilan entre 0,1 y 0,5 mm, los que provienen presumiblemente de la disgregación de cóndrulos y/o de la recrystalización de la matriz.

Por otro lado, la kamacita es el mineral metálico más recurrente, con cantidades que llegan al 4,92% del total de la roca, en granos anhedrales de largo máximo variable entre 0,1 y 0,8 mm, con un promedio de 0,3 mm. La troilita presenta una abundancia de 4,5%, en cristales anhedrales cuyos tamaños varían entre 0,1 y 0,8 mm, con una media de 0,2 mm. Ambos minerales ocurren mayoritariamente en granos aislados, separándose de los cóndrulos, y en cúmulos mono y

poliminerales dispersos en la matriz. Hay trazas de cromita (<1%) dispuestas en la matriz, en granos anhedrales de formas subsféricas de 80 μm de largo promedio (Figura 4.15).

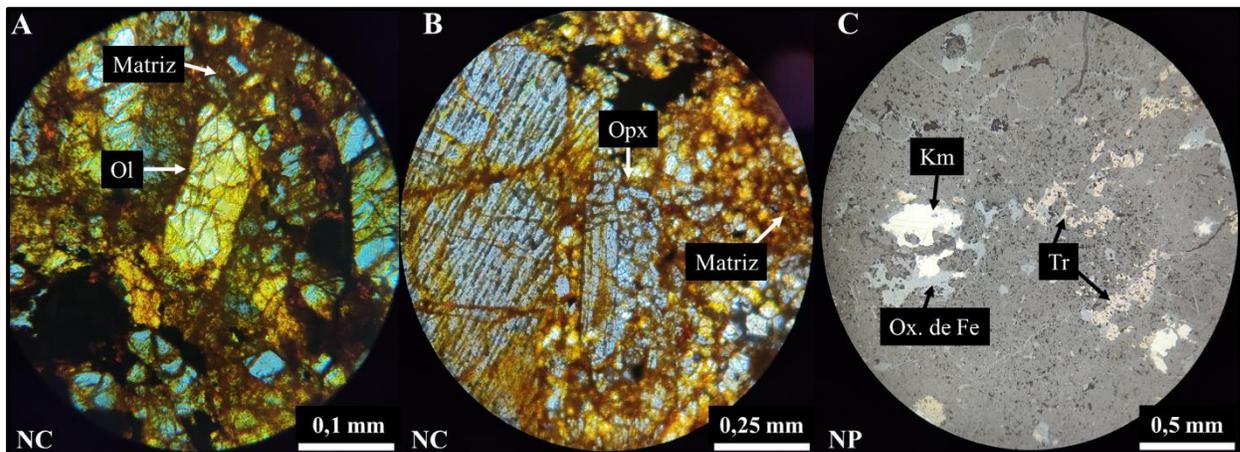


Figura 4.15: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-46, mineralogía primaria. A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 500x. Fragmento cristalino de olivino (Ol), cristal euhedral de tonalidad amarillenta con abundantes fracturas; B) NC en luz transmitida, aumento 200x. Fragmento cristalino de ortopiroxeno (Opx), adyacente a un cóndrulo RP. El cristal es euhedral, alargado y presenta bajos tonos de interferencia; C) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 100x. Granos anhedrales de kamacita (Km) y troilita (Tr) siendo reemplazados por oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe).

4.1.4. Condrito DM-132

La muestra tiene textura principal brechosa, esto quiere decir que hay un contacto que separa al condrito en 2 tramos que difieren en los siguientes aspectos: i) tamaño de grano y abundancia de constituyentes principales, ii) contenido de minerales opacos y iii) distribución y porcentaje de venillas. Para efectuar la descripción y consiguiente clasificación de la muestra, los sectores fueron denominados A y B, y se analizaron como condritos ordinarios independientes.

Sector A

Porción caracterizada por una textura levemente condrítica a granoblástica de grano fino a medio, producto de la obliteración parcial de la textura original por acción del metamorfismo termal. Se distinguen pocas fracturas, vacías y cuyo ancho promedio es de 80 μm . La porosidad es moderada a avanzada (9,62% del volumen total), distribuida homogéneamente y asociada a la porosidad primaria y secundaria, propiedad posiblemente influenciada por el corte y elaboración de las secciones en estudio. La superficie tiene una tonalidad anaranjada a rojiza otorgada por la oxidación de sus componentes (Figura 4.16).

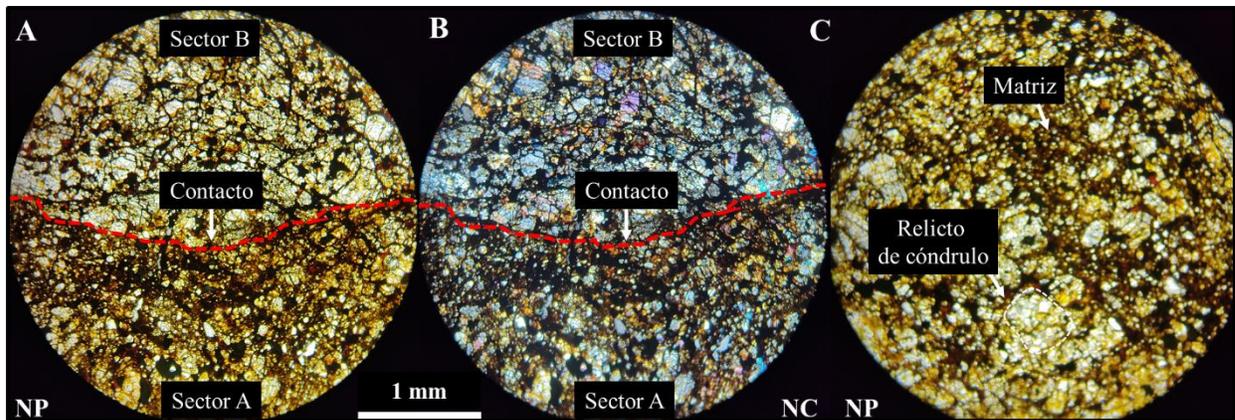


Figura 4.16: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-132, evidencias texturales (sector A). A) y B) Nícoles paralelos (NP) y nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 50x. Ambas imágenes corresponden a una misma sección del condrito DM-132, la línea segmentada de color rojo indica el contacto entre los sectores A y B; C) Textura levemente condritica a granoblástica del sector A. La línea segmentada blanca engloba a un relicto de cóndrulo, la matriz corresponde al área de tonalidad marrón oscuro.

4.1.4.1. Cóndrulos

Los cóndrulos alcanzan el 24,36%. En general, corresponden a relictos de cóndrulos de bordes mal definidos, pero, aun así, preservan formas esféricas a subsféricas cuyos tamaños van desde 0,5 a 1,1 mm, con un promedio de 0,7 mm. Posiblemente la fracción de menor tamaño fue disgregada y/o recristalizada por procesos secundarios que afectaron al cuerpo parental del condrito. Los relictos están frecuentemente atravesados por fracturas y venillas rellenas, además, una porción menor de minerales opacos está distribuida en la periferia de estos objetos.

De acuerdo a la clasificación textural, sólo fueron reconocidos cóndrulos porfíricos de tipo PO y POP, con contenido menor de mesostasis (recristalizada en minerales feldespáticos) (Figura 4.17).

4.1.4.2. Matriz

La matriz conforma el 15% del volumen. Presenta textura granoblástica de grano fino, atribuible a un mosaico de silicatos y opacos con tamaños menores o iguales a 0,1 mm. El límite es bastante ambiguo, pues abundan los fragmentos cristalinos con dimensiones entre 0,1 y 0,2 mm.

La tonalidad anaranjada que cubre la sección se hace especialmente marrón-rojiza en la matriz, pues es más propensa a la meteorización de los minerales silicatados (Figura 4.18).

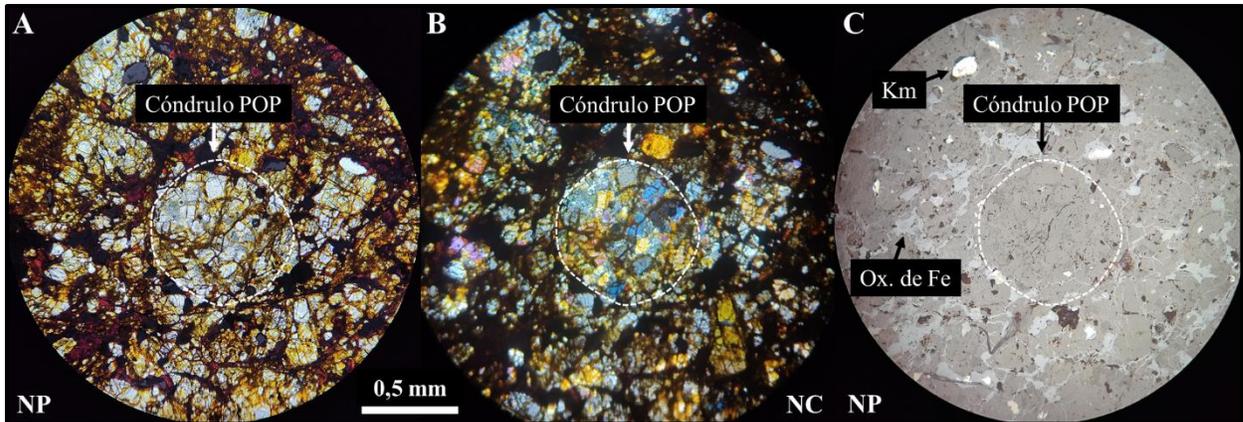


Figura 4.17: Fotomicrografías al microscopio óptico de una misma sección del condrito DM-132, cóndrulo porfírico (sector A). A) y B) Nícoles paralelos (NP) y nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 100x. Cóndrulo POP inserto en la matriz silicatada y rodeado por numerosos fragmentos cristalinos de olivino y piroxeno de tamaños menores. Conserva la forma esférica pero su contorno es poco claro, delimitado por una línea segmentada blanca; C) NP en luz reflejada. El cóndrulo está rodeado por minerales opacos (kamacita (Km) y oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe)). La mesostasis es distinguible por su coloración gris opaco oscuro.

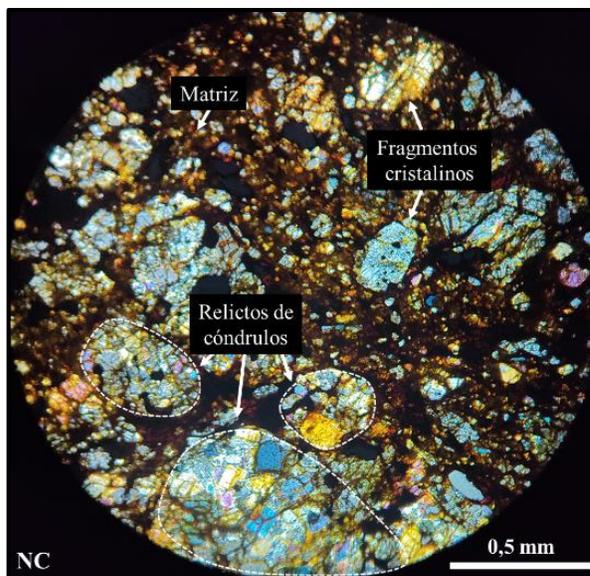


Figura 4.18: Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-132, matriz (sector A). Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 100x. Matriz intersticial entre relictos de cóndrulos y fragmentos cristalinos, de tonalidad anaranjada a marrón oscuro que le otorga un aspecto “sucio”.

4.1.4.3. Mineralogía primaria

El olivino es el silicato con mayor abundancia en la muestra, seguido por el ortopiroxeno. Al igual que en el condrito anterior, ambos exhiben colores de interferencia bastante similares (grises a anaranjados, primer orden) y están ampliamente fracturados. En bordes de grano y fracturas se observa una tonalidad anaranjada asociada con el avance de la oxidación sobre los cristales. Hay trazas de plagioclasa (<1%), apenas distinguibles en el menor aumento (50x). Las fases silicatadas están repartidas en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos. Estos últimos, constituidos por

cristales que abarcan el 35,11% (23,86% de olivino y 10,35% de piroxeno), en granos bien desarrollados y de dimensiones que van desde 0,1 hasta 0,4 mm.

La kamacita es el metal con mayor contenido, equivalente al 8,11%. Los cristales son anhedrales a subhedrales con límites rectos, cuyas dimensiones oscilan entre 0,1 y 0,5 mm, con una media de 0,2 mm. La troilita (4,43%) está presente en granos anhedrales de bordes abruptos y tamaños variables entre 0,1 y 0,5 mm, con un promedio de 0,2 mm. Ambos minerales diseminados en la matriz en granos aislados y en cúmulos mono y poliminerales (Figura 4.19).

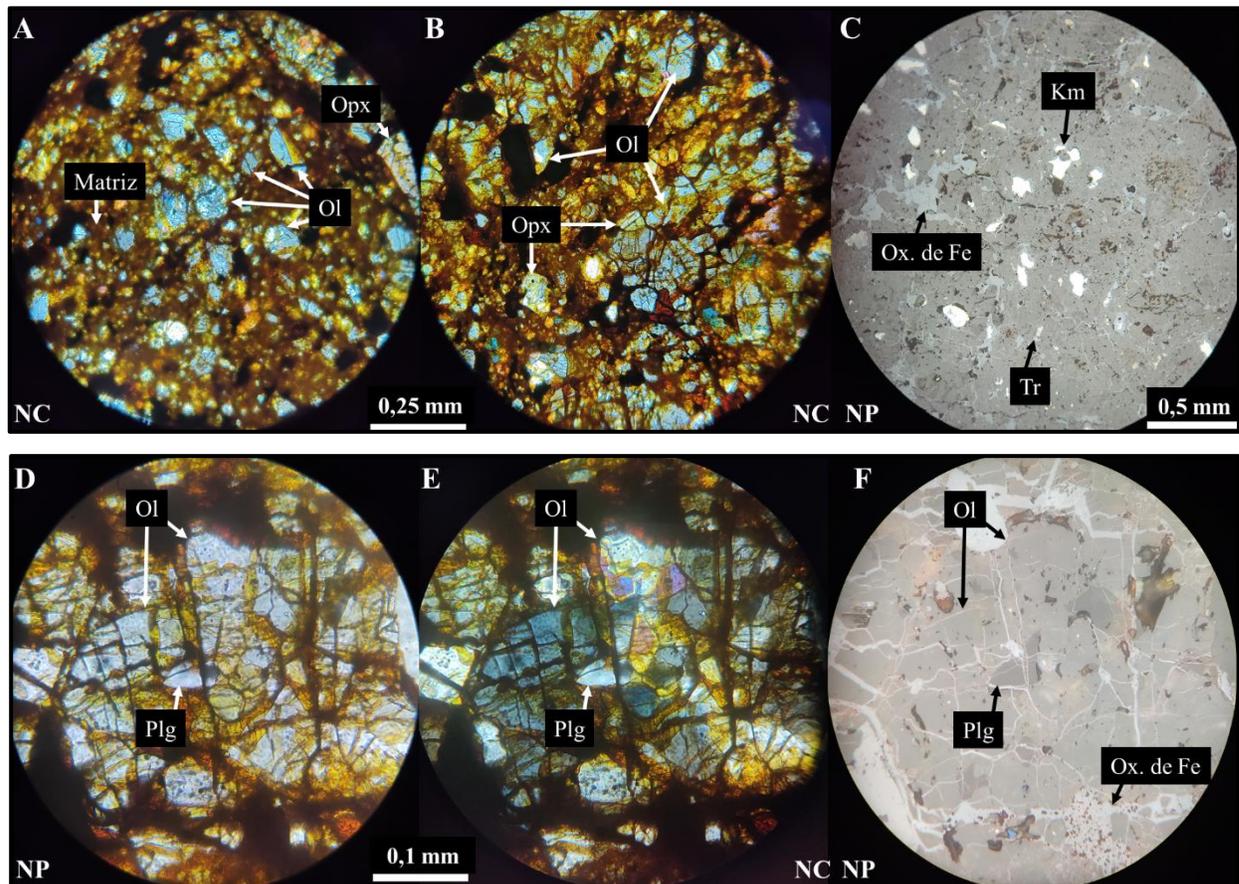


Figura 4.19: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-132, mineralogía primaria (sector A). A) y B) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. En ambas imágenes es posible observar pequeños fragmentos cristalinos de olivino (Ol) y ortopiroxeno (Opx) inmersos en la matriz; C) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 100x. Granos anhedrales a subhedrales de kamacita (Km) y troilita (Tr) dispersos en el fondo gris silicatado, reemplazados por oxihidróxidos de Fe (Ox. de Fe); D), E) y F) Grano de plagioclasa intersticial rodeado por olivino, ambos surcados por abundantes venillas rellenas con Ox. de Fe.

Sector B

Tiene textura granoblástica de grano medio a levemente condrítica, es decir, la textura original está moderada a intensamente obliterada por recristalización de sus constituyentes principales (Figura 4.20). Diversas grietas cruzan la sección, ligeramente congregadas hacia los bordes, aunque hay varias de ellas hacia el interior, la mayoría están vacías y su ancho promedio es de 20 μm . La porosidad es avanzada (11,53% del volumen total), aportada tanto por la porosidad primaria como por la porosidad secundaria e influenciada por el posterior corte del condrito en el laboratorio. Al igual que el sector A, la muestra presenta una distintiva tonalidad anaranjada.

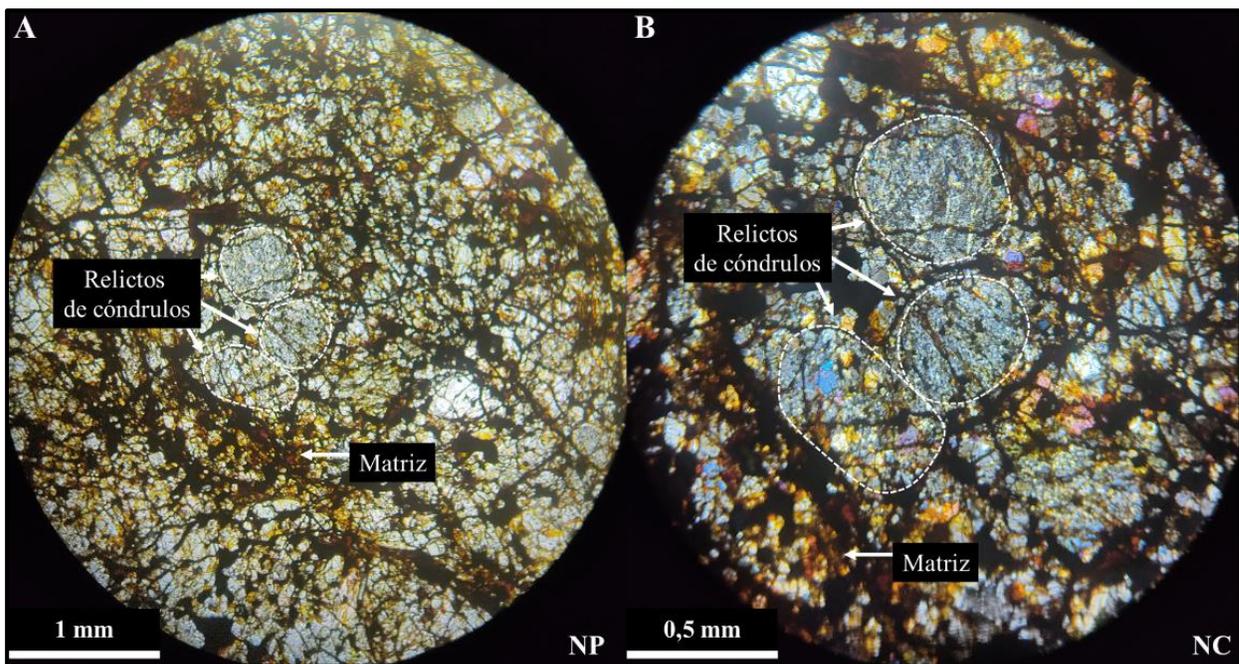


Figura 4.20: Fotomicrografías al microscopio óptico de una misma sección del condrito DM-132, evidencias texturales (sector B). A) Nicoles paralelos (NP) en luz transmitida, aumento 50x. Textura granoblástica a levemente condrítica, al centro de la imagen es visible un cúmulo de relictos de cóndrulos, delimitados por líneas segmentadas blancas; B) Nicoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 100x. Zoom al cúmulo de cóndrulos, rodeados por abundantes fragmentos cristalinos de olivino (que en algunos sectores exhibe altos colores de interferencia) y porciones de la matriz.

4.1.4.4. Cóndrulos

Los cóndrulos tienen una abundancia equivalente al 16,41% del total. Corresponden a relictos de cóndrulos con márgenes pobremente definidos y de formas esféricas a subsféricas. Sus diámetros oscilan entre 0,2 y 0,9 mm, con una media aritmética de 0,5 mm, y están comúnmente atravesados por fracturas y venillas.

Han sido agrupados texturalmente en porfíricos y no porfíricos. Los cóndrulos porfíricos corresponden al tipo POP y abarcan el 80% del total de estos objetos (Figura 4.21). Mientras que los cóndrulos no porfíricos son del tipo BO (Figura 4.22).

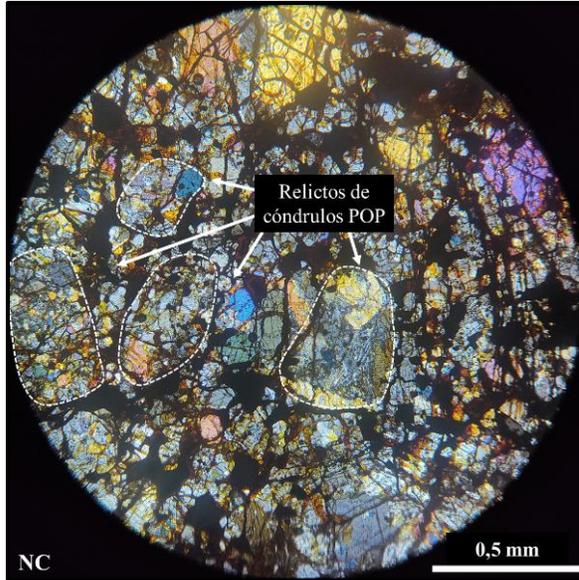


Figura 4.21: Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-132, cóndrulos porfíricos (sector B). Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 100x. Relictos de cóndrulos POP, los límites de los mismos están pobremente preservados, esto los vuelve confundibles con los fragmentos cristalinos de olivino y piroxeno cercanos.

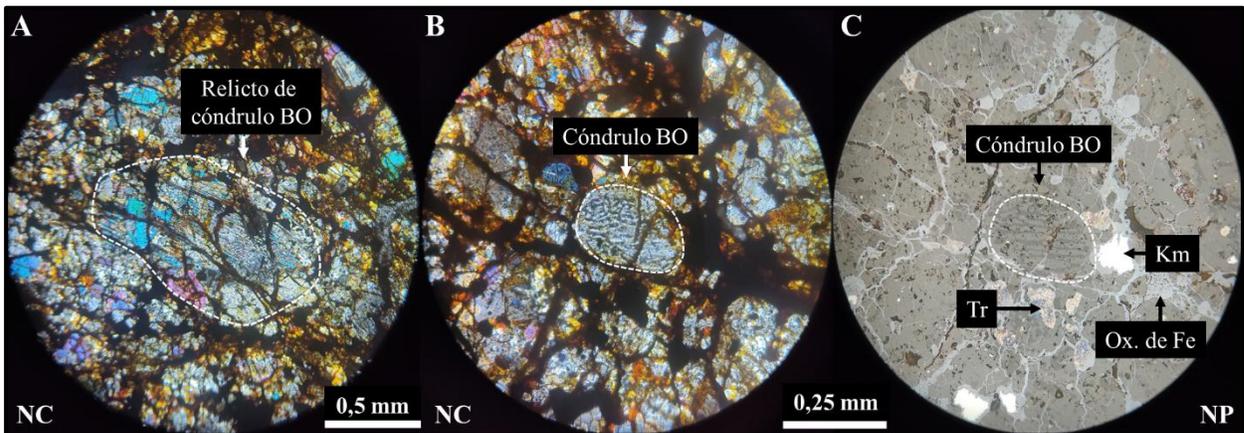


Figura 4.22: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-132, cóndrulos no porfíricos (sector B). A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 100x. Relicto de cóndrulo BO, identificable por sus cristales de olivino alargados y dispuestos paralelamente; B) y C) NC en luz transmitida y nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, respectivamente, aumento 200x. Relicto de cóndrulo BO circundado por matriz y fragmentos cristalinos, además de opacos como kamacita (Km), troilita (Tr) y venillas rellenas de oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe). La identificación de la mesostasis ayudó en la detección del cóndrulo.

4.1.4.5. Matriz

El contenido de la matriz es del 10,37%. Tiene textura granoblástica de grano fino concedida por granos de silicatos y opacos de dimensión 0,1 mm.

Hay señales de recrystalización y esto la vuelve fácilmente confundible con fragmentos cristalinos de tamaños similares.

Presenta una tonalidad anaranjada a rojiza más intensa que el resto de los constituyentes (Figura 4.23).

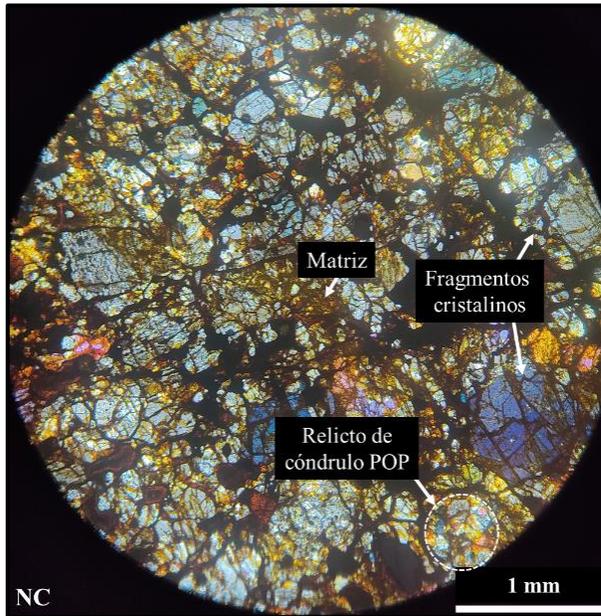


Figura 4.23: Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-132, matriz (sector B). Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 50x. La matriz está señalada entre abundantes fragmentos cristalinos, principalmente de olivino. En la parte inferior derecha de la figura se distingue un relicto de cóndrulo POP.

4.1.4.6. Mineralogía primaria

Está conformada por granos bien desarrollados de silicatos y metales.

Los silicatos están representados por olivino, el mineral más abundante, y ortopiroxeno. Estos exhiben colores de interferencia similares (primer orden), aunque en ciertos sectores el olivino tiene altos colores de interferencia, y están frecuentemente fracturados. Es en estas fracturas que los cristales tienen notorios colores anaranjados, relacionado con la entrada de agentes oxidantes por planos preferenciales. Hay trazas de plagioclasa (<1%), levemente distinguible en el aumento 100x. Los minerales silicatados están distribuidos en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos. Los fragmentos derivan de la recrystalización de cóndrulos y matriz, alcanzando el 42,9% del volumen total (32,97% de olivino y 9,07% de piroxeno). Los cristales son euhedrales a subhedrales con tamaños que van desde 0,1 a 0,6 mm.

Las fases metálicas están conformadas principalmente por kamacita (7,8%) en granos subhedrales de límites rectos, con un largo máximo de 0,6 mm y un promedio de 0,2 mm. Troilita (5,47%) en

crisales subhedrales de bordes abruptos cuyas dimensiones varían de 0,1 a 0,6 mm y con un promedio de 0,2 mm. Ambos opacos ocurren en granos aislados y/o en cúmulos mono y poliminerales dispersos en la matriz, rara vez ubicados en la periferia de los cóndrulos. La cromita (1%) se da en granos anhedrales con un largo de hasta 0,2 mm (Figura 4.24).

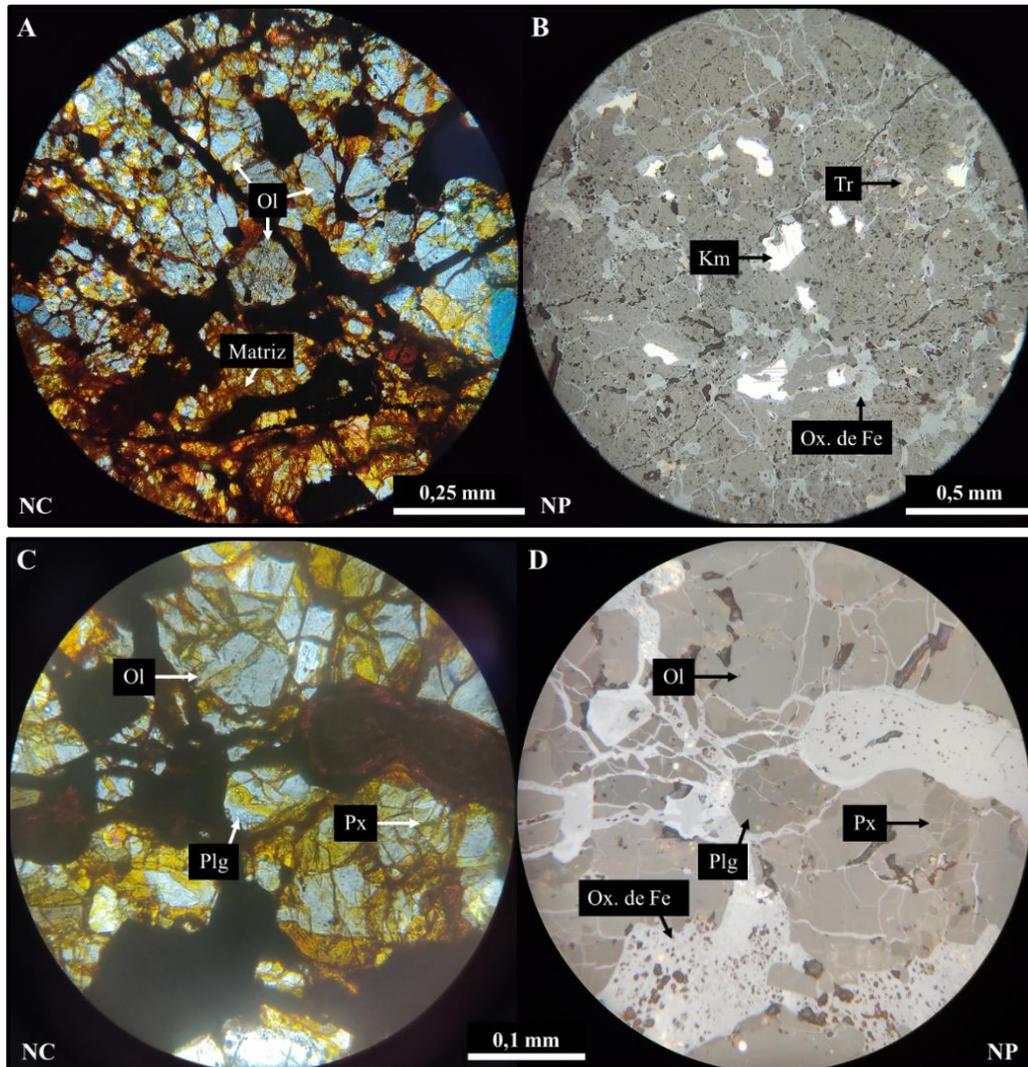


Figura 4.24: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-132, mineralogía primaria (sector B). A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. Distintos fragmentos cristalinos de olivino (Ol) con bajos colores de interferencia; B) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 100x. Granos subhedrales de kamacita (km) y troilita (Tr) en la matriz silicatada, ambos afectados por reemplazo a oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe); C) y D) NC en luz transmitida y NP en luz reflejada, respectivamente, aumento 500x. Grano de plagioclasa intersticial (Plg). En D) es posible distinguir las diferentes tonalidades de gris en la matriz silicatada de la muestra: gris claro para olivino (Ol), gris intermedio para piroxenos (Px) y gris oscuro para plagioclasa (Plg), evidenciando distintas tonalidades en minerales transparentes con baja reflectividad.

4.1.5. Condrito DM-145

La muestra tiene textura granoblástica de grano medio producto de la obliteración pervasiva de la textura original por efecto del metamorfismo termal. Hay múltiples fracturas que no tienen relleno, de ancho promedio 30 μm . La porosidad es avanzada, correspondiente al 13,37% del volumen total, presumiblemente sobreestimada por los tratamientos realizados en laboratorio. La superficie tiene un tinte rojizo, otorgado por procesos cuaternarios que actuaron sobre el condrito (Figura 4.25).

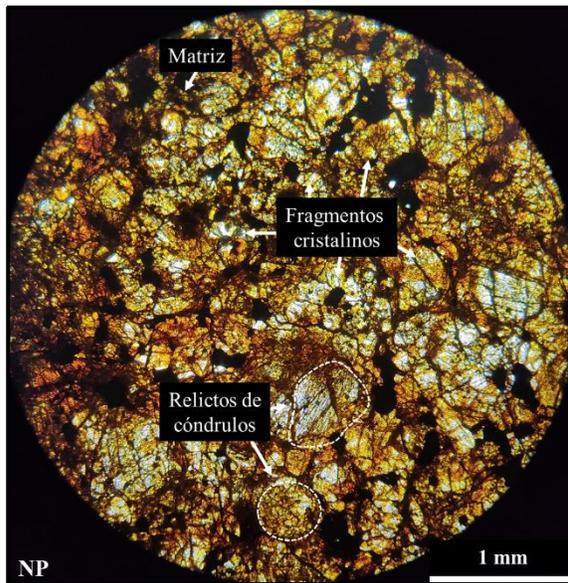


Figura 4.25: Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-145, evidencias texturales. Nícoles paralelos (NP) en luz transmitida, aumento 50x. Textura granoblástica, aunque existen relictos de cóndrulos de bordes muy poco claros. Los fragmentos cristalinos de olivino y piroxeno son abundantes en toda la lámina transparente. Cabe destacar, la coloración anaranjada-rojiza de la sección.

4.1.5.1. Cóndrulos

Este condrito tiene la menor abundancia de cóndrulos de todas las muestras estudiadas, equivalente al 13,8%. Atribuida a relictos de cóndrulos de bordes pobremente preservados, cuyo diámetro máximo es de 1 mm. Los relictos están ampliamente atravesados por fracturas.

Fueron reconocidos cóndrulos porfíricos de tipo POP (Figura 4.26) y cóndrulos no porfíricos de tipo BO (Figura 4.27). La mesostasis está completamente recristalizada.

4.1.5.2. Matriz

La matriz constituye el 10,84% del meteorito. Tiene textura granoblástica de grano fino a medio, dada por un mosaico de silicatos y opacos con dimensiones de 0,1 mm. Sin embargo, presenta evidencias de recristalización.

En esta fracción mineral se acrecienta la tonalidad rojiza, debido a la oxidación de los silicatos (Figura 4.28).

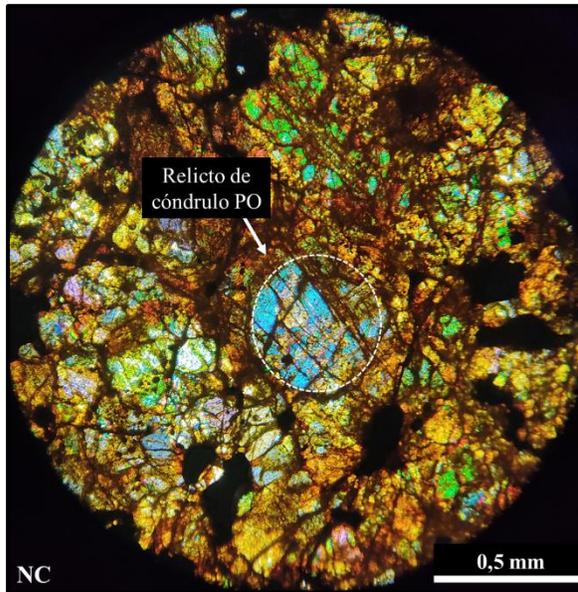


Figura 4.26: Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-145, cóndrulo porfírico. Nicoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 100x. Relicto de cóndrulo PO, a pesar de que presenta un contorno difuso es posible discernir la forma esférica que engloba cristales de olivino con altos colores de interferencia.

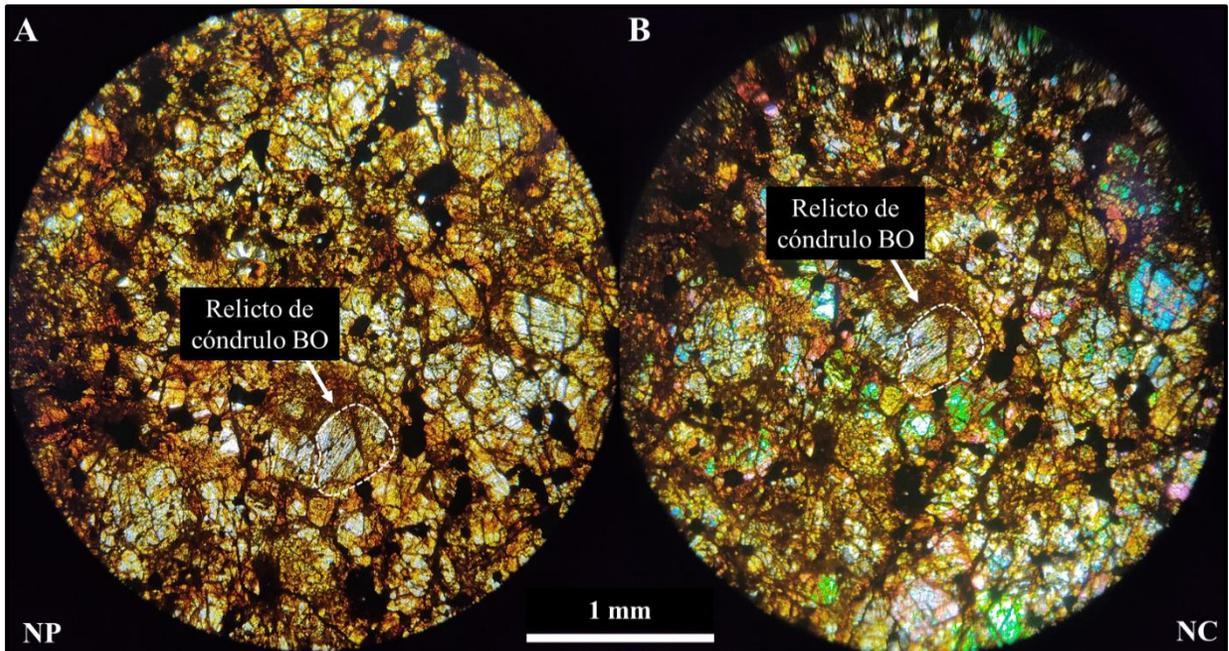


Figura 4.27: Fotomicrografías al microscopio óptico de una misma sección del condrito DM-145, cóndrulo no porfírico. A) y B) Nicoles paralelos (NP) y nicoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 50x. Relicto de cóndrulo BO, los bordes están mal preservados, sin embargo, se distinguen cristales de olivinos alargados y paralelos entre sí.

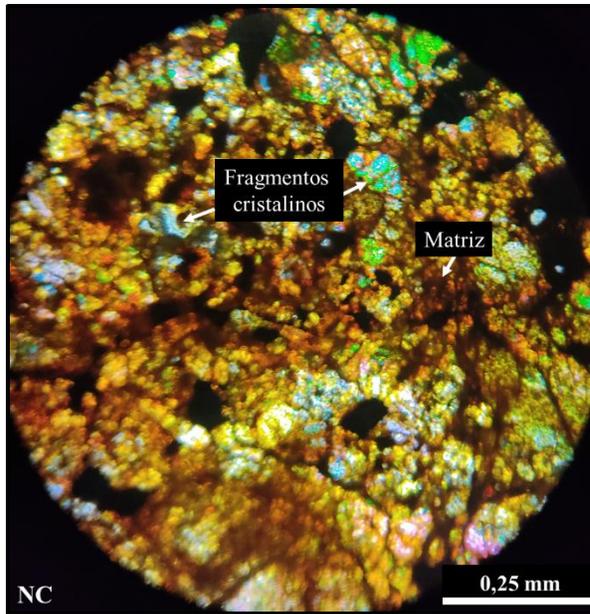


Figura 4.28: Fotomicrografía al microscopio óptico del condrito DM-145, matriz. Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. Matriz con intensa coloración anaranjada a rojiza, producto de la alteración de silicatos a iddingsita y arcillas.

4.1.5.3. Mineralogía primaria

La mineralogía primaria está compuesta por fases silicatadas y fases opacas.

Las fases silicatadas corresponden a olivino y, en menor medida, el ortopiroxeno, minerales que están frecuentemente fracturados. Por los bordes y las grietas de los cristales se percolan los agentes químicos que provocan un cambio en la coloración y en la composición una vez que el condrito llega a la superficie terrestre. También hay plagioclasa (1,8%) en cristales anhedral que alcanzan 0,2 mm de largo, visible al microscopio óptico con el menor aumento (50x). Los silicatos están repartidos en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos. El contenido de los fragmentos llega al 56,23% de la muestra (43,37% de olivino y 11% de piroxeno). Contrario al porcentaje de cóndrulos, este valor es el más alto de entre las secciones en estudio. Constituyen cristales euhedrales a subhedrales bien desarrollados con dimensiones que oscilan entre 0,1 y 1 mm, con una media de 0,8 mm. Probablemente provienen de la disgregación y recristalización de los demás constituyentes principales del condrito.

La kamacita (3,5%) es el metal más recurrente, dispersa en la matriz en granos anhedral a subhedrales aislados, cuyos tamaños varían entre 0,1 y 0,5 mm, con una media aritmética de 0,2 mm. La troilita (1,32%) también se dispone en la matriz en cristales anhedral aislados, cuyo largo máximo medido es de 0,5 mm, con un promedio de 0,2 mm. En algunos granos hay

intercrecimiento de kamacita y troilita. Hay trazas de cromita (<1%) en granos subsféricos anhedrales inmersos en la matriz silicatada (Figura 4.29).

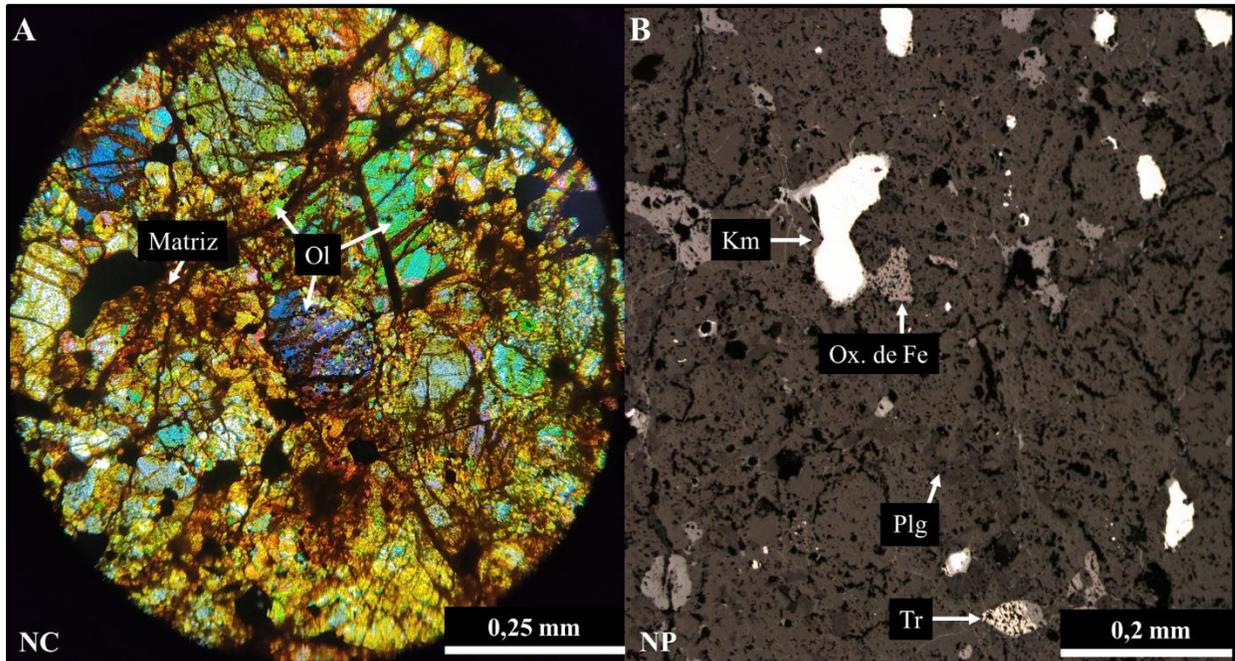


Figura 4.29: Fotomicrografías al microscopio óptico del condrito DM-145, mineralogía primaria. A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. Cristales subhedrales de olivino (Ol), presentan altos colores de interferencia y están ampliamente fracturados; B) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 50x. Granos de kamacita (Km) y troilita (Tr) reemplazados por oxihidróxidos de Fe (Ox. de Fe). Además, se constata la existencia de plagioclasa intersticial (Plg).

4.1.6. Resumen

Los porcentajes estimados de los constituyentes principales observados en los condritos ordinarios previamente descritos son expuestos en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1: Resumen de los porcentajes estimados de los constituyentes principales de los condritos ordinarios.

En la columna de mineralogía primaria sólo son considerados fragmentos cristalinos, es decir, granos con dimensiones mayores a 100 μm (excluyendo cristales matriciales). Los porcentajes de silicatos y opacos engloban la suma de las abundancias de olivino, piroxenos y plagioclasa y kamacita, troilita y cromita, respectivamente. Los contenidos expuestos en esta tabla corresponden al resultado de la normalización de la estimación visual junto con la abundancia real de la porosidad y los granos opacos, datos obtenidos a través del *software* Image J (Capítulo 1.4.).

Código	Cóndrulos (%)	Matriz (%)	Mineralogía primaria (fragmentos cristalinos)		Porosidad (%)	Venillas (%)	Total
			Silicatos (%)	Opacos (%)			
DM-028	54,31	15,10	11,49	11,50	4,39	3,22	100
DM-40	45,82	14,01	14,13	7,83	17,64	0,57	100
DM-46	40,42	13,47	24,40	9,92	10,59	1,19	100
DM-132A	24,36	15,08	35,11	12,54	9,62	3,28	100
DM-132B	16,41	10,37	42,90	14,47	11,53	4,32	100
DM-145	13,80	10,84	56,23	5,31	13,37	0,45	100

Referente al contenido de cóndrulos, es oportuno apreciar que decrece en el sentido DM-028, DM-40, DM-46, DM-132 y DM-145. El condrito DM-028 es el que presenta mayor cantidad de estos objetos, destacándose en variedad de tamaños y tipos (porfíricos y no porfíricos) y en la buena conservación de los bordes de los cóndrulos. En abundancia le siguen los condritos DM-40 y DM-46, no obstante, presentan cóndrulos con límites difusos y mal preservados. Los condritos DM-132 (sector A y B) y DM-145 son aquellos con el menor contenido de cóndrulos. En su mayoría, corresponden a relictos de los tipos POP y BO de dimensiones menores que las observadas en el resto de las muestras.

Por otro lado, el porcentaje de matriz en los condritos fluctúa en el rango de entre 10 y 15%. La textura de este componente es granoblástica de grano fino y está dada por un mosaico de silicatos y opacos. Para las muestras DM-132 (sector A y B) y DM-145, la matriz se conforma de granos cada vez más gruesos por efecto del metamorfismo termal.

Con respecto a la mineralogía primaria silicatada. El contenido de fragmentos cristalinos es inversamente proporcional al de los cóndrulos. Por lo tanto, la cantidad de fragmentos decrece en la dirección: DM-145, DM-132, DM-46, DM-40 y DM-028. El diámetro de los granos aumenta junto con la abundancia de los fragmentos cristalinos. Es común a todas las láminas en estudio el olivino como silicato ferromagnesiano principal, seguido por el ortopiroxeno. En los condritos DM-46 y DM-132 (sector A y B) fue dificultosamente observada plagioclasa en el menor aumento (50x), sin embargo, en la muestra DM-145, el feldespato es fácilmente reconocible en 50x, con dimensiones de ~0,2 mm.

La mineralogía primaria metálica está conformada por kamacita, troilita y cromita (en orden decreciente de abundancia). Para el conjunto de secciones estudiadas fue posible apreciar una tendencia con respecto al tamaño, forma y distribución de los opacos. En los condritos DM-028 y DM-40 los granos son de gran tamaño, tienen bordes irregulares y son propensos formar cúmulos alrededor de los cóndrulos. En el condrito DM-46, los granos son de tamaños levemente menores y están predispuestos en la matriz en cúmulos o granos aislados (una pequeña porción rodea a los cóndrulos). En las muestras DM-132 y DM-145, los granos opacos son de dimensiones menores, bordes abruptos y están generalmente distribuidos en la matriz en cristales aislados.

La porosidad es muy variable de un condrito a otro. Si bien la porosidad total de la roca es aportada tanto por la porosidad primaria (poros intrínsecamente relacionados con la génesis del cuerpo parental y posterior metamorfismo de choque) como por la porosidad secundaria (relativo a la disolución de minerales primarios por causa de la meteorización terrestre), la elaboración de las láminas transparente-pulidas y briquetas pulidas contribuyó en menor o mayor medida a la creación de poros y grietas, sobreestimando el valor real de esta propiedad.

Por último, las venillas se observan parcial a completamente rellenas por oxi-hidróxidos de Fe en reemplazo de la mineralogía primaria metálica. Los condritos DM-40 y DM-145 son los que presentan el menor contenido y menor espesor de venillas. Al contrario, el condrito DM-132 (sector B) exhibe mayor contenido y grosor de venillas que el resto de las muestras, formando un enrejado que corta a la matriz y demás constituyentes.

4.2. EVIDENCIAS DEL METAMORFISMO DE CHOQUE

Hay evidencias de metamorfismo de choque en los 5 condritos estudiados. En líneas generales, los efectos de choque observados en los meteoritos son similares tanto en silicatos como en opacos, sin embargo, difieren en distribución y abundancia, y, por lo tanto, serán descritos por separado. Los resultados obtenidos bajo el microscopio óptico en luz transmitida y reflejada serán complementados con fotomicrografías de las características distinguidas.

4.2.1. Condrito DM-028

4.2.1.1. Efectos de choque en fases silicatadas

En este condrito los cristales de olivino presentan extinción recta y extinción ondulosa suave. Además, están surcados por abundantes fracturas irregulares y hasta 2 *sets* de fracturas planares. Ciertos granos de olivino exhiben posible mosaicismo débil, no obstante, no correspondería a un efecto abundante en la sección.

4.2.1.2. Efectos de choque en minerales opacos

Bajo observación en luz reflejada fue posible distinguir la existencia de numerosos granos de troilita policristalina. Asimismo, en la lámina hay desarrollo de venillas de choque que atraviesan la matriz, cóndrulos y fragmentos cristalinos. Las venillas están caracterizadas por ser rectilíneas,

de poco espesor ($<10\ \mu\text{m}$) y presentar relleno de oxi-hidróxidos de Fe. Localmente, se divisó un bolsillo de fundido (*melt pocket*) de cromita.

También, se identificaron cúmulos de opacos micrométricos disgregados por toda la sección. En primera instancia fueron catalogados como gotas de fundido (*melt droplets*), pero por sus contornos irregulares y distribución aleatoria finalmente fueron considerados como opacos matriciales (Figura 4.30).

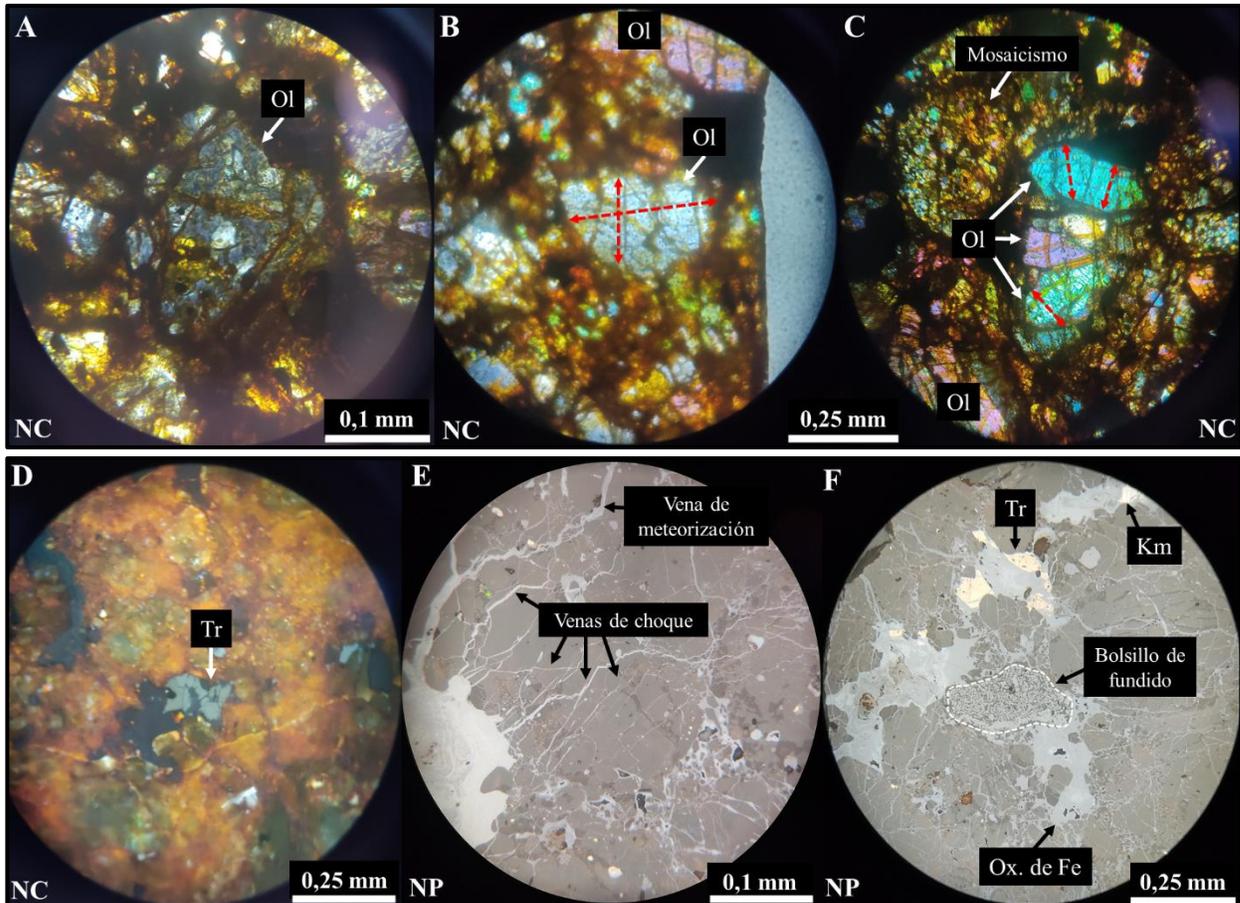


Figura 4.30: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-028. A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 500x. Cristal de olivino (Ol) con extinción ondulosa, surcado por fracturas irregulares de tonalidad amarillenta; B) y C) NC en luz transmitida, aumento 200x. Cristales de Ol atravesados por fracturas irregulares y 1 a 2 sets de fracturas planares, estas últimas indicadas por flechas segmentadas de color rojo. En C) fragmento cristalino de Ol con posible mosaicismo; D) NC en luz reflejada, aumento 200x. Grano de troilita (Tr) policristalina; E) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 500x. Venillas de choque cortando la matriz. En la parte superior contrasta una venilla de meteorización; F) NP en luz reflejada, aumento 200x. Bolsillo de fundido de cromita, delimitado por una línea segmentada de color blanco, adyacente a granos de Tr y kamacita (Km) reemplazados por oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe).

4.2.2. Condrito DM-40

4.2.2.1. Efectos de choque en fases silicatadas

Al igual que en el condrito anterior, los cristales de olivino tienen extinción recta y extinción ondulosa suave. También, suelen estar hendidos por fracturas irregulares y hasta 2 familias de fracturas planares. Algunos granos presentan posible mosaicismo débil, muy restringido.

4.2.2.2. Efectos de choque en minerales opacos

Los efectos de choque en las fases opacas corresponden principalmente a la policristalinidad de la troilita y el desarrollo incipiente de finas venillas de choque (~10 μm de espesor promedio). Localmente, se advierten *melt pockets*, pero por la forma irregular de los cristales finalmente fueron descritos como opacos de la matriz (Figura 4.31).

4.2.3. Condrito DM-46

4.2.3.1. Efectos de choque en fases silicatadas

Las evidencias de choque en los silicatos de este condrito están representadas por olivinos con extinción recta y extinción ondulosa suave a fuerte. Además, en los cristales de olivino es posible reconocer familias de fracturas irregulares y planares. Hay posible mosaicismo débil localizado, como en los condritos previamente descritos.

4.2.3.2. Efectos de choque en minerales opacos

La sección está surcada por finas venillas de choque (~10 μm de espesor) que afectan principalmente a la matriz. Algunos granos de tamaños micrométricos tienden a parecer gotas de fundido, sin embargo, al mayor aumento esto ha sido descartado. La mayor característica de choque en fases opacas recae en la policristalinidad de la troilita (Figura 4.32).

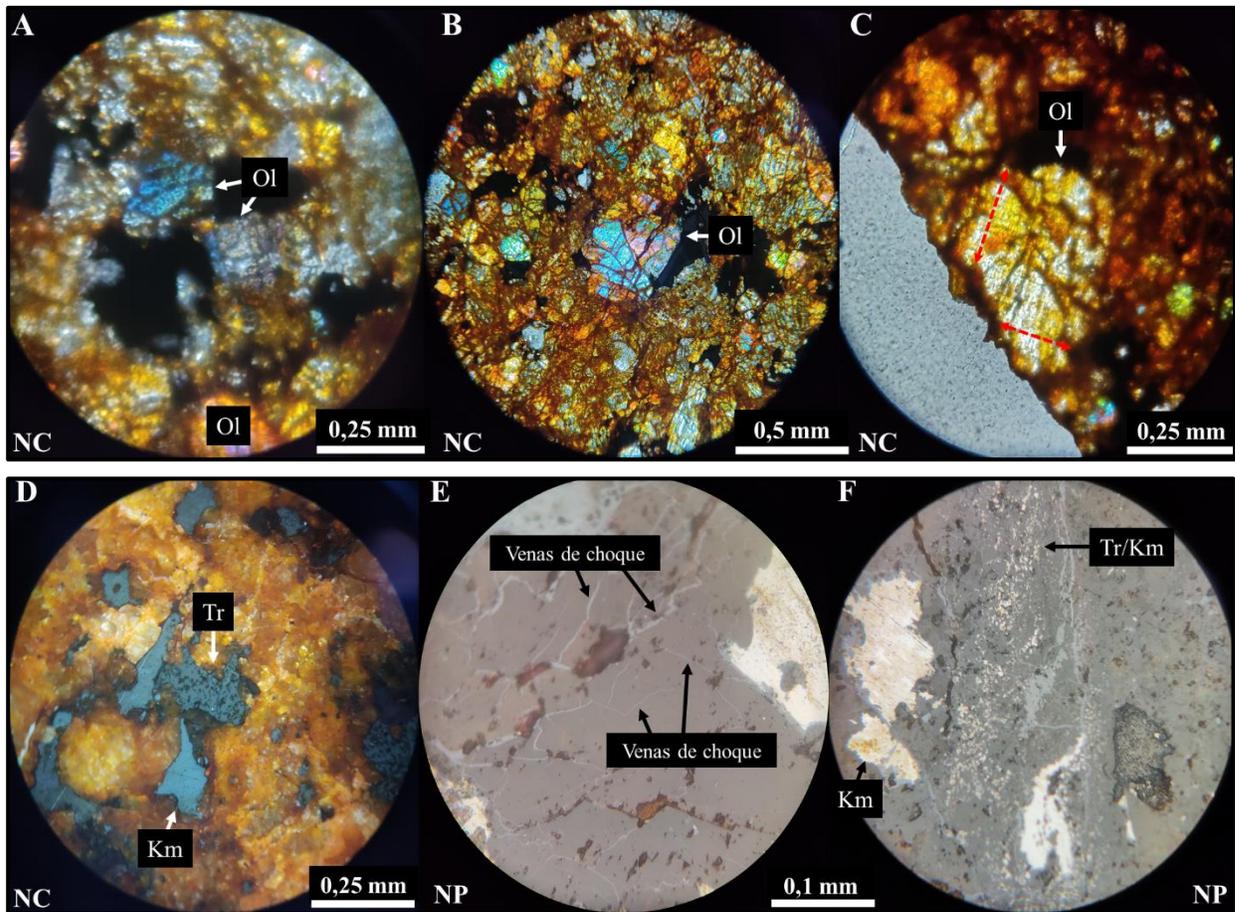


Figura 4.31: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-40. A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. Cristales de olivino (Ol) con extinción ondulosa; B) NC en luz transmitida, aumento 100x. Grano de Ol surcado por numerosas fracturas irregulares; C) Ol atravesado por fracturas irregulares y 2 familias de fracturas planares, cuya dirección está señalada por flechas segmentadas de color rojo; D) NC en luz reflejada, aumento 200x. Grano de troilita (Tr) débilmente policristalina adyacente a cristales de kamacita (Km); E) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 500x. Finas venillas de choque cortando la matriz; F) Ejemplo de opacos matriciales de Tr y Km.

4.2.4. Condrito DM-132

Sector A

4.2.4.1. Efectos de choque en fases silicatadas

En luz transmitida, los cristales de olivino exhiben extinción recta y extinción ondulosa. También, fueron observadas abundantes fracturas irregulares y de 1 a 2 *sets* de fracturas planares. Posible mosaicismo débil localizado.

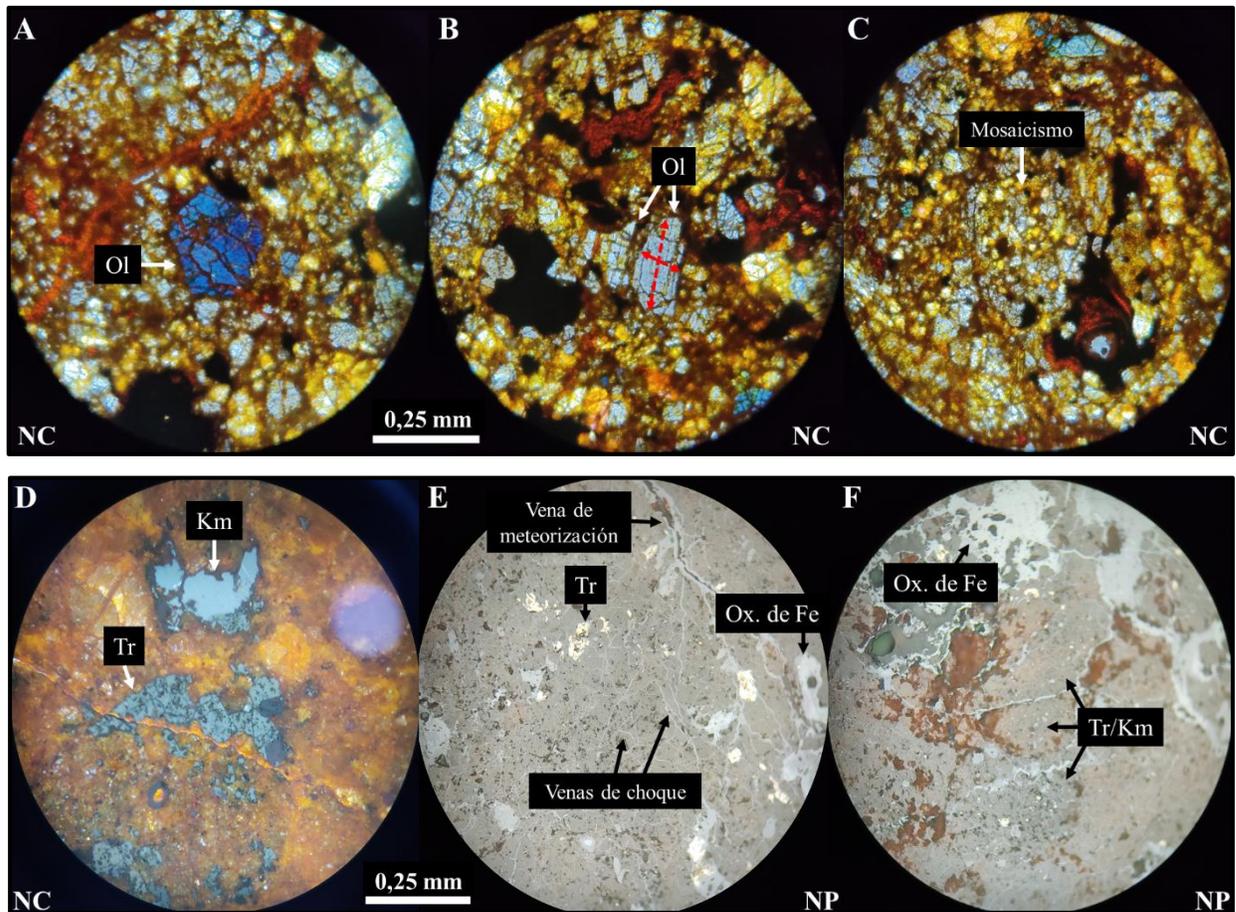


Figura 4.32: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-46. A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. Cristal de olivino (Ol) con extinción ondulosa; B) Granos de Ol cortados por varias fracturas irregulares y 2 *sets* de fracturas planares indicados por flechas segmentadas rojas; C) Posible mosaicismo del Ol; D) NC en luz reflejada, aumento 200x. Granos de troilita (Tr) policristalina junto a un cristal de kamacita (Km); E) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 200x. Algunas venillas de choque en contraste con una vena de meteorización, ambas cruzando la matriz y rodeando granos opacos (Tr y oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe)); F) Opacos matriciales de Tr y Km.

4.2.4.2. Efectos de choque en minerales opacos

Por otra parte, en luz reflejada se contempla el desarrollo de finas venillas de choque (~15 μm de espesor) interconectadas en la matriz. La identificación de troilita policristalina tuvo cierta dificultad pues los granos son pequeños y el reemplazo por oxi-hidróxidos de Fe es avanzado (Figura 4.33).

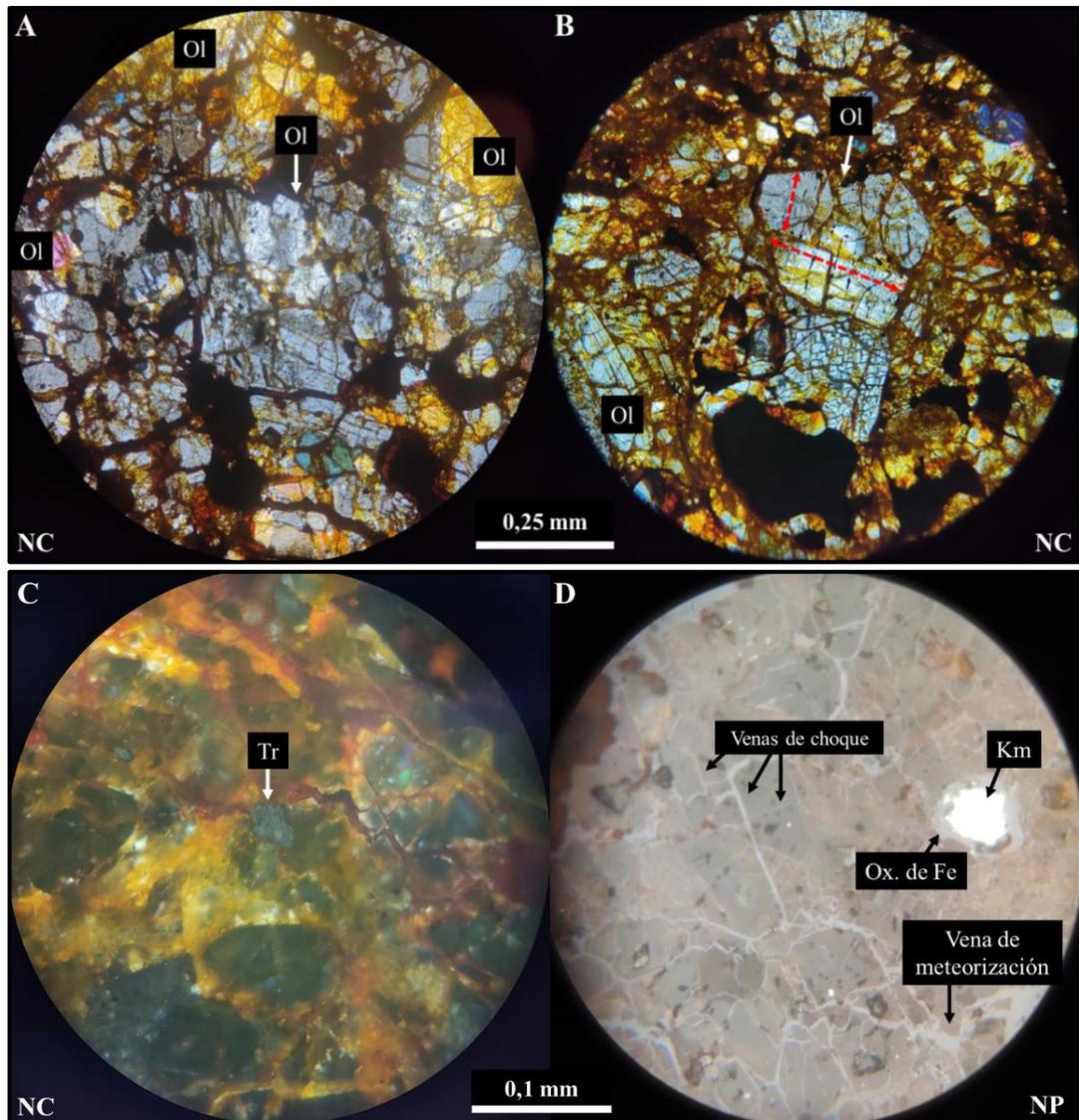


Figura 4.33: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-132 (sector A). A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. Múltiples cristales de olivino (Ol) con extinción recta y ondulosa (señalado por una flecha blanca), todos cortados por fracturas irregulares; B) Granos de Ol surcados por fracturas irregulares y 2 *sets* de fracturas planares, cuya dirección está indicada por flechas segmentadas de color rojo; C) NC en luz reflejada, aumento 500x. Grano de troilita (Tr) débilmente policristalina; D) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 500x. Venillas de choque que atraviesan la matriz, caracterizadas por trazos finos y rectos y ángulos abruptos. A un costado se observa una vena de meteorización, sinuosa y de mayor grosor, y un grano de kamacita (Km) parcialmente reemplazado por oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe).

Sector B

4.2.4.3. Efectos de choque en fases silicatadas

Los efectos de impacto están reflejados en los cristales de olivino del condrito, los cuales están ampliamente surcados por fracturas irregulares y por hasta 3 *sets* de fracturas planares. También, los cristales de olivino manifiestan extinción ondulosa. Hay posible mosaicismo débil.

4.2.4.4. Efectos de choque en minerales opacos

El desarrollo de venillas de choque es mayor que en el sector A. Las venillas son finas ($\sim 10 \mu\text{m}$ de grosor promedio), rectilíneas y están rellenas con oxi-hidróxidos de Fe. Al mismo tiempo, se observan granos de troilita policristalina (Figura 4.34).

4.2.5. Condrito DM-145

4.2.5.1. Efectos de choque en fases silicatadas

En el condrito, los cristales de olivino están surcados por numerosas fracturas irregulares y, al menos, 2 familias de fracturas planares. Los cristales también presentan extinción ondulosa y posible mosaicismo localizado.

4.2.5.2. Efectos de choque en minerales opacos

En luz reflejada, fue posible constatar el desarrollo incipiente de venillas de choque. Su extensión está restringida a la matriz y apenas alcanzan un espesor promedio de $\sim 5 \mu\text{m}$. Asimismo, se identificó troilita policristalina, aun cuando los granos minerales eran poco abundantes, pequeños y presentaban avanzado reemplazo (Figura 4.35).

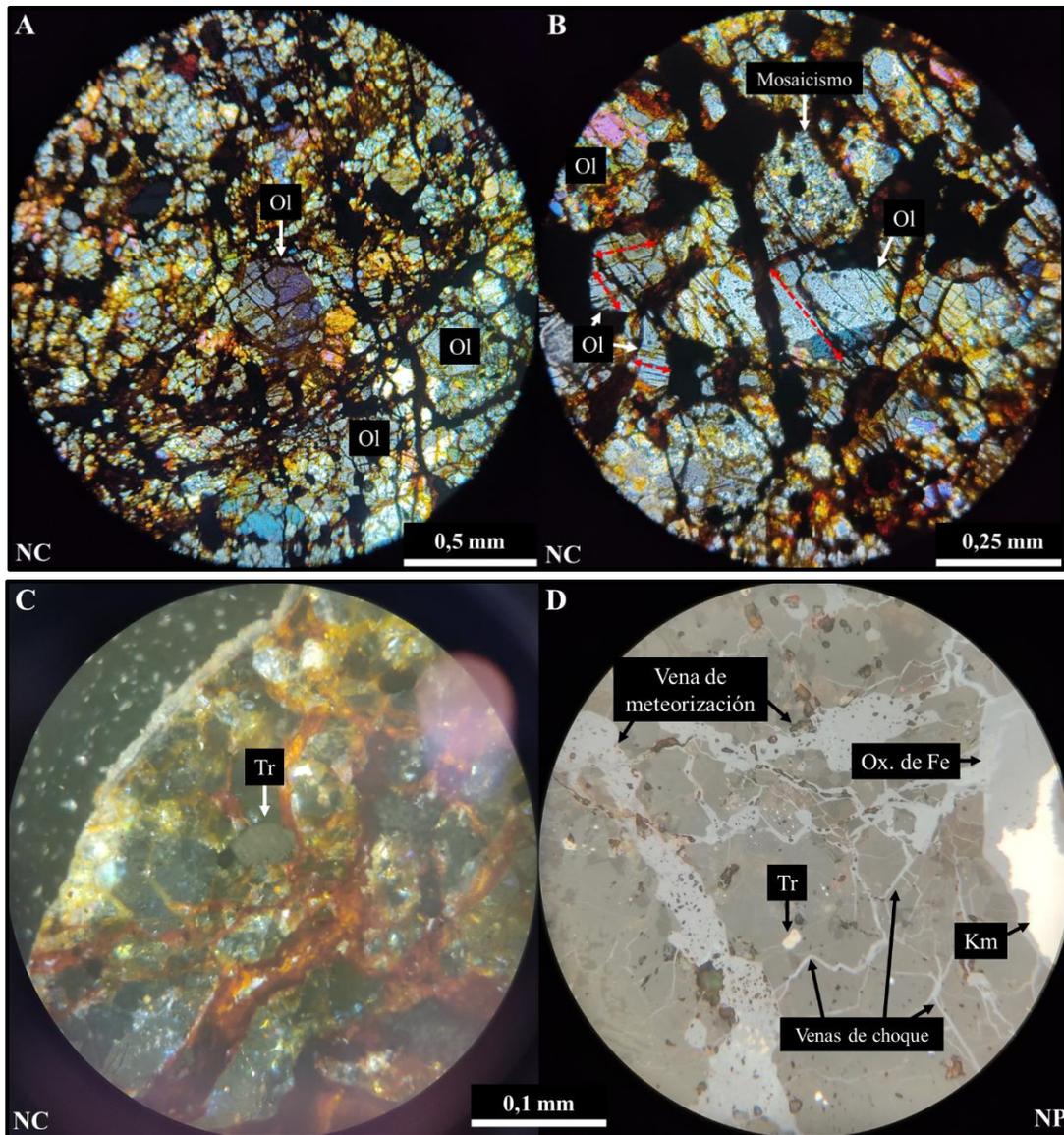


Figura 4.34: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-132 (sector B). A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 100x. Abundantes cristales de olivino (Ol) con fracturas irregulares y extinción ondulosa (suave a fuerte); B) NC en luz transmitida, aumento 200x. Granos de Ol surcados por 1 a 3 familias de fracturas planares señaladas con flechas segmentadas de color rojo, además hay un fragmento cristalino con posible mosaicismo; C) NC en luz reflejada, aumento 500x. Troilita (Tr) débilmente policristalina; D) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 500x. Venillas de choque, rectas y de poco espesor, en contraste con venillas de meteorización, sinuosas y gruesas. Granos de Tr y kamacita (Km) parcial a completamente reemplazados por oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe).

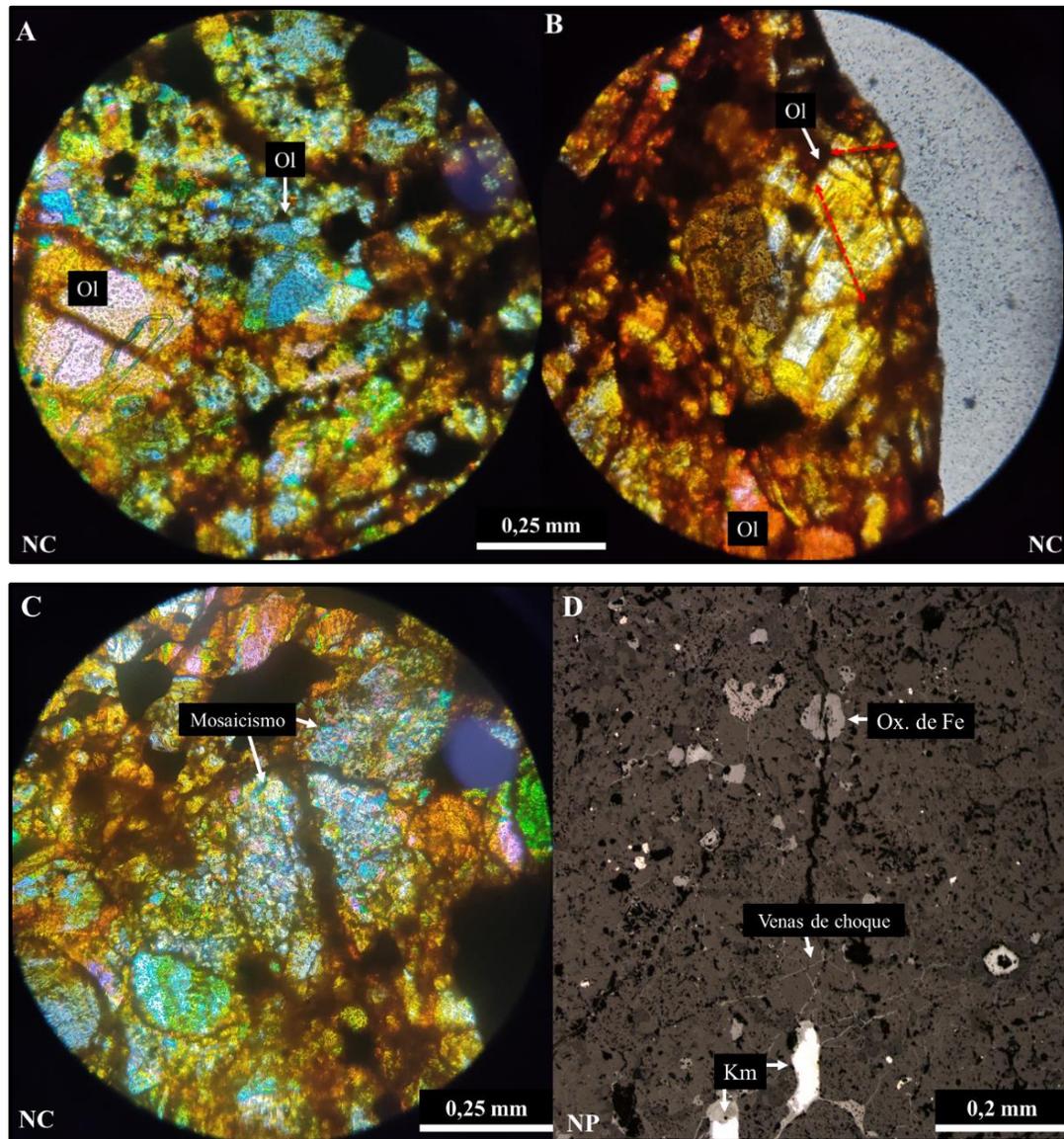


Figura 4.35: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de choque en el condrito DM-145. A) Nícoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 200x. Cristal de olivino (Ol) con extinción ondulosa; B) Ol surcado por fracturas irregulares y 2 familias de fracturas planares indicadas por flechas segmentadas rojas; C) Fragmentos de Ol con posible mosaicismo incipiente; D) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 50x. Venillas de choque incipientes en la matriz, rodeadas por granos de kamacita (Km) parcial a completamente reemplazados por oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe).

4.2.6. Resumen

Tal y como fue señalado previamente, las evidencias del metamorfismo de choque han sido encontradas en los 5 condritos ordinarios en estudio. Los efectos de choque son similares tanto en los componentes silicatados como en los componentes metálicos de los meteoritos, difiriendo levemente en distribución y abundancia.

En cuanto a las fases silicatadas, los efectos de choque están representados con creces en los cristales de olivino. Los condritos DM-028, DM-40 y DM-46 presentan cristales con extinción recta y extinción ondulosa suave a fuerte, mientras que en los condritos DM-132 (sector A y B) y DM-145 hay cristales que sólo exhiben extinción ondulosa. Por otro lado, en todas las muestras los cristales de olivino estaban ampliamente surcados por fracturas irregulares y entre 1 a 3 *sets* de fracturas planares, donde lo común era encontrar 2 familias de estas fracturas en direcciones perpendiculares o casi perpendiculares.

En relación a las fases opacas, las evidencias de impactos están representados en todos los condritos por granos de troilita policristalina (débil a fuerte) y por el desarrollo incipiente de venillas de choque (~1% del volumen total). Localmente, en el condrito DM-028 fue identificado un *melt pocket* de cromita.

4.3. EVIDENCIAS DE LA METEORIZACIÓN TERRESTRE

Los procesos de meteorización terrestre actúan sobre los meteoritos desde el momento en que entran a la atmósfera y tienen contacto con la superficie. Por lo mismo, las evidencias de la meteorización terrestre suelen presentarse en primera instancia y con mayor intensidad en los bordes de la roca. Sin embargo, cuando la alteración alcanza grados mayores también se ven afectados los minerales que conforman el núcleo de los meteoritos. La secuela más notoria de los procesos de oxidación sobre los condritos corresponde al reemplazo del Fe-Ni metálico y el FeS, es decir, kamacita y troilita, por minerales más estables en las nuevas condiciones medioambientales. Para las muestras en estudio, el progreso de la meteorización terrestre ha sido expresado en 3 dominios: venillas, halos de reemplazo y reemplazo intramineral. Conjuntamente, aunque en distinta proporción, los minerales silicatados sufren los efectos de la alteración y reemplazo por minerales secundarios.

La estimación visual del reemplazo de los granos de Fe-Ni metálico y FeS fue realizada bajo el microscopio óptico en luz reflejada al menor aumento (50x). Asimismo, la estimación para los silicatos se efectuó en luz transmitida también en el menor aumento. El porcentaje de reemplazo se refiere al área ocupada por los minerales secundarios, en este caso, oxi-hidróxidos de Fe, con respecto al área ocupada por los minerales primarios (kamacita, troilita y silicatos ferromagnesianos).

4.3.1. Condrito DM-028

4.3.1.1. Venillas

Hay abundantes venillas distribuidas por toda la sección, de ancho variable de decenas a una centena de micrones, aquellas más gruesas concentradas hacia los bordes. Fueron reconocidos dos tipos de venillas. En primer lugar, venillas finas y de trazos rectilíneos, cuyo espesor no supera los 10 μm y que atraviesan ocasionalmente matriz y cóndrulos, están asociadas al metamorfismo de choque, pues han sido generadas por el relleno de grietas con material fundido que posteriormente ha sido reemplazado por oxi-hidróxidos de Fe. En segundo lugar, venillas gruesas y sinuosas, de espesor máximo 100 μm , perteneciente a una venilla paralela al borde de la muestra, este tipo de venas forma enrejados que abarcan amplias extensiones y que a su vez cortan a las venillas más finas. Están relacionadas con la acción y movilización de la meteorización y se observan parcial a completamente rellenas por oxi-hidróxidos de Fe. Los cristales en contacto con las venillas sufren reemplazo incompleto, dejando un relicto del mineral primario en el centro o borde de grano, o reemplazo total.

4.3.1.2. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos

Numerosos cristales de kamacita, y unos pocos de troilita, exhiben este dominio. El Fe-Ni metálico es reemplazado desde el borde por anillos concéntricos de oxi-hidróxidos de Fe. El desarrollo de los halos es variable, es decir, hay evidencias de anillos incompletos que dejan una zona intacta al interior del cristal hasta evidencias del reemplazo total del grano. A su vez, la oxidación del metal está íntimamente ligada a la existencia de venillas o enjambres de venillas de meteorización cercanas, las que promueven el depósito de oxi-hidróxidos de Fe, generalmente en reemplazo completo de los granos cercanos a los límites externos de la muestra. También, hay cavidades de disolución asociadas al reemplazo en halos de los cristales de kamacita.

4.3.1.3. Reemplazo intramineral

Los granos de FeS están extensamente afectados por este dominio, en donde los oxi-hidróxidos de Fe son depositados desde el interior del cristal hacia el exterior siguiendo lineamientos internos. La mayoría de los granos de troilita están reemplazados totalmente por oxi-hidróxidos de Fe o presentan un reemplazo muy avanzado, a veces dejando relictos del cristal original en los bordes. El reemplazo intramineral está vinculado con la porosidad secundaria a través de la formación de cavidades de disolución producto de la fuerte alteración de los granos minerales, las que incluso pueden encontrarse en grandes tamaños en los límites de la lámina pulida.

4.3.1.4. Grado de reemplazo

Para el condrito, la estimación del porcentaje de reemplazo de los minerales metálicos primarios (kamacita y troilita) asciende a ~86%, por lo tanto, el grado de meteorización es avanzado. Cabe mencionar que el reemplazo de los granos troilita predomina por sobre el de kamacita, ya que el sulfuro es una fase más porosa, y, por ende, más susceptible a la alteración que el Fe-Ni metálico.

4.3.1.5. Alteración de fases silicatadas

Como ha sido mencionado con antelación, la alteración de los silicatos ferromagnesianos salta a la vista al observar la sección transparente pulida bajo luz transmitida, ya que manifiesta una tonalidad anaranjada generalizada en la superficie de la misma. Al examinar el condrito en aumentos mayores resalta la coloración en bordes de grano y en las fracturas que los atraviesan, actuando ambos como planos que permitirían la movilización de los agentes de meteorización hacia el centro de los cristales. Granos minerales con estas características predominan adyacentes a venas de meteorización. Además, la coloración es especialmente intensa en los silicatos de menor tamaño, como lo son aquellos que componen la matriz. Si bien no se tiene la composición exacta de los minerales secundarios que reemplazan a estas fases se presume una mezcla de arcillas e iddingsita, basado en la identificación de reflejos internos al examinar la matriz silicatada en nicoles cruzados y luz reflejada. El porcentaje de alteración de los silicatos (olivino y piroxenos) alcanza un estimado de ~16% (Figura 4.36).

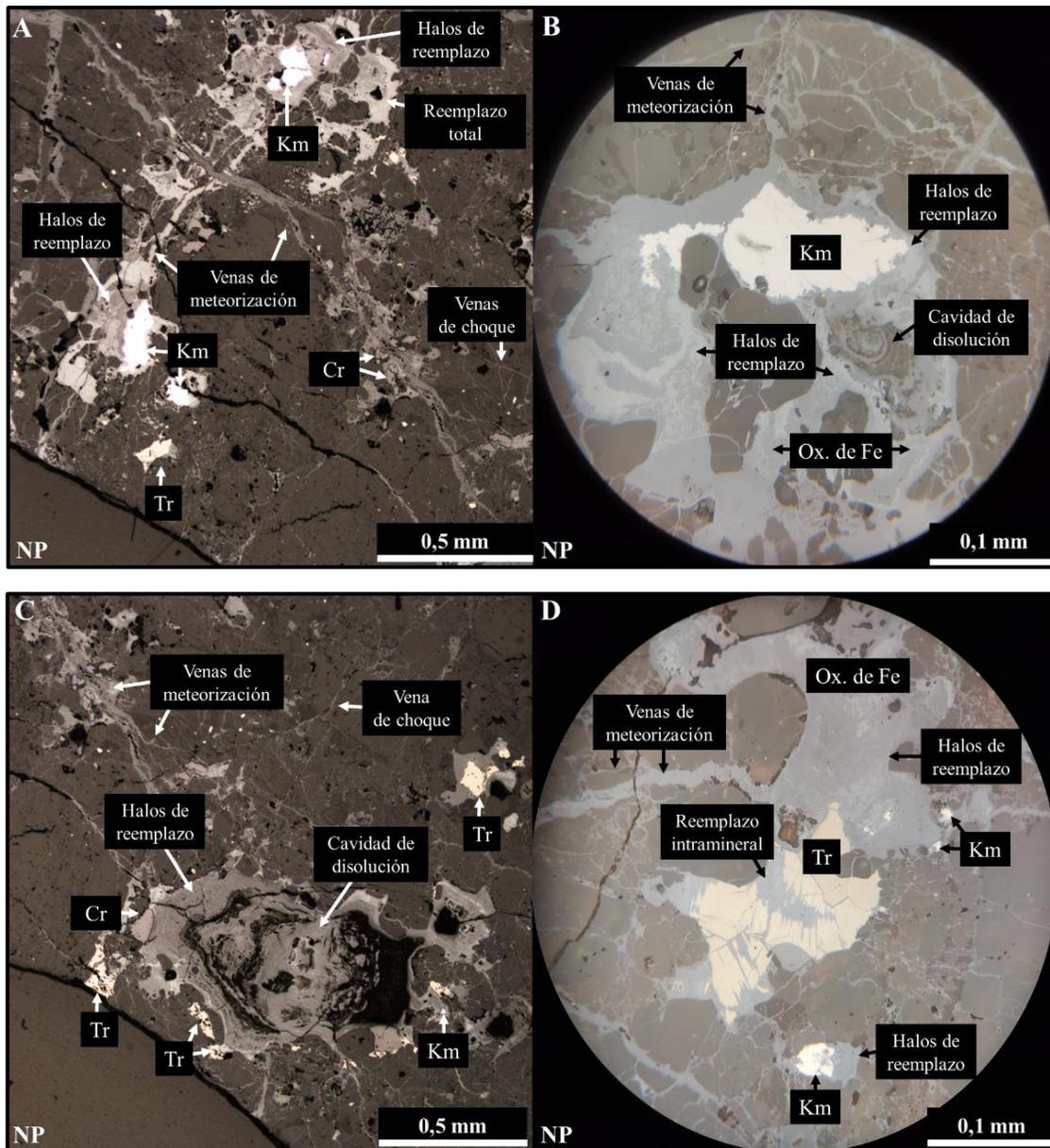


Figura 4.36: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-028. A) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 50x. Venillas de meteorización cortan a la matriz en diferentes direcciones. Nótese que los cristales que entran en contacto con ellas están completamente reemplazados o presentan un estado de alteración muy avanzado, en este caso dejando relictos de kamacita (Km) al centro del grano. A la derecha, es posible contrastar las venillas de meteorización en forma y tamaño con las venillas de choque, mucho más delgadas y rectas; B) NP en luz reflejada, aumento 500x. Desarrollo parcial de halos de reemplazo de oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe) en un cristal de Km, asociado a la formación de una cavidad de disolución; C) Gran cavidad de disolución localizada en uno de los bordes de la muestra, rodeada por relictos de Km, troilita (Tr) y cromita (Cr); D) Ejemplo de reemplazo intramineral parcial sobre un grano de Tr.

4.3.2. Condrito DM-40

4.3.2.1. Venillas

Las venillas son escasas y de poco espesor, alcanzando un máximo de 50 μm , rellenas por oxi-hidróxidos de Fe y localizadas preferentemente en los bordes de la muestra. El centro del meteorito está prácticamente libre de venillas. A pesar de lo anterior, se identificaron tanto venillas de choque como de meteorización. Las venillas de choque son menos abundantes y de poco grosor, en promedio $\sim 10 \mu\text{m}$, caracterizadas por trazos rectos que cortan mayormente a la matriz. Las venillas de meteorización son más numerosas, sinuosas y anchas, también distribuidas en la matriz. No hay formación de enrejados, sin embargo, los cristales ubicados en contacto con las venillas, y en los bordes del condrito, están parcial o completamente reemplazados por oxi-hidróxidos de Fe.

4.3.2.2. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos

El desarrollo de los halos de reemplazo en granos de Fe-Ni metálico es limitado y está emplazado prioritariamente en los bordes del condrito, próximo a venillas de meteorización. La formación de anillos producto del depósito concéntrico de oxi-hidróxidos de Fe en reemplazo de los cristales de kamacita suele ser incompleta, dejando porciones relictas del mineral original en el centro del cristal. En el interior de la muestra es posible distinguir algunos cristales prácticamente intactos y sin signos de alteración.

4.3.2.3. Reemplazo intramineral

Tal y como ocurre con el Fe-Ni metálico, el reemplazo de los granos de FeS está confinado hacia los límites externos del meteorito. Aunque, a diferencia de la kamacita, se observaron granos de troilita con reemplazo completo e incluso formación de cavidades de disolución, sobre todo adyacentes a venillas de meteorización en los bordes de la muestra. En general, los granos de troilita del interior del condrito están poco afectados, lo que deja remanentes del cristal original hacia los bordes. El reemplazo del sulfuro predomina por sobre el Fe-Ni metálico.

4.3.2.4. Grado de reemplazo

El porcentaje de reemplazo de Fe-Ni metálico y FeS por oxi-hidróxidos de Fe corresponde a aproximadamente un 24%. Cifra que indicaría un avance incipiente de la meteorización terrestre en el condrito.

4.3.2.5. Alteración de fases silicatadas

Aunque la alteración de las fases metálicas es leve y está evidentemente concentrada hacia los bordes de la sección en estudio, bajo luz transmitida la totalidad de la superficie del condrito presenta una notoria coloración anaranjada producto del reemplazo de los silicatos ferromagnesianos por arcillas e iddingsita. La oxidación es más fuerte en los cristales adyacentes a venillas de meteorización y ocurre preferentemente en bordes de grano y en las fracturas que los atraviesan. La matriz está particularmente más afectada, exhibiendo una tonalidad rojiza intensa. La estimación del porcentaje de reemplazo de los silicatos es cercana al 31% (Figura 4.37).

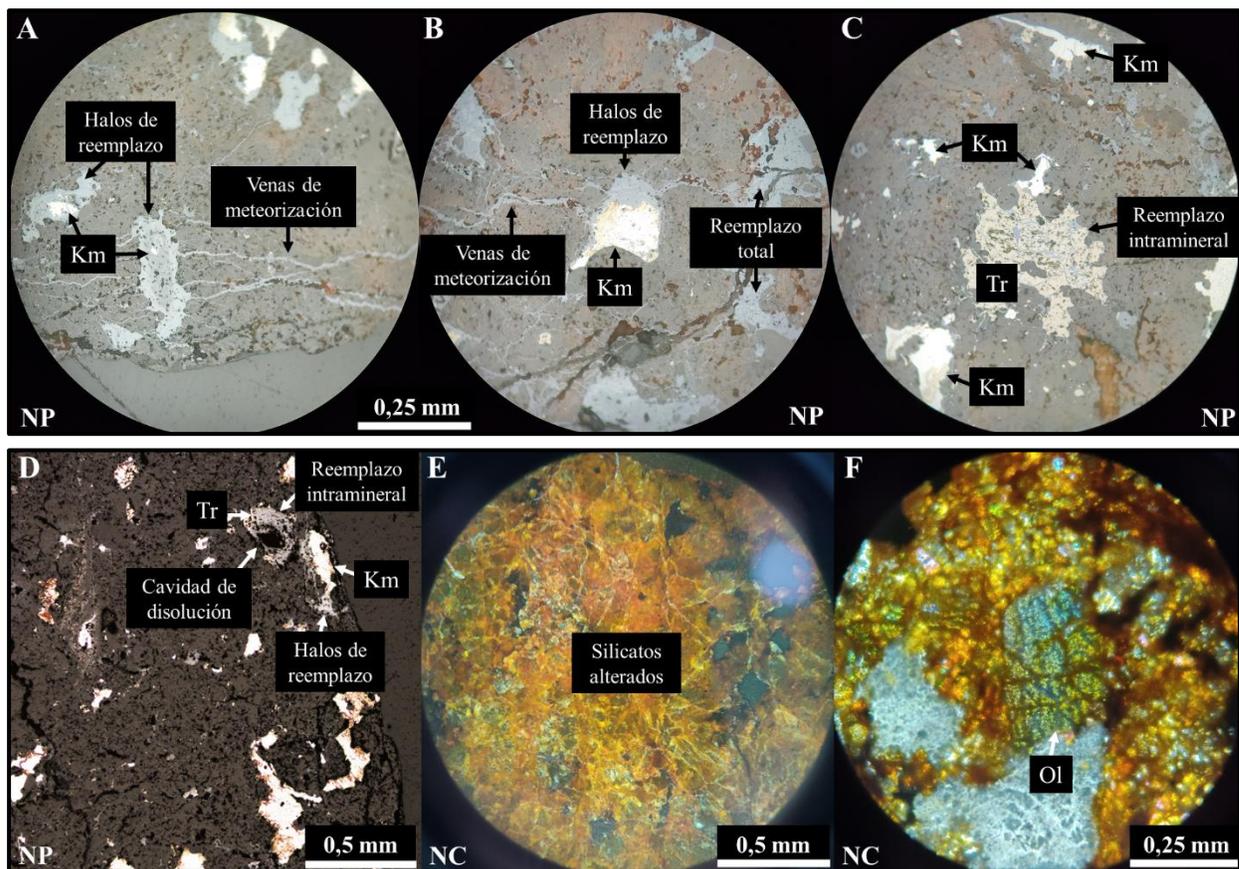


Figura 4.37: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-40. A) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 200x. Venillas de meteorización paralelas a uno de los bordes externos del condrito, en contacto con cristales de kamacita (Km) en estado avanzado de alteración; B) Formación incompleta de halos de reemplazo alrededor de un cristal de Km; C) Grano de troilita (Tr) con reemplazo intramineral parcial. Los granos de Km adyacentes están prácticamente intactos; D) NP en luz reflejada, aumento 50x. Cavidad de disolución sobre grano de Tr en un extremo de la muestra; E) Nícoles cruzados (NC) en luz reflejada, aumento 100x. Reflejos internos de tonalidades amarillentas a anaranjadas a rojizas en la matriz silicatada como indicadores de oxidación sobre los minerales ferromagnesianos; F) NC en luz transmitida, aumento 200x. Fragmento cristalino de olivino (Ol), atravesado por varias fracturas irregulares que actúan como planos de movilización de los agentes de oxidación, tomando en estos sectores una coloración amarillenta.

4.3.3. Condrito DM-46

4.3.3.1. Venillas

Condrito con bajo contenido de venillas, cuyo ancho oscila entre unas pocas unidades a pocas decenas de micrones, las más gruesas surcando comúnmente los bordes, aunque también hay venillas en porciones interiores de la roca. Se observan dos grupos de venillas: las más delgadas, de espesor promedio $\sim 10 \mu\text{m}$, de trazos rectilíneos y que atraviesan ciertos sectores de la matriz y cóndrulos, relacionadas con eventos de impacto en el cuerpo parental del condrito, en tanto que las venas más gruesas, de ancho promedio $\sim 50 \mu\text{m}$, trazos irregulares y que tienden a formar enrejados dispuestos preferentemente en los límites externos, están asociadas al reemplazo o relleno de grietas producto de la meteorización terrestre. Las venillas están parcial o completamente rellenas por oxi-hidróxidos de Fe y a través de ellas se promueve la alteración de los otros constituyentes, especialmente los que están ubicados en sus proximidades.

4.3.3.2. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos

El rango de acción de este dominio es variable. Desde cristales prácticamente prístinos en el centro hasta granos cubiertos totalmente por oxi-hidróxidos de Fe hacia las partes más externas del condrito. El reemplazo en halos ocurre típicamente sobre cristales de kamacita, sin embargo, también hay algunas troilitas que exhiben este tipo de meteorización. Los anillos se depositan desde el borde de grano del Fe-Ni metálico hacia el centro del cristal, mostrando reemplazo total comúnmente adyacente a venillas de meteorización, incluso con formación de algunas cavidades de disolución.

4.3.3.3. Reemplazo intramineral

Este dominio afecta preferentemente a los granos de sulfuro. El grado de oxidación depende de la ubicación del grano en la sección, es decir, aquellos granos de troilita que conforman el núcleo del condrito suelen presentarse parcialmente alterados, usualmente dejando un relicto inalterado en los límites del cristal, mientras que aquellos que componen los bordes del meteorito y, por ende, están próximos a venillas de meteorización, se muestran completamente reemplazados por oxi-hidróxidos de Fe, siendo la alteración tan intensa que en ocasiones conlleva a la disolución del cristal.

4.3.3.4. Grado de reemplazo

El reemplazo de kamacita y troilita por oxi-hidróxidos de Fe alcanza un estimado de ~55%. Esto quiere decir que el desarrollo de la meteorización es moderado.

4.3.3.5. Alteración de fases silicatadas

Bajo luz transmitida es posible apreciar una coloración anaranjada sobre la superficie de la lámina transparente pulida debido a la alteración de las fases silicatadas primarias. La oxidación está mayormente concentrada en los límites externos del condrito y adyacente a venillas de meteorización. Al mismo tiempo, se acentúa en bordes de grano y fracturas de cristales de olivino y piroxeno. La matriz es el constituyente que más resalta por su tonalidad anaranjada a rojiza. Se estima que la alteración de los silicatos alcanza un valor cercano al 17% (Figura 4.38).

4.3.4. Condrito DM-132

Sector A

4.3.4.1. Venillas

Dominio conformado por venillas que difícilmente alcanzan un espesor promedio de 25 μm , congregadas hacia los bordes del condrito (aunque también se observan venillas de unos pocos micrones de grosor cortando el centro del sector A). Las venillas están dispuestas en un enrejado que atraviesa la matriz y que está, en su mayoría, relleno por oxi-hidróxidos de Fe. Al igual que en los demás meteoritos, fueron identificados 2 tipos de venillas: venillas finas y de trazos rectos, poco abundantes, asociadas a eventos de impactos, y venillas más gruesas y sinuosas, relacionadas con el avance de la meteorización.

4.3.4.2. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos

La extensión de los halos de reemplazo en granos de Fe-Ni metálico es ampliamente variable. Desde cristales prácticamente intactos con incipiente formación de anillos de oxi-hidróxidos de Fe hasta granos completamente reemplazados que culminan en cavidades de disolución. El avance de este dominio está dado por la proximidad entre los granos metálicos y las venillas de meteorización. La deposición de los halos ocurre comúnmente en cristales de kamacita y en algunos granos de troilita.

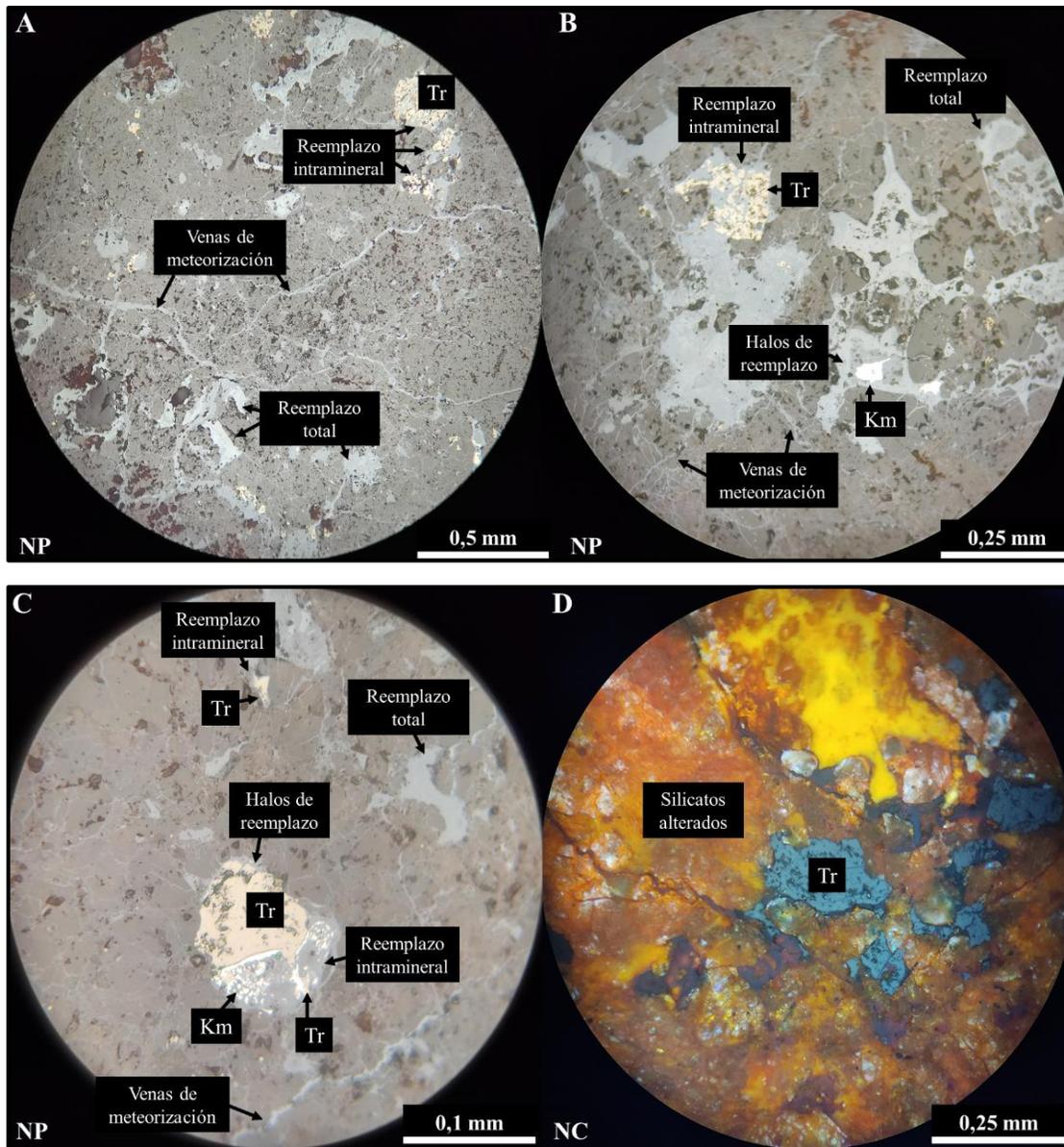


Figura 4.38: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-46. A) Nicoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 100x. Ejemplos de venillas de meteorización surcando la matriz, los granos con los que entran en contacto están parcial a completamente alterados; B) A la izquierda, grano de troilita (Tr) afectado por reemplazo intramineral y, a la derecha, grano de kamacita (Km) con desarrollo de halos de reemplazo; C) Contrario a B), es posible observar cristal de Tr con incipiente formación de halos de reemplazo y Km con reemplazo intramineral; D) Nicoles cruzados (NC) en luz reflejada, aumento 200x. Abundantes reflejos cristalinos cuyas tonalidades indicarían alteración de la matriz silicatada.

4.3.4.3. Reemplazo intramineral

Diferente a lo que ocurre con la formación de halos, la alteración por reemplazo intramineral es avanzada, relacionada con la porosidad de los granos de FeS. A pesar de que es posible encontrar granos parcialmente reemplazados y con remanentes del cristal original, gran parte de las troilitas presentan reemplazo completo por oxi-hidróxidos de Fe y están asociadas a cavidades de disolución.

4.3.4.4. Grado de reemplazo

El reemplazo de los minerales metálicos primarios del sector A del condrito DM-132 llega a un estimado de ~48%. Valor que indicaría desarrollo moderado de la meteorización terrestre.

4.3.4.5. Alteración de fases silicatadas

En luz transmitida, la superficie de la lámina exhibe la característica tonalidad anaranjada. Sin embargo, este sector manifiesta una coloración un tanto más intensa que el sector B, presumiblemente por el menor tamaño de grano de sus constituyentes. La oxidación está concentrada en bordes de grano y fracturas, especialmente en aquellos cristales que se ubican en la periferia de la sección y, por lo tanto, están próximos a venillas de meteorización. El porcentaje de reemplazo en silicatos ferromagnesianos corresponde a un aproximado del 15% (Figura 4.39).

Sector B

4.3.4.6. Venillas

Porción del condrito con alto contenido de venillas, cuyo ancho promedio es de unas pocas decenas de micrones (~35 μm), alcanzando un valor máximo de ~140 μm paralelo a uno de los bordes. Las venillas, que están generalmente rellenas por oxi-hidróxidos de Fe, se disponen en un enrejado que atraviesa matriz, relictos de cóndrulos y fragmentos cristalinos y que entra en contacto con gran parte de los metales del área. Fueron identificadas venillas de meteorización y de choque, éstas últimas menos abundantes.

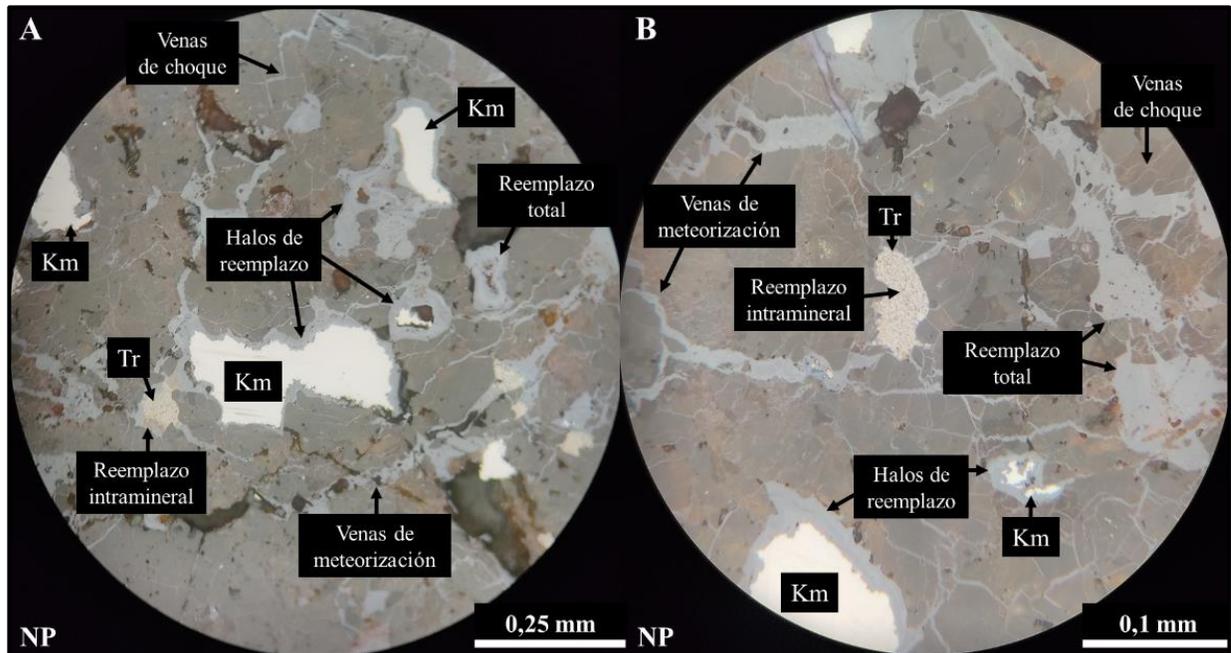


Figura 4.39: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-132 (sector A). A) Nícoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 200x. En la imagen se distinguen venillas de meteorización y venillas de choque, además de cristales de kamacita (Km) con desarrollo parcial a completo de halos de reemplazo y cristales de troilita (Tr) con reemplazo intramineral parcial a total; B) Fotomicrografía que expone en detalle los dominios de meteorización que afectan al sector A.

4.3.4.7. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos

Como en el sector A, el desarrollo de halos de reemplazo sobre el Fe-Ni metálico es variable. Sin embargo, hay mayor predominancia de granos completamente alterados que de aquellos con reemplazo parcial, los que estarían localizados hacia el centro del sector. El reemplazo en halos ocurre preferentemente sobre granos de kamacita, algunos de ellos con formación de cavidades de disolución.

4.3.4.8. Reemplazo intramineral

Dominio que actúa sobre una fracción importante del FeS. Los granos de troilita exhiben reemplazo avanzado, dejando pequeños relictos del mineral original, o reemplazo completo que culmina en la disolución de los cristales. La meteorización de los granos de sulfuro predomina por sobre la alteración del Fe-Ni metálico.

4.3.4.9. Grado de reemplazo

La estimación del porcentaje de reemplazo de los minerales opacos primarios es de ~72%. Por ende, la acción de la meteorización terrestre sobre el sector B es avanzada.

4.3.4.10. Alteración de fases silicatadas

La superficie de estudio presenta una coloración anaranjada relativamente uniforme pero que tiende a concentrarse en los bordes de la muestra y alrededor de las venillas de meteorización. A su vez, cristales de olivino y piroxeno manifiestan evidencias de oxidación en bordes de grano y en las fracturas que los surcan. El reemplazo de los silicatos ferromagnesianos se estima en aproximadamente un 12% (Figura 4.40).

4.3.5. Condrilo DM-145

4.3.5.1. Venillas

Condrilo con el menor contenido y espesor de venillas, alcanzando un promedio de ~10 μm . Las venillas están rellenas por oxi-hidróxidos de Fe y aquellas de mayor envergadura están congregadas hacia los bordes de la muestra. Es posible identificar venillas de choque, finas y de trazos rectos, sin embargo, la mayor parte corresponde a venillas de meteorización, de mayor grosor y trazos irregulares.

4.3.5.2. Halos de reemplazo alrededor de minerales opacos

El rango de acción de este dominio es variable. Si bien, fueron observados granos de Fe-Ni metálico con reemplazo total por oxi-hidróxidos de Fe, la mayoría de ellos presenta un desarrollo incipiente de los anillos de reemplazo. Aun así, hay cristales de kamacita asociados a la formación de cavidades de disolución.

4.3.5.3. Reemplazo intramineral

El grado de alteración por reemplazo intramineral en granos de FeS es avanzado. En general, la troilita está completamente reemplazada, encontrándose pocos cristales con reemplazo parcial en porciones interiores del condrilo. Este dominio está vinculado con la formación de cavidades de disolución producto de la porosidad intrínseca del sulfuro.

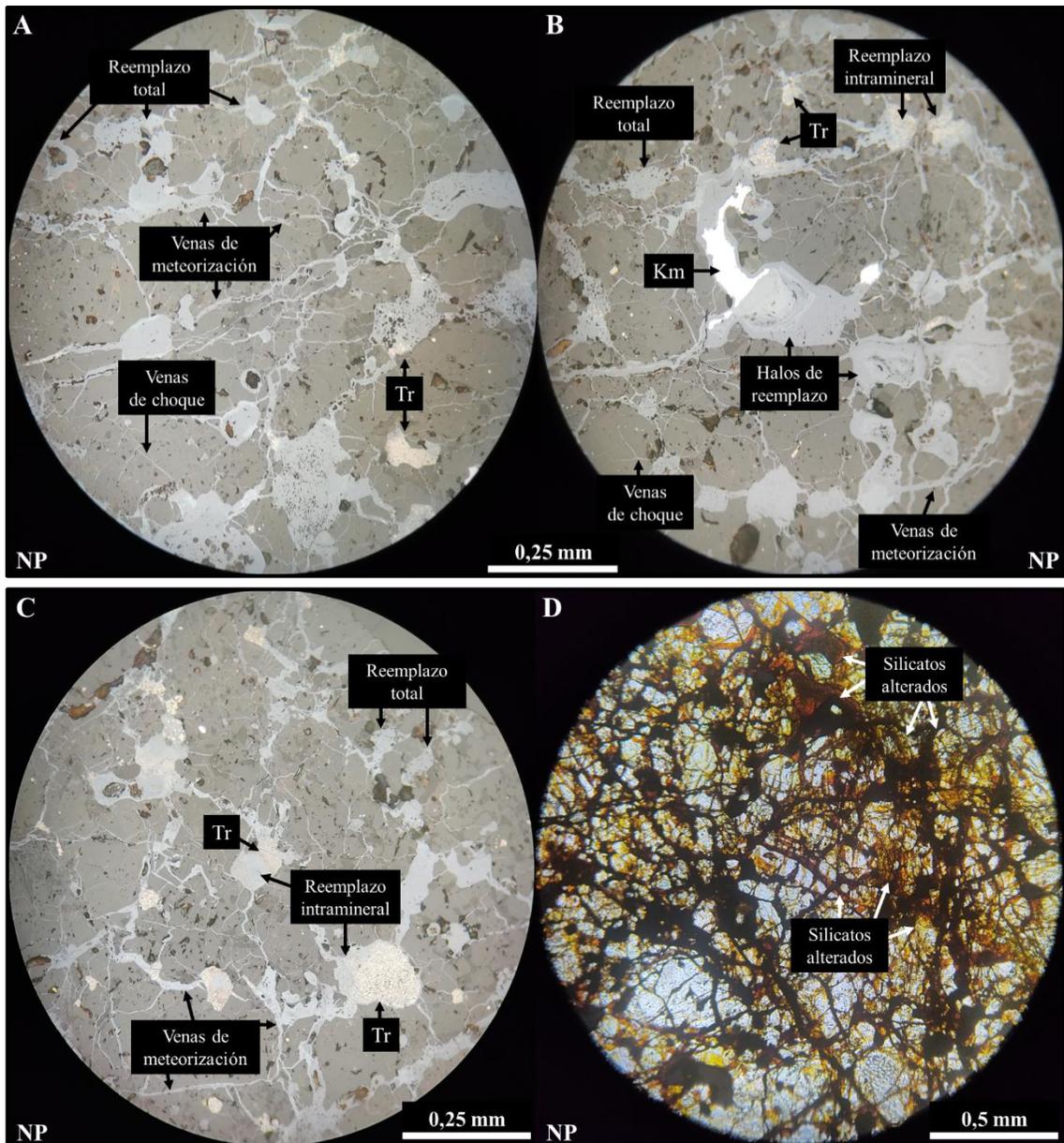


Figura 4.40: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-132 (sector B). A) Nicolos paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 200x. Enrejado de venillas de meteorización en contacto con minerales opacos que presentan reemplazo total o parcial avanzado (lo que deja relictos del mineral original (troilita (Tr))). Presencia localizada de venillas de choque; B) Cristal de kamacita (Km) con desarrollo de halos de reemplazo y pequeños granos de Tr afectados por reemplazo intramineral; C) Otro ejemplo de reemplazo intramineral sobre cristales de Tr; D) NP en luz transmitida, aumento 100x. Oxidación de silicatos ferromagnesianos bordes de grano y fracturas.

4.3.5.4. Grado de reemplazo

La estimación del porcentaje de reemplazo de los minerales metálicos es de aproximadamente el 62%. Esto quiere decir que, el progreso de la meteorización terrestre en la roca es moderado a avanzado.

4.3.5.5. Alteración de fases silicatadas

Se estima que la oxidación de los silicatos ferromagnesianos correspondería a un 20%. La sección manifiesta una coloración anaranjada-rojiza especialmente intensa en comparación con el resto de las muestras, acentuándose en los límites externos del condrito y cercano a venillas de meteorización. También, la tonalidad resalta en bordes de grano de olivinos y piroxenos y en las fracturas que los atraviesan (Figura 4.41).

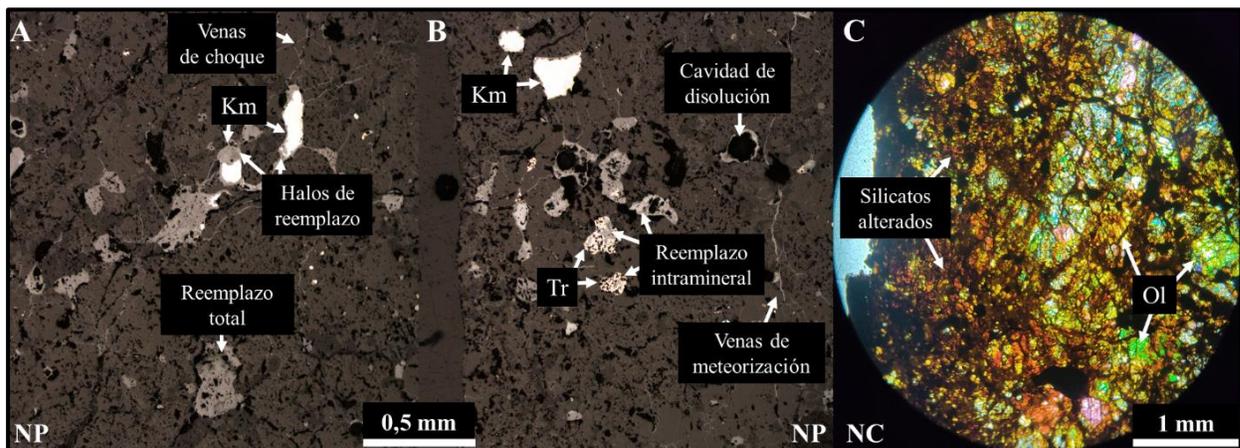


Figura 4.41: Fotomicrografías al microscopio óptico de las evidencias de meteorización terrestre en el condrito DM-145. A) Nicoles paralelos (NP) en luz reflejada, aumento 50x. Cristales de kamacita (Km) con desarrollo de halos de reemplazo. Se distinguen finas venillas de choque; B) Cristales de Km prácticamente inalterados, mientras que, los granos de troilita (Tr) exhiben reemplazo intramineral que culmina en la formación de cavidades de disolución. Se observa una venilla de meteorización, de menor envergadura comparado con el resto de los condritos; C) Nicoles cruzados (NC) en luz transmitida, aumento 50x. Tonalidad anaranjada a rojiza sobre la superficie de la lámina transparente pulida, indicando oxidación de los silicatos.

4.3.6. Resumen

Fueron encontradas evidencias de meteorización terrestre en los 5 condritos ordinarios en estudio. En todos ellos están presentes los dominios de venillas, halos de reemplazo y reemplazo intramineral, aunque se extienden en distintas proporciones.

Referente a las venillas, se identificaron 2 tipos. En primer lugar, venillas de meteorización caracterizadas por trazos gruesos y sinuosos, típicamente localizadas en los bordes externos de los

condritos, corresponderían al tipo de venilla más abundante, relacionado con los efectos que tiene el medioambiente terrestre sobre los meteoritos. En segundo lugar, venillas de choque reconocibles por trazos finos y rectos que atraviesan, por lo general, a la matriz, estarían asociadas a los procesos de impacto y fusión de los componentes metálicos en el espacio exterior. Las venillas actúan como planos preferenciales para la movilización de los agentes oxidativos y, por lo tanto, suelen estar rellenas por oxi-hidróxidos de Fe mientras que los granos circundantes están frecuentemente alterados. Los condritos con el desarrollo más significativo de este dominio corresponden a DM-132 (sector B y A) y DM-028.

Con respecto a la formación de halos de reemplazo, dominio que afecta principalmente al Fe-Ni metálico. El reemplazo comienza desde el borde de grano, formando anillos concéntricos de oxi-hidróxidos de Fe que avanzan hacia el interior del cristal. En cambio, el reemplazo intramineral, dominio generalmente observado en granos de FeS, parte desde el centro del cristal hacia el exterior siguiendo lineamientos internos. Ambos casos están ligados a la creación de porosidad secundaria a través del desarrollo de cavidades de disolución. Sin embargo, el sulfuro corresponde a una fase porosa y, por ende, se alteraría rápidamente en comparación al metal. Estos dominios prevalecen con mayor notoriedad en los condritos DM-028 y DM-132 (sector B).

El grado de reemplazo alude a la estimación del porcentaje de reemplazo de los minerales opacos primarios, kamacita y troilita, por oxi-hidróxidos de Fe con respecto al total de los mismos (Tabla 4.2). El porcentaje de reemplazo aumenta en el siguiente orden: DM-40, DM-132 (sector A), DM-46, DM-145, DM-132 (sector B) y DM-028. De modo que, el sulfuro presenta alteración preferencial en contraposición al metal, los porcentajes de reemplazo para la troilita son más altos que los porcentajes estimados para la kamacita.

Análogamente, fue estimado el porcentaje de reemplazo de los silicatos ferromagnesianos, olivino y piroxeno. Los valores de alteración en orden creciente corresponden a: DM-132 (sector B y A), DM-028, DM-46, DM-145 y DM-40. La oxidación de los cristales prima en la periferia de las secciones y en fracturas, sobre todo en granos adyacentes a venillas de meteorización. Igualmente, la alteración es más intensa en los silicatos de menor tamaño (granos matriciales). Pese a que no fue determinada la composición exacta de los minerales de alteración se presume que corresponden a arcillas e iddingsita.

Tabla 4.2: Porcentaje estimado de reemplazo para los distintos componentes de los condritos en estudio.

Grado de reemplazo equivale al área de reemplazo de los minerales opacos primarios con respecto al área total de los mismos. En la fila de opacos, los valores entre corchetes representan los valores mínimos y máximos de reemplazo, el valor entre los paréntesis angulares indicaría el promedio calculado para cada fase (kamacita (Km) y troilita (Tr)). Finalmente, la fila de silicatos indica el porcentaje estimado de reemplazo conjunto de olivinos (Ol) y piroxenos (Px).

Código	Grado de reemplazo (%)	Opacos (%)		Silicatos (%) (Ol + Px)
		Km	Tr	
DM-028	85,83	[0-100]<70>	[0-100]<85>	16
DM-40	23,75	[0-100]<15>	[0-100]<27>	31
DM-46	55,42	[0-100]<48>	[0-100]<57>	17
DM132A	48,33	[0-100]<23>	[0-100]<55>	15
DM-132B	72,5	[0-100]<53>	[0-100]<68>	12
DM-145	62,5	[0-100]<48>	[0-100]<65>	20

5. QUÍMICA MINERAL DE LOS CONDRITOS ORDINARIOS

Todos los condritos presentan abundancias de elementos mayores (no-volátiles) semejantes a la composición solar. Aunque los minerales que los conforman tengan composiciones químicas que le son propias y distintivas, la totalidad de la roca exhibe una composición primitiva casi constante, denominada composición condritica. La naturaleza primordial de los condritos requiere que su génesis aconteciera en un cuerpo parental que escapó a los extensivos procesos *post*-acrecionarios, en contraste con acondritos, rocas lunares y terrestres que conservan composiciones no-solares testificando un grado de diferenciación química.

Existen numerosas huellas geoquímicas y mineralógicas que reflejan el reservorio y el medio en el que evolucionó una muestra determinada. Algunos de los vestigios más útiles para identificar la procedencia y carácter del ambiente planetario incluyen la composición elemental y la asociación mineral.

Cada clase y grupo de condritos tiene un patrón de abundancias elementales único y bien definido, mostrando variaciones sistemáticas de sus elementos mayores no-volátiles, tales como Si, Mg, Fe y Al. Estas variaciones, además de las fluctuaciones en el contenido de los componentes principales, son llamadas primarias ya que surgieron durante la acumulación del material que dio origen al cuerpo parental.

Asimismo, el estado de oxidación es una característica distintiva dada por la razón Fe^0/Fe^{2+} ($Fe_{\text{metálico}}/Fe_{\text{oxidado}}$). En los condritos ordinarios, el estado de oxidación aumenta en el orden H-L-LL, probado por la razón $[Fe/(Fe+Mg)]$ que incrementa en la misma dirección y que ha sido cuantificada con base en la química de olivinos y piroxenos. En los EOC's, la composición de olivinos y piroxenos bajo en Ca se encuentra equilibrada en cuanto a la abundancia de elementos mayores. Consecuentemente, el contenido y estado del Fe son propiedades fundamentales para la determinación del grupo químico y, a su vez, corresponde al atributo que controla la mineralogía de la roca.

En breve, se proporcionan los resultados de los análisis químicos efectuados sobre las muestras DM-028 y DM-145. Estos comprenden una caracterización general de la naturaleza mineral de los condritos confeccionada a partir de varios métodos (microsonda electrónica (EPMA), microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS) y *Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron*

Microscopy[®] (QEMSCAN[®])) con el fin de evaluar y validar clasificaciones preexistentes con instrumentos semi-automatizados.

5.1. ANÁLISIS PUNTUALES DE ELEMENTOS MAYORES MEDIANTE MICROSONDA ELECTRONICA (EPMA)

En los EOC's (tipos petrológicos 4 a 7) la composición química de las fases primarias silicatadas, olivino y piroxeno bajo en Ca, está equilibrada con respecto a los elementos mayores. Esto quiere decir que los condritos han pasado por eventos térmicos que provocaron una homogenización química como resultado de la difusión de elementos dentro de la estructura mineral y entre los minerales (por ejemplo, movilización de Fe y Mg).

5.1.1. Condrito DM-028

El condrito DM-028 es el único estudiado con microsonda electrónica. Se determinaron 2 áreas (DM028_2 y DM028_3) para tomar 43 análisis puntuales pseudoaleatorios (Tabla D.1 y D.2, Anexo 3.D.) sobre fragmentos cristalinos silicatados (sin considerar metales, sulfuros y oxihidróxidos de Fe). Para lograr buenas mediciones, los granos debían estar limpios, en lo posible, libres de alteración terciaria y cuaternaria.

Los puntos fueron filtrados según la cantidad de Si y agrupados en olivinos (17,19% a 19,78% en peso de Si) y piroxenos de bajo Ca (23,03% a 27,54% en peso de Si).

5.1.1.1. Olivino

A través de 12 mediciones puntuales fue posible entrever la variabilidad en la composición de elementos mayores para el olivino (Figura 5.1). Las proporciones de forsterita (Fo, olivino rico en Mg) y fayalita (Fa, olivino rico en Fe) tienen especial énfasis en la clasificación de los condritos. Para la muestra DM-028, los valores de Fa caen en el rango $Fa_{9,12-30,52}$, con promedio $Fa_{20,86}$ y desviación estándar igual a 7,47 (Figura 5.2). En algunos casos se detectó zonación, como, por ejemplo, en los puntos 12 y 13 del área DM028_3, cuya composición desde el centro al borde del grano varía entre $Fa_{15,38}$ y $Fa_{30,44}$, respectivamente (Figura 5.3). La composición promedio del olivino equivale a $Fo_{79,14}Fa_{20,86}$.

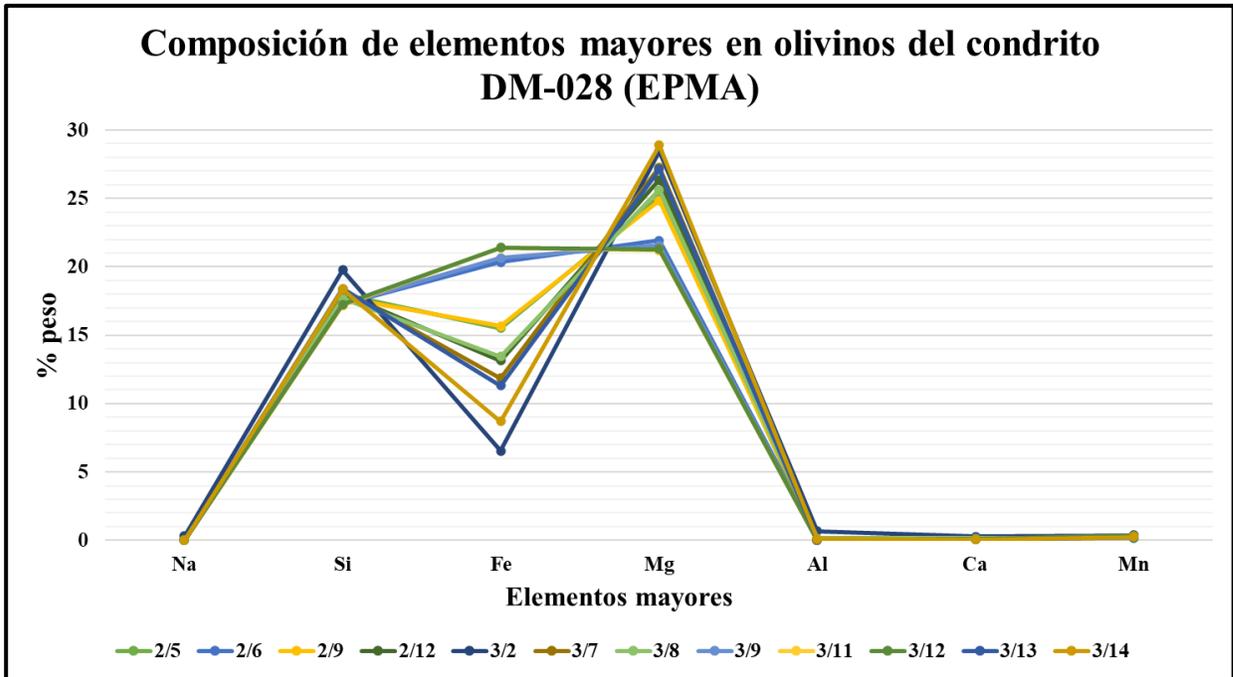


Figura 5.1: Composición de elementos mayores en olivinos del condrito DM-028 (EPMA). La variación en los contenidos de Fe y Mg está ligada a los valores de desviación estándar en el cálculo del promedio composicional (5,07 y 2,84, respectivamente). Al mismo tiempo, está relacionada con la desviación estándar del promedio de Fa (7,47). Lo anterior podría indicar una equilibración química incompleta.

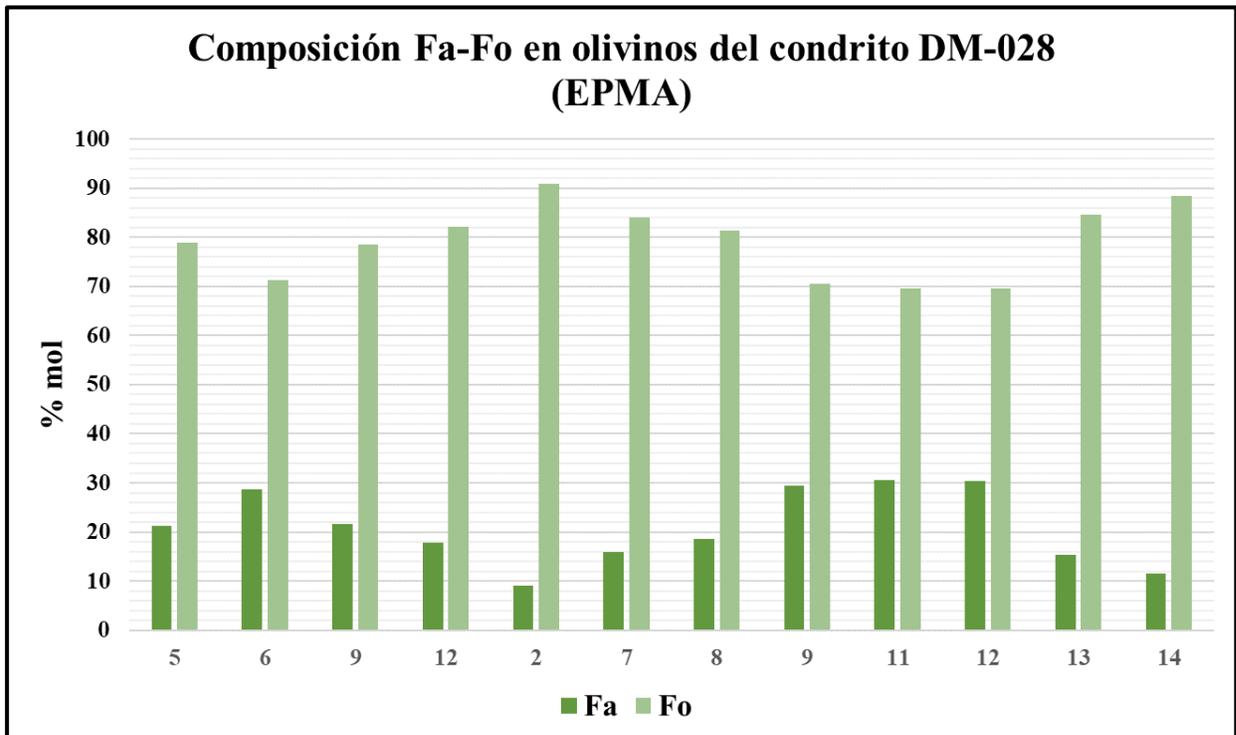


Figura 5.2: Composición Fa-Fo en olivinos del condrito DM-028 (EPMA). Los primeros 4 puntos de izquierda a derecha corresponden al área DM028_2 (2/5, 2/6, 2/9 y 2/12), los puntos restantes pertenecen al área DM028_3 (3/2, 3/7, 3/8, 3/9, 3/11, 3/12, 3/13 y 3/14). Notar que el comportamiento de las barras no es lineal, señal de fluctuación en la composición de Fe y Mg.

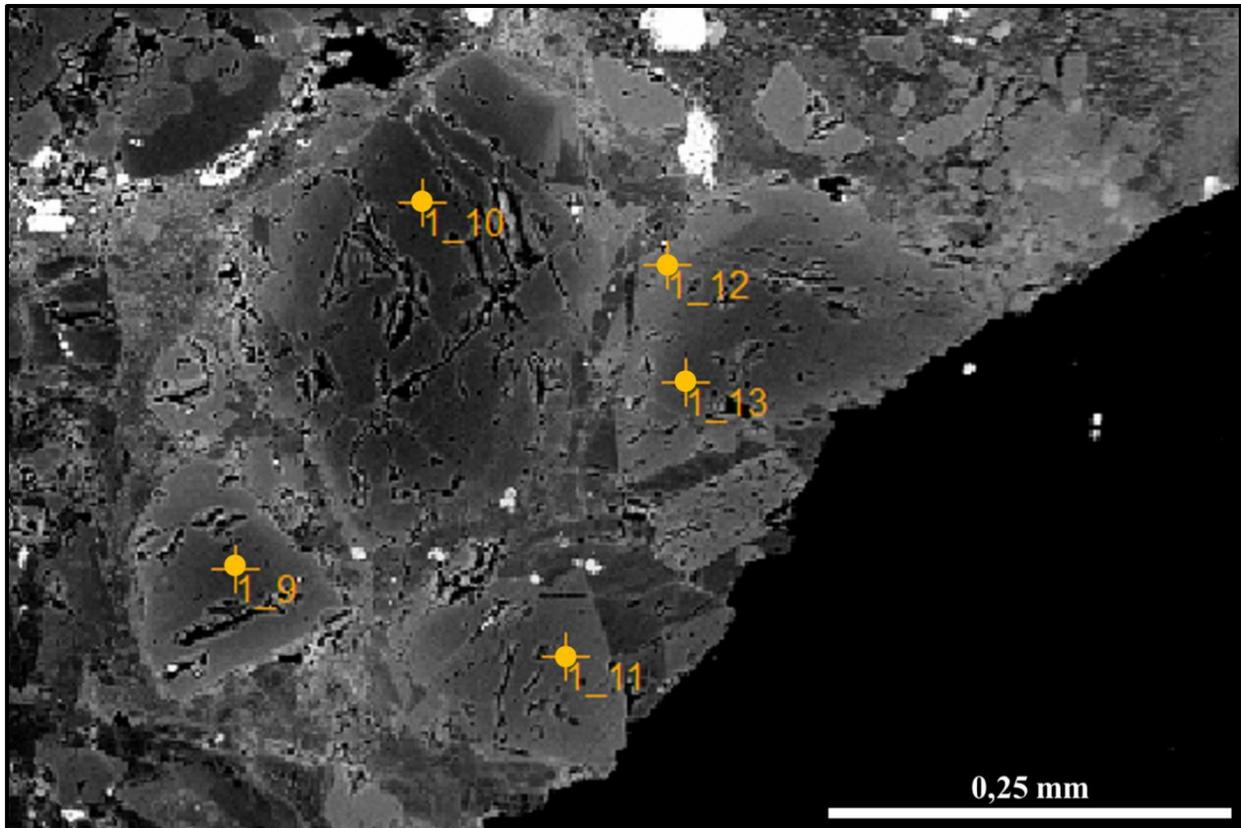


Figura 5.3: Imagen de electrones retrodispersados (BSE) donde se observa zonación en cristales de olivino del condrito DM-028 (área DM028_3, EPMA). Los puntos 12 y 13 permiten apreciar cualitativa y cuantitativamente la variación composicional desde el borde al centro del grano de olivino (transición en tonalidad de grises vinculada con la composición $Fa_{15,38-30,44}$). El borde del cristal es más claro por ser más rico en Fe ($Z=26$) que el núcleo, rico en Mg ($Z=12$). Los puntos 9, 10 y 11 también están emplazados sobre los núcleos de cristales zonados.

5.1.1.2. Piroxeno bajo en Ca

9 puntos fueron utilizados para analizar la composición de elementos mayores del piroxeno bajo en Ca (Figura 5.4). En esta ocasión, se determinaron los contenidos de ferrosilita (Fs, piroxeno rico en Fe), enstatita (En, piroxeno rico en Mg) y wollastonita (Wo, piroxeno rico en Ca). Los resultados para la muestra estudiada abarcan desde $Fs_{2,42}$ hasta $Fs_{23,08}$, con promedio $Fs_{14,95}$ y desviación estándar igual a 10,28. La composición promedio del piroxeno bajo en Ca corresponde a $En_{81,30}Fs_{14,95}Wo_{3,76}$. Si las cifras son proyectadas en el diagrama de clasificación de piroxenos, propuesto por Morimoto (1988), caen en la casilla de la enstatita (Figura 5.5).

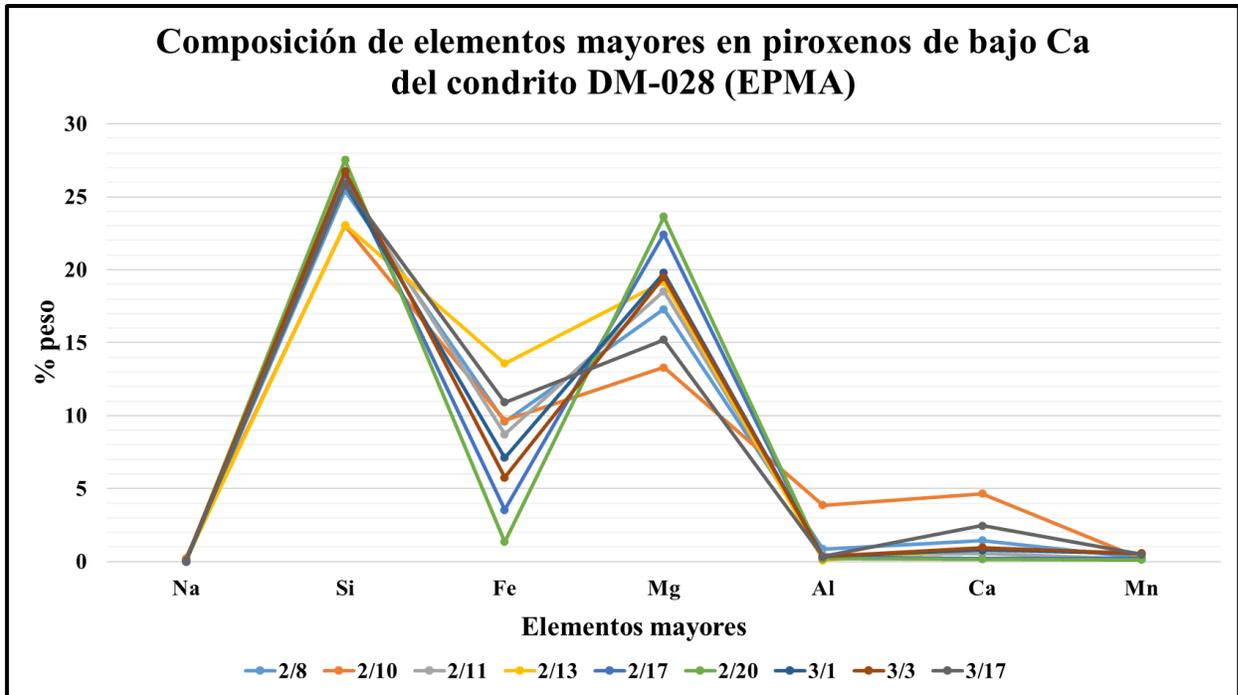


Figura 5.4: Composición de elementos mayores en piroxenos de bajo Ca del condrito DM-028 (EPMA). La mayor oscilación nuevamente recae en los elementos Fe y Mg. La desviación estándar del promedio de ambos es cercana a 3 mientras que la desviación estándar del promedio de Fs es de 10,28.

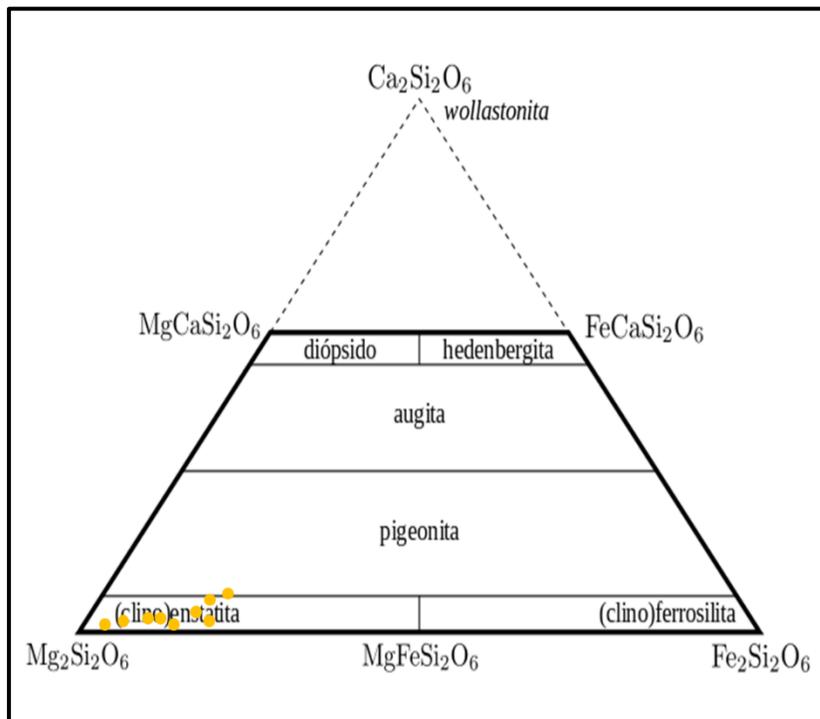


Figura 5.5: Clasificación del piroxeno bajo en Ca del condrito DM-028 (EPMA) (Modificado de Morimoto, 1988). Los círculos amarillos representan los 9 análisis puntuales tomados sobre cristales de piroxeno bajo en Ca, cuya composición promedio equivale a $En_{81,30}Fs_{14,95}Wo_{3,76}$.

5.2. ANÁLISIS PUNTUALES DE ELEMENTOS MAYORES MEDIANTE MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM-EDS)

Los condritos DM-028 y DM-145 fueron analizados a través de EDS en un microscopio electrónico de barrido. La elección de ambas muestras está basada en propiedades texturales que más adelante servirán para contrastar la química mineral en condritos ordinarios de distinto tipo petrológico. En el caso del condrito DM-028, serán comparados los resultados de los procedimientos utilizados, esto es EPMA *versus* SEM-EDS (Capítulo 6).

5.2.1. Condrito DM-028

Se tomaron 10 análisis puntuales a granos silicatados (Tabla E.1, Anexo 3.E.), considerando que presentasen la menor afectación por procesos de metamorfismo de choque y meteorización terrestre.

5.2.1.1. Olivino

Fueron ejecutados 5 análisis sobre cristales de olivino, seleccionados según el contenido de Si en el mineral (13,11% a 17,16% en peso de Si) (Figura 5.6). De ahí que, los valores calculados de Fa caen en el rango $Fa_{19,71-21,19}$, con promedio $Fa_{20,54}$ y desviación estándar igual a 0,61 (Figura 5.7). Por ende, la composición promedio del olivino correspondería a $Fe_{79,46}Fa_{20,54}$.

5.2.1.2. Piroxeno bajo en Ca

De igual modo, fueron analizados 5 puntos sobre granos de piroxeno bajo en Ca, elegidos según el contenido de Si en el mineral (18,03% a 20,83% en peso de Si) (Figura 5.8). Los resultados calculados abarcan el rango $Fs_{17,88-19,13}$, con promedio $Fs_{18,52}$ y desviación estándar igual a 0,58. Por ende, la composición promedio del piroxeno bajo en Ca equivale a $En_{79,79}Fs_{18,52}Wo_{1,70}$. Al proyectarla en el diagrama propuesto por Morimoto (1988) para la clasificación de piroxenos arroja el campo de la enstatita (Figura 5.9).

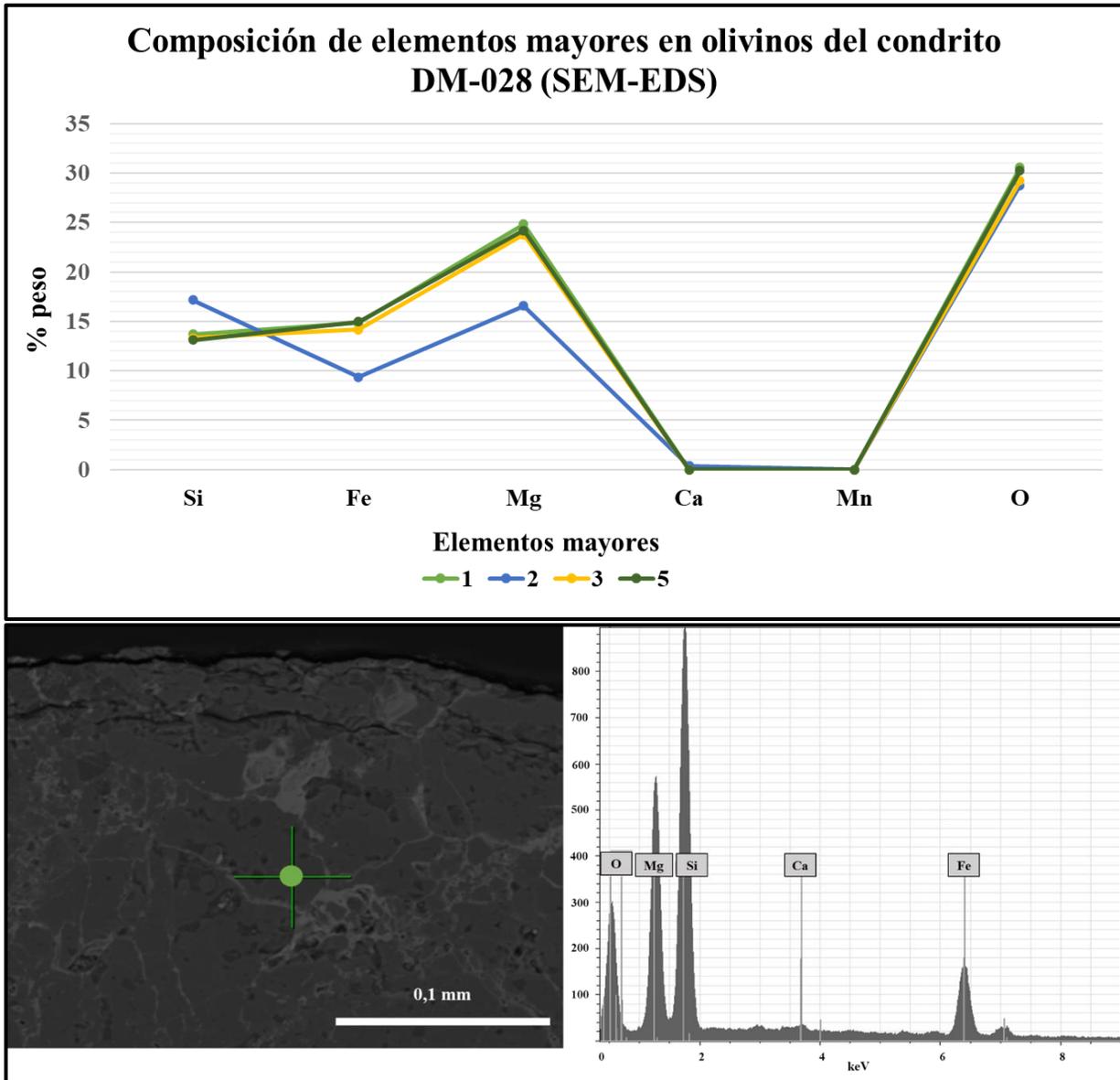


Figura 5.6: Composición de elementos mayores en olivinos del condrito DM-028 (SEM-EDS). A pesar de que los contenidos de elementos mayores en los olivinos son similares, el punto 2 manifiesta disimilitudes. En la parte inferior de la figura, a la izquierda la localización del punto 2 (imagen de electrones retrodispersados (BSE)) y a la derecha el espectro composicional (EDS) pertinente al punto. Posiblemente la composición varíe con respecto a las demás mediciones debido a la cercanía del grano con la periferia del condrito y por la influencia de las venillas de meteorización adyacentes. El punto 7 fue descartado.

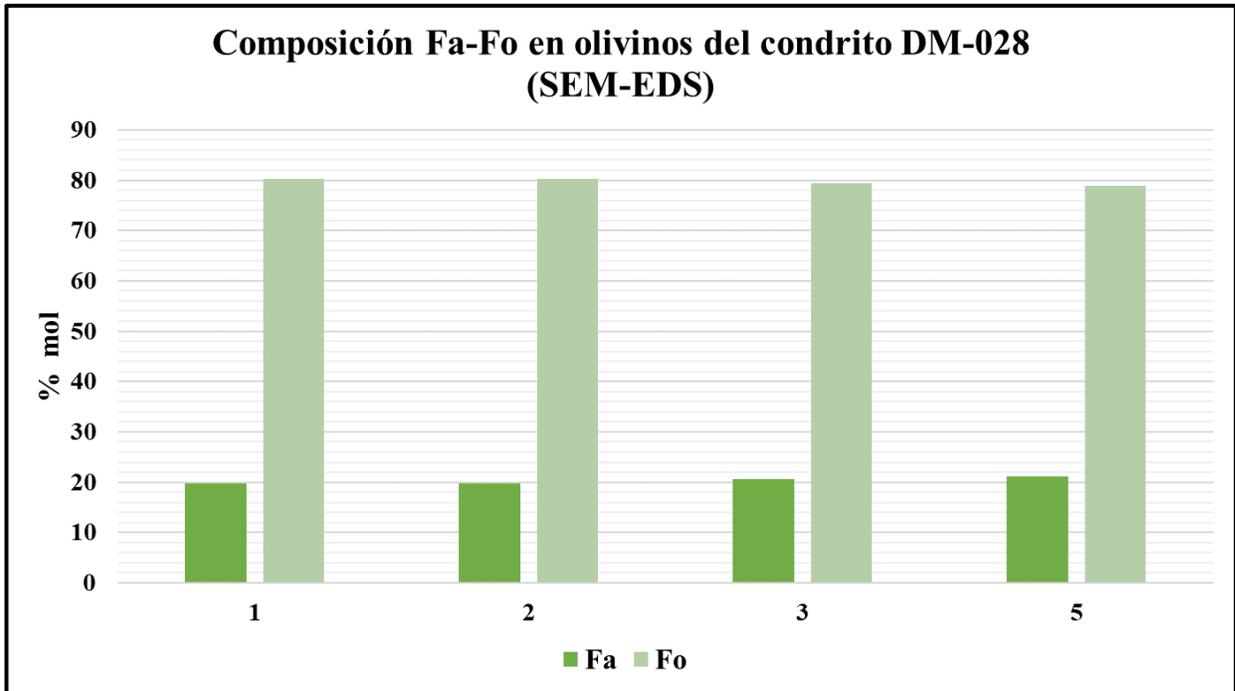


Figura 5.7: Composición Fa-Fo en olivinos del condrito DM-028 (SEM-EDS). El comportamiento de las barras es prácticamente lineal, con una variación de ~1%. La desviación estándar para el promedio de Fa es igual a 0,61.

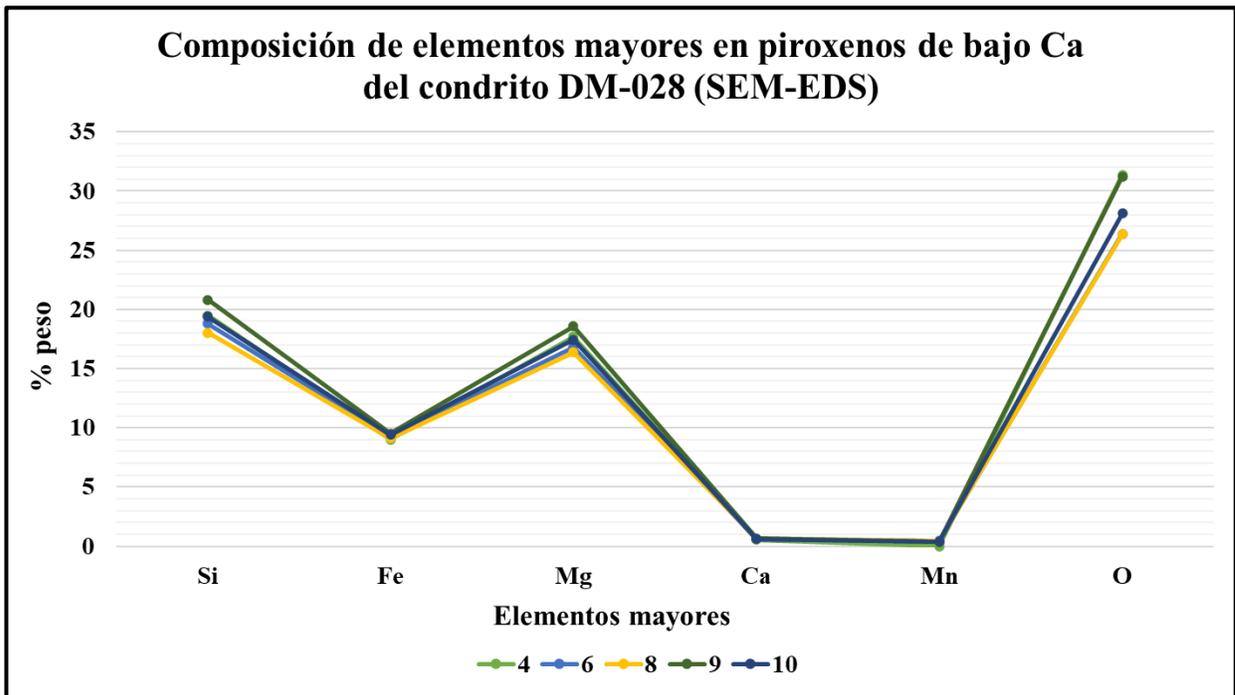


Figura 5.8: Composición de elementos mayores en piroxenos de bajo Ca del condrito DM-028 (SEM-EDS). El contenido de elementos mayores destaca por un acotado intervalo de variabilidad (~2%). La desviación estándar del promedio de Fs es 0,58.

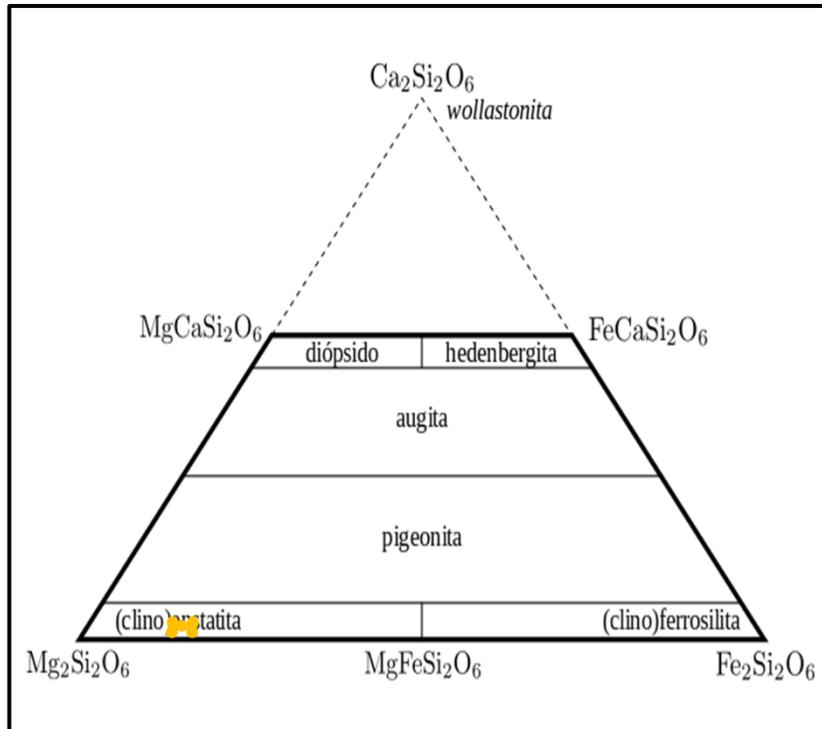


Figura 5.9: Clasificación del piroxeno bajo en Ca del condrito DM-028 (SEM-EDS) (Modificado de Morimoto, 1988). Los círculos amarillos representan los 5 análisis puntuales tomados sobre cristales de piroxeno bajo en Ca, cuya composición promedio equivale a $\text{En}_{79,79}\text{Fs}_{18,52}\text{Wo}_{1,70}$.

5.2.2. Condrito DM-145

Como en el caso anterior, 10 puntos de análisis fueron medidos sobre granos silicatados libres de alteración (Tabla E.2, Anexo 3.E.).

5.2.2.1. Olivino

5 cristales de olivino fueron seleccionados conforme el contenido de Si del mineral en la muestra (11,98% a 12,88% en peso de Si) (Figura 5.10). A partir de los análisis puntuales es posible calcular los valores de Fa, que varían en el rango $\text{Fa}_{25,82-27,84}$, con promedio de $\text{Fa}_{26,69}$ y desviación estándar igual a 0,79 (Figura 5.11). Por lo tanto, la composición promedio del olivino es igual a $\text{Fo}_{73,31}\text{Fa}_{26,69}$.

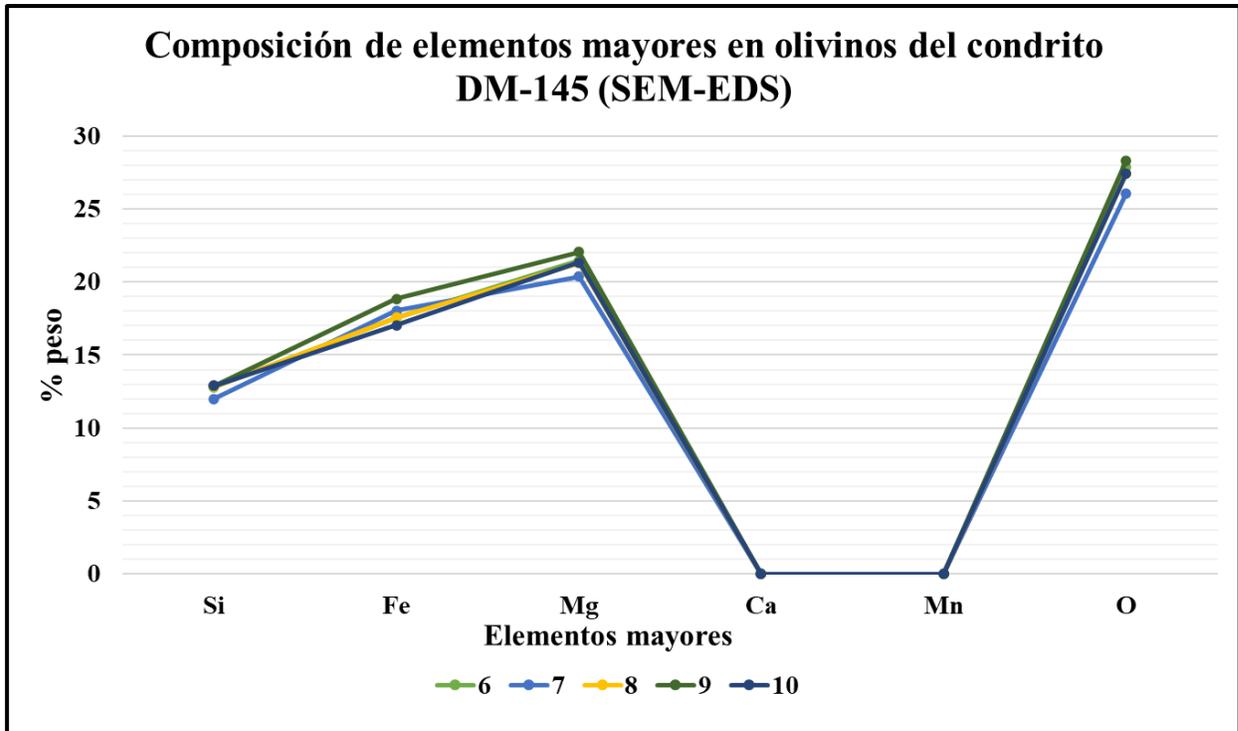


Figura 5.10: Composición de elementos mayores en olivinos del condrito DM-145 (SEM-EDS). Hay gran similitud en el contenido de elementos mayores, reflejado en el bajo valor de desviación estándar relativa al promedio de Fa (0,79). Esto vislumbraría un alto grado de equilibración química.

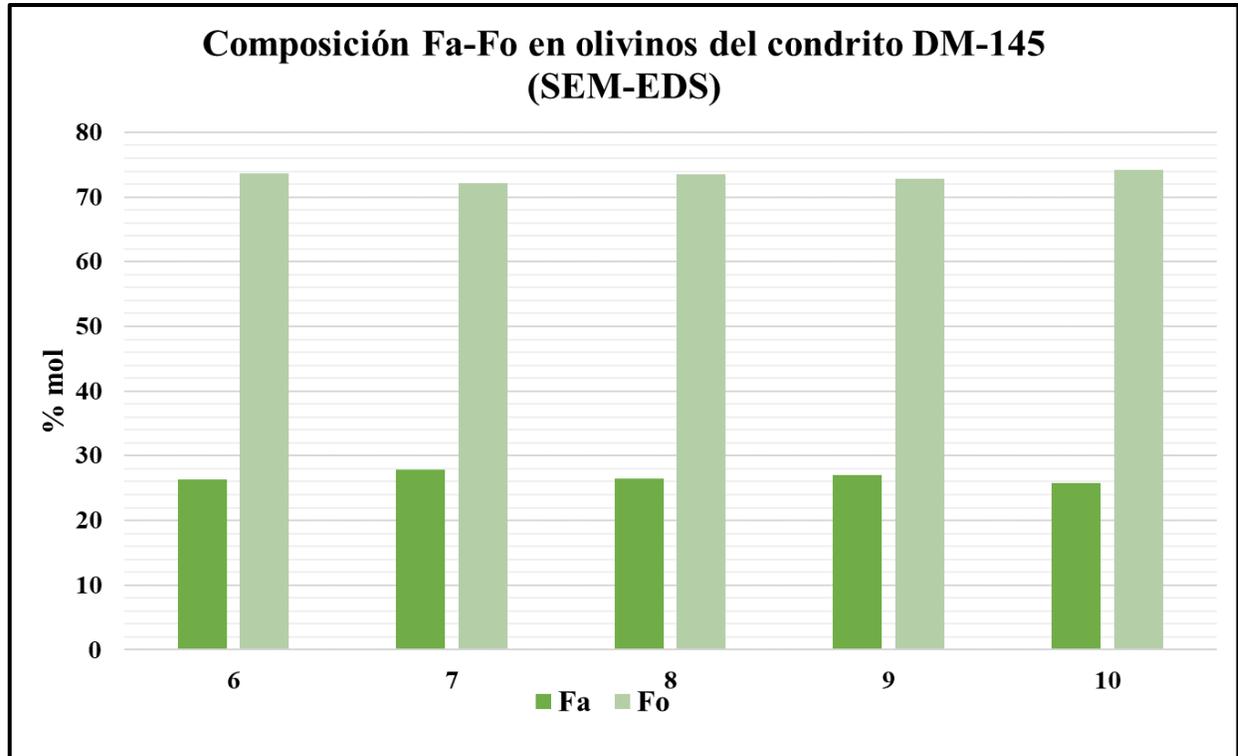


Figura 5.11: Composición Fa-Fo en olivinos del condrito DM-145 (SEM-EDS). El comportamiento de las barras es casi lineal, denotando poca variación en el contenido de Fe y Mg.

5.2.2.2. Piroxeno bajo en Ca

También se midieron 5 puntos en granos de piroxeno bajo en Ca según la abundancia de Si en el mineral (17,30% a 20,47% peso de Si) (Figura 5.12). Las cifras de Fs calculadas oscilan en el rango $Fs_{20,99-23,82}$, con promedio $Fs_{22,80}$ y desviación estándar igual a 1,07. En consecuencia, la composición promedio del piroxeno bajo en Ca correspondería a $En_{75,34}Fs_{22,80}Wo_{1,86}$. Su ubicación en el diagrama de clasificación de piroxenos (Morimoto, 1988) cae en el área de la enstatita (Figura 5.13).

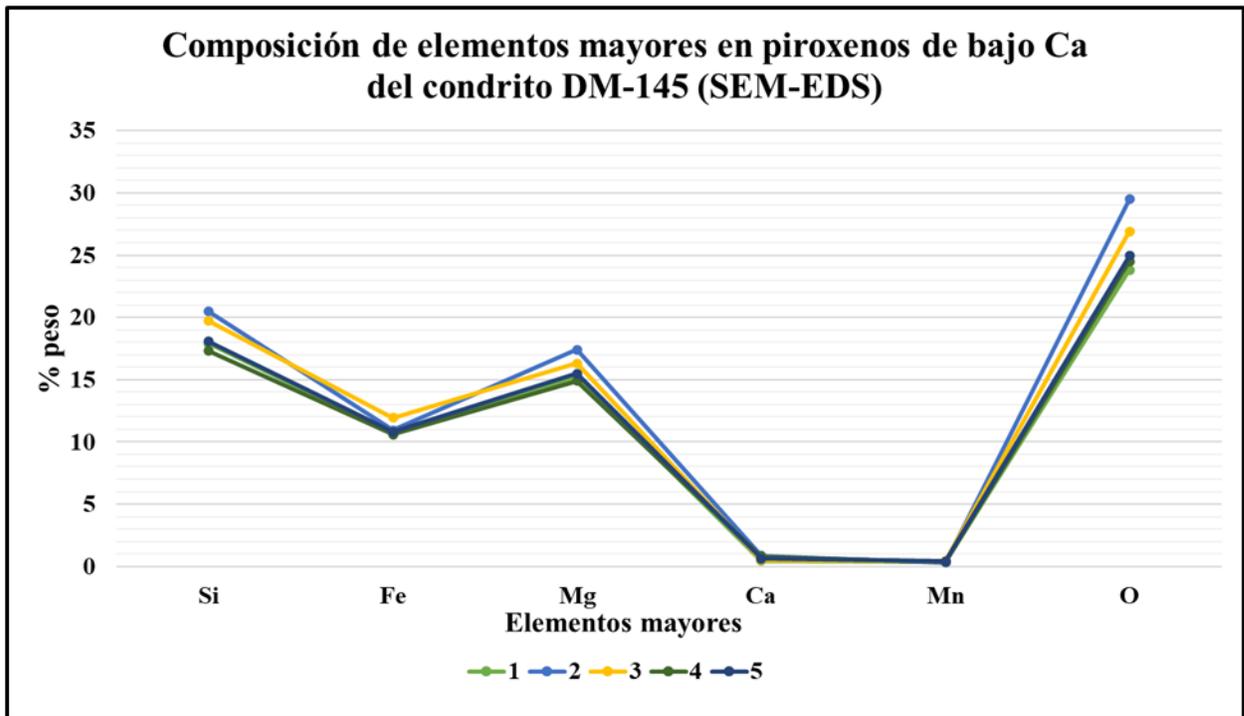


Figura 5.12: Composición de elementos mayores en piroxenos de bajo Ca del condrito DM-145 (SEM-EDS). Bajo índice de fluctuación en las composiciones de los 5 análisis puntuales (~2%).

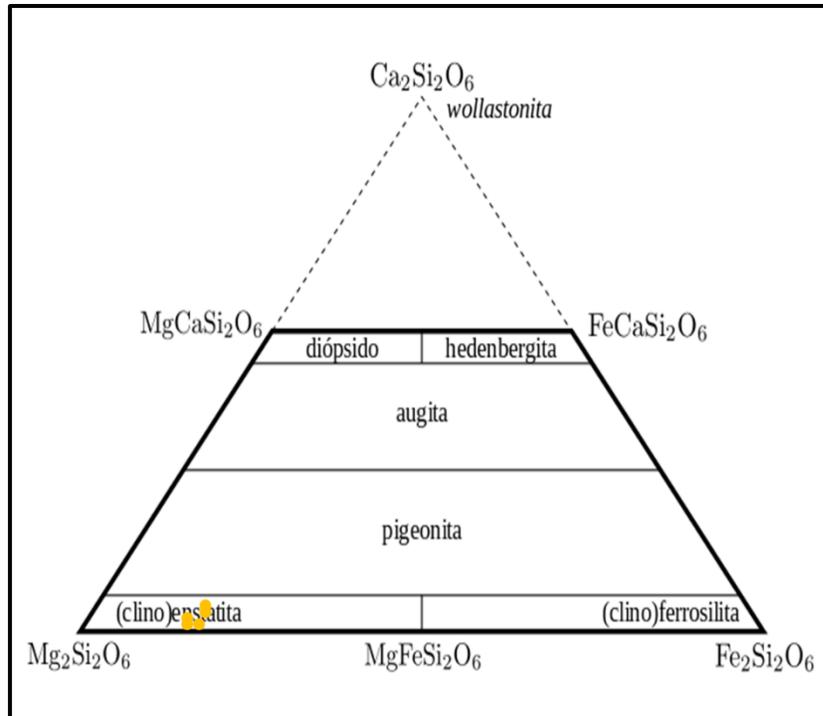


Figura 5.13: Clasificación del piroxeno bajo en Ca del condrito DM-145 (SEM-EDS) (Modificado de Morimoto, 1988). Los círculos amarillos representan los 5 análisis puntuales medidos sobre cristales de piroxeno bajo en Ca, cuya composición promedio equivale a $En_{75,34}Fs_{22,80}Wo_{1,86}$.

5.3. ANÁLISIS EN QEMSCAN®

En seguida, serán presentados los resultados adquiridos con QEMSCAN® para los condritos DM-028 y DM-145. Los análisis y evaluaciones consiguientes de propiedades como la química mineral, mineralogía modal y texturas fueron llevados a cabo con una resolución de 10 μm .

5.3.1. Condrito DM-028

5.3.1.1. Geoquímica

Se compilaron cifras relativas a la composición elemental de roca total del condrito DM-028 (Tabla 5.1 y Figura 5.14), otorgadas por el *software* del instrumento.

Tabla 5.1: Composición elemental del condrito DM-028 (QEMSCAN®). Cifras en porcentaje en peso (% peso). El 26,56% restante corresponde a elementos que no fueron detectados por el instrumento.

Elemento	% peso	Elemento	% peso
Na	0,07	Cr	0,10
Si	9,58	Mn	0,09
Fe	26,93	Co	0,12
Mg	8,24	Ni	4,33
Al	8,24	S	0,14
Ca	0,92	P	0,02
Ti	0,02	O	22,49
K	0,01	Total	73,44

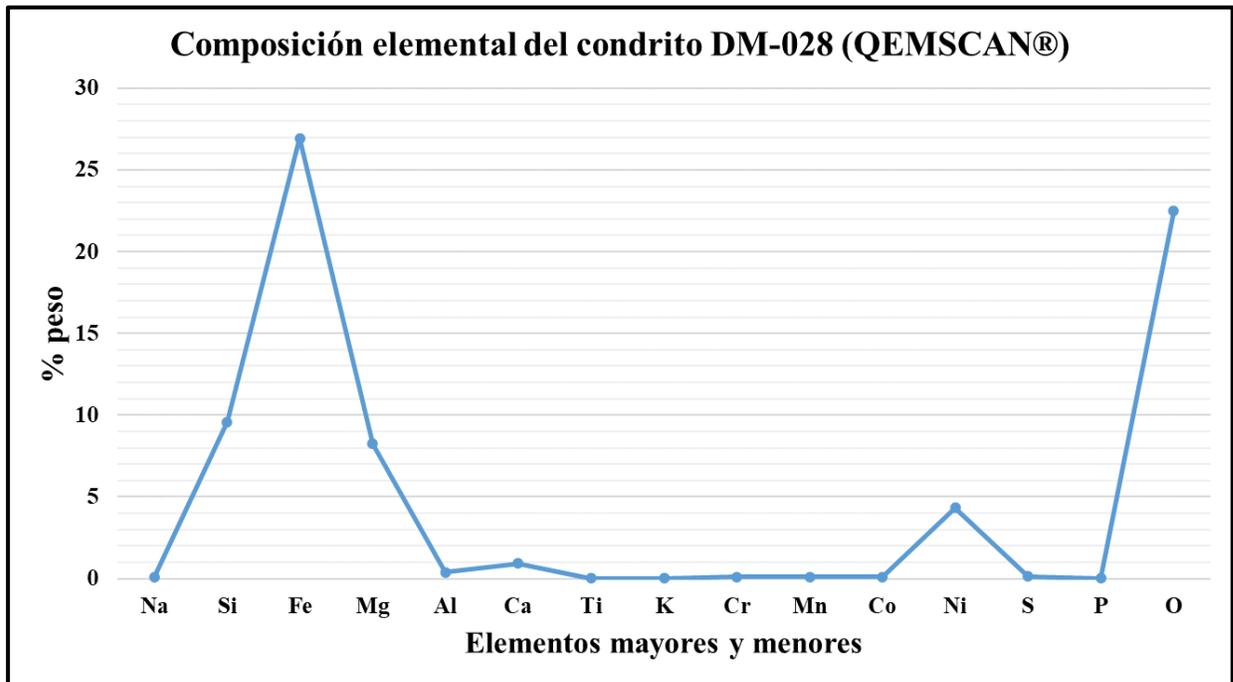


Figura 5.14: Composición elemental del condrito DM-028 (QEMSCAN®). Representación gráfica de la Tabla 5.1. El Fe es el elemento con mayor abundancia.

5.3.1.2. Mineralogía modal

Además de la composición química de roca total, QEMSCAN® proporciona información sobre la mineralogía modal que compone la muestra en estudio (Tabla 5.2 y Figura 5.15).

Las ocurrencias detectadas por QEMSCAN® proceden de una base de datos estándar para la identificación de especies minerales, denominada lista SIP. En Chile (UCN, Antofagasta), la lista SIP fue desarrollada para el estudio de condritos ordinarios de grupo químico L y luego modificada según las necesidades de la investigación. Dicho esto, es necesario resaltar consideraciones sobre ciertas especies presentadas en la Tabla 5.2: i) “Fe-Ni metálico” engloba a las fases kamacita y taenita, sin hacer distinción entre ellas, ii) “Silicatos alterados” agrupa a minerales secundarios

provenientes de la meteorización de silicatos ferromagnesianos, como, por ejemplo, las arcillas, iii) “Óxidos de Fe” reúne a minerales tales como goethita, lepidocrosita, maghemita, magnetita, hematita, entre otros, es decir, minerales secundarios producto de la alteración de fases opacas, y iv) “Otros” está conformado por fases que no fueron reportadas en la lista SIP y que, por lo tanto, QEMSCAN® no es capaz de identificar.

Tabla 5.2: Mineralogía modal del condrito DM-028 (QEMSCAN®).
Valores en porcentaje en peso (% peso).

Mineral	% peso
Olivino	21,19
Ortopiroxeno	13,31
Clinopiroxeno	4,02
Silicatos alterados	18,49
Feldespato	0,87
Troilita	0,49
Óxidos de Fe	22,93
Fe-Ni metálico	15,79
Cromita	0,34
Apatito	0,21
Carbonatos	0,05
Otros	2,31
Total	100,00

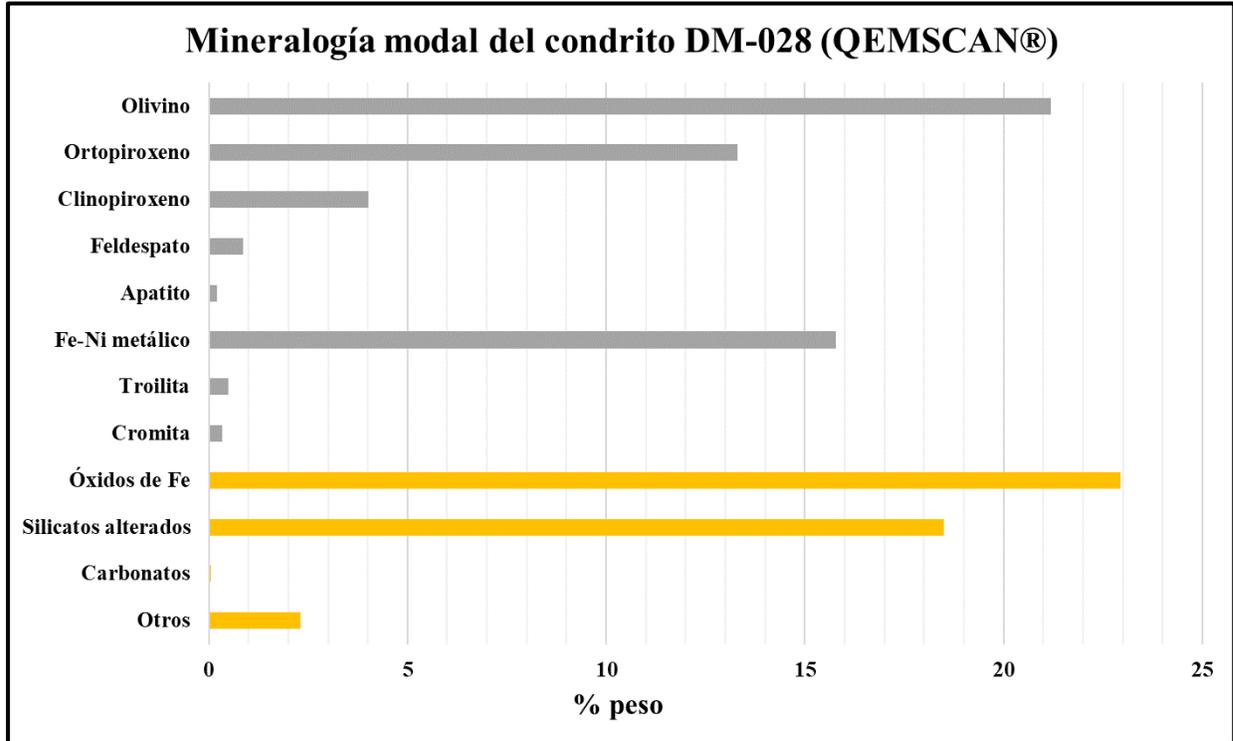


Figura 5.15: Mineralogía modal del condrito DM-028 (QEMSCAN®). Representación gráfica de la Tabla 5.2. Barras grises simbolizan la mineralogía primaria y las barras amarillas representan la mineralogía secundaria.

Para el condrito DM-028 y dentro del grupo de minerales primarios, el olivino es la especie más abundante (~21% peso) seguido por el Fe-Ni metálico, ortopiroxeno y clinopiroxeno. No obstante, el contenido de minerales secundarios salta a la vista, donde silicatos alterados y óxidos de Fe en conjunto alcanzan el 41,42% en peso de la muestra.

5.3.1.3. Mapas mineralógicos QEMSCAN®

QEMSCAN® faculta la adquisición de mapas mineralógicos en falso color de la superficie de la muestra en estudio (Figura 5.16). También permite la creación de mapas de cada mineral por separado (Figura 5.17 y Figura 5.18) y la obtención de mapas de concentración de elementos (Figura 5.19), lo anterior sumado a figuras de distribución de tamaño de grano para cromita, Fe-Ni metálico, apatito y troilita (Anexo 3.F. y 3.G.). El interés de estas imágenes recae en el reconocimiento de texturas, la observación de la distribución, tamaños y contornos de granos y la identificación de relaciones interminerales y puntos de interés.

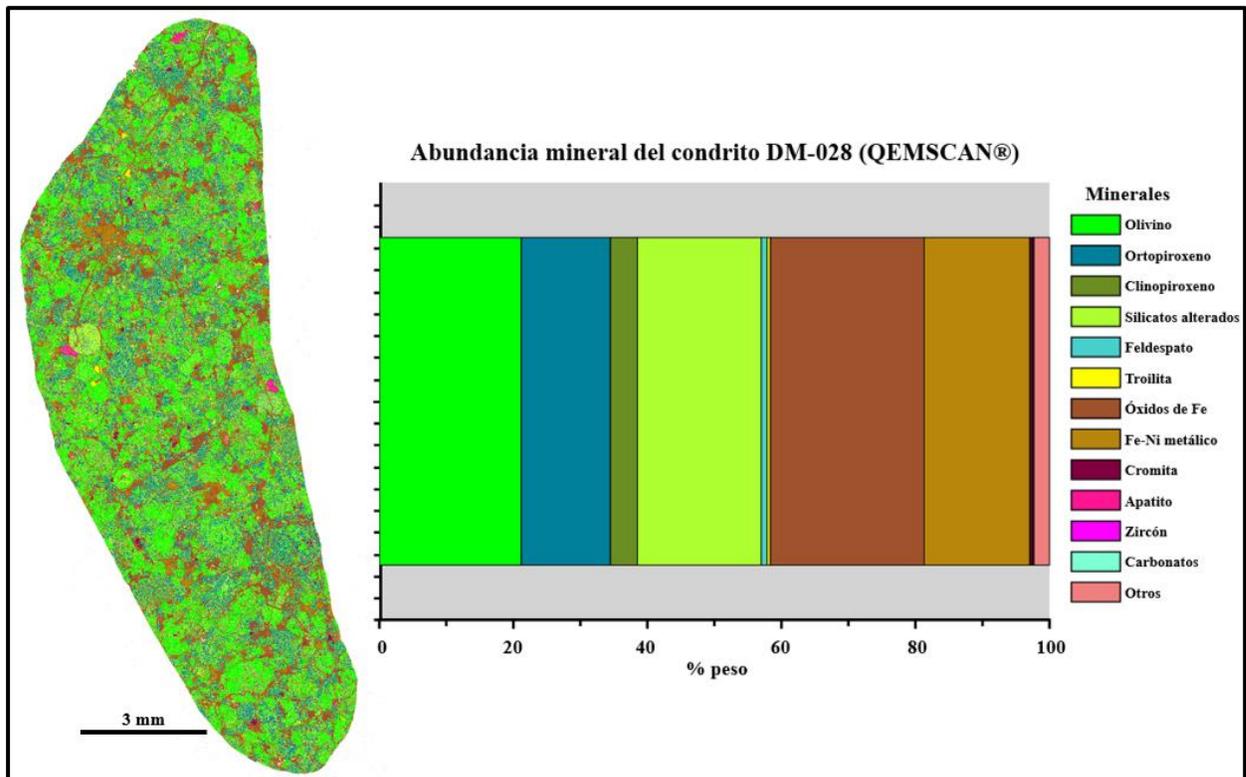


Figura 5.16: Mapa mineralógico en falso color del condrito DM-028 (QEMSCAN®). A la derecha, esquema de la abundancia mineral del condrito y la leyenda correspondiente.

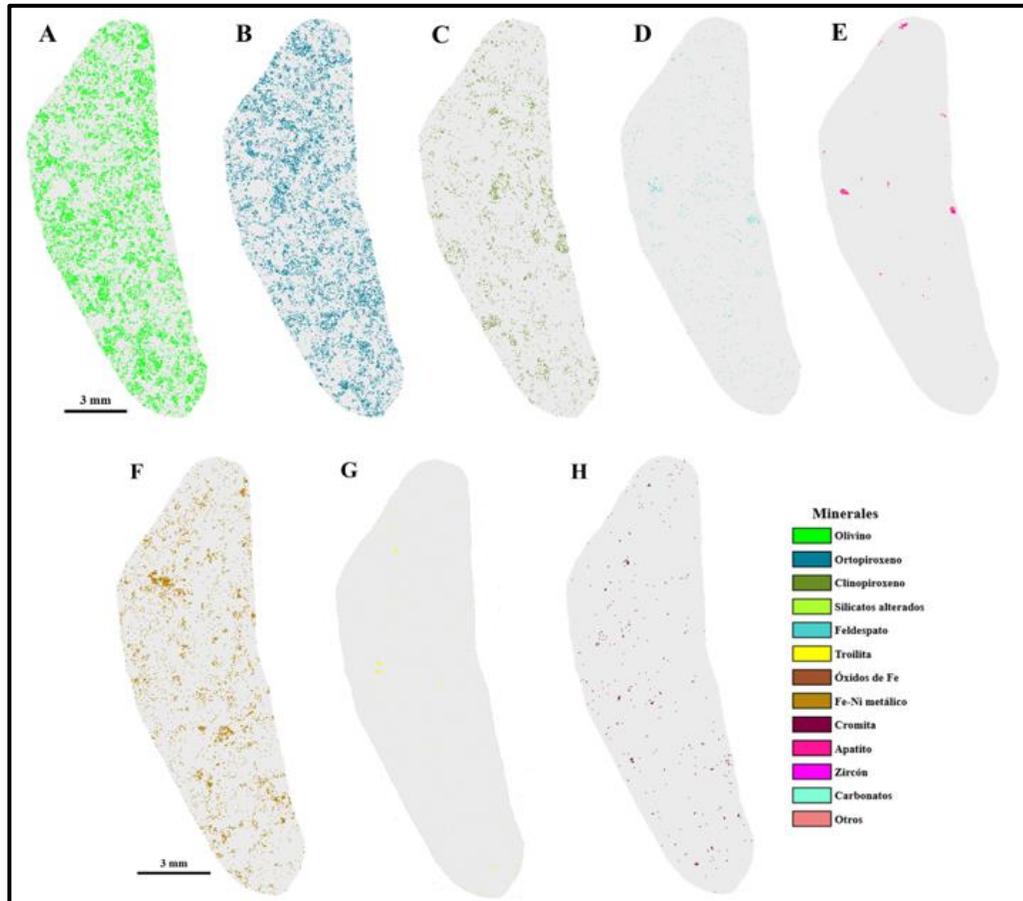


Figura 5.17: Mapas de mineralogía primaria en falso color del condrito DM-028 (QEMSCAN®). A) Olivino; B) Ortopiroxeno; C) Clinopiroxeno; D) Feldespato; E) Apatito; F) Fe-Ni metálico; G) Troilita y H) Cromita.

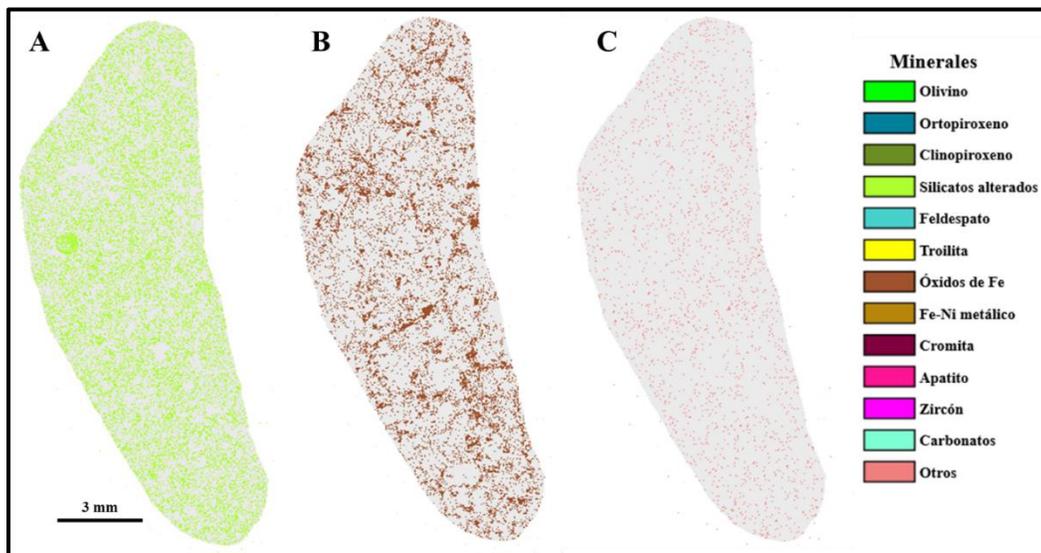


Figura 5.18: Mapas de mineralogía secundaria en falso color del condrito DM-028 (QEMSCAN®). A) Silicatos alterados; B) Óxidos de Fe y C) Otros. Nótese el área abarcada tanto por silicatos alterados como por óxidos de Fe.

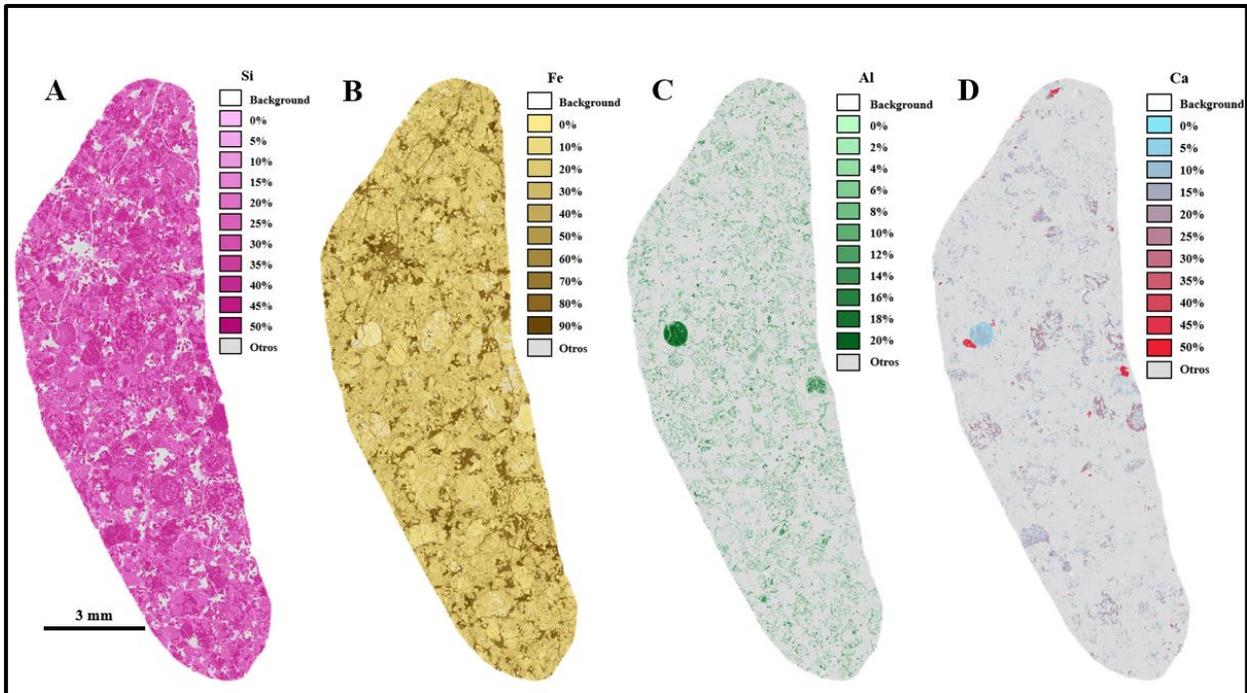


Figura 5.19: Mapas de concentración de elementos del condrito DM-028 (QEMSCAN®). A) Concentración de Si; B) Concentración de Fe; C) Concentración de Al y D) Concentración de Ca.

Luego de la examinación de las gráficas generadas, se concluye que la textura del condrito es indudablemente condritica. Los cóndrulos son abundantes, presentan formas bien definidas y están constituidos por olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno.

Como ya ha sido señalado, el olivino es el mineral primario con mayor contenido, ampliamente distribuido en el condrito. No así los piroxenos, que están congregados en cóndrulos o relictos de cóndrulos. La observación de fases minerales de difícil discernimiento bajo el microscopio óptico, como lo son, clinopiroxeno, feldespato, apatito y cromita, se vuelve factible gracias a este método. También, es posible apreciar con mayor detalle la cantidad y disposición de los minerales secundarios, donde silicatos alterados ocurren sobre las fases ferromagnesianas mientras que los óxidos de Fe ocurren sobre gran parte de las fases metálicas.

A su vez, los mapas de concentración de elementos aportan información complementaria a los mapas mineralógicos, corroborando la presencia de especies minerales de difícil detección (clinopiroxeno, feldespato, apatito y cromita). A partir de los mapas de concentración de Al y Ca, fue seleccionado un cóndrulo como punto de interés (Figura 5.20).

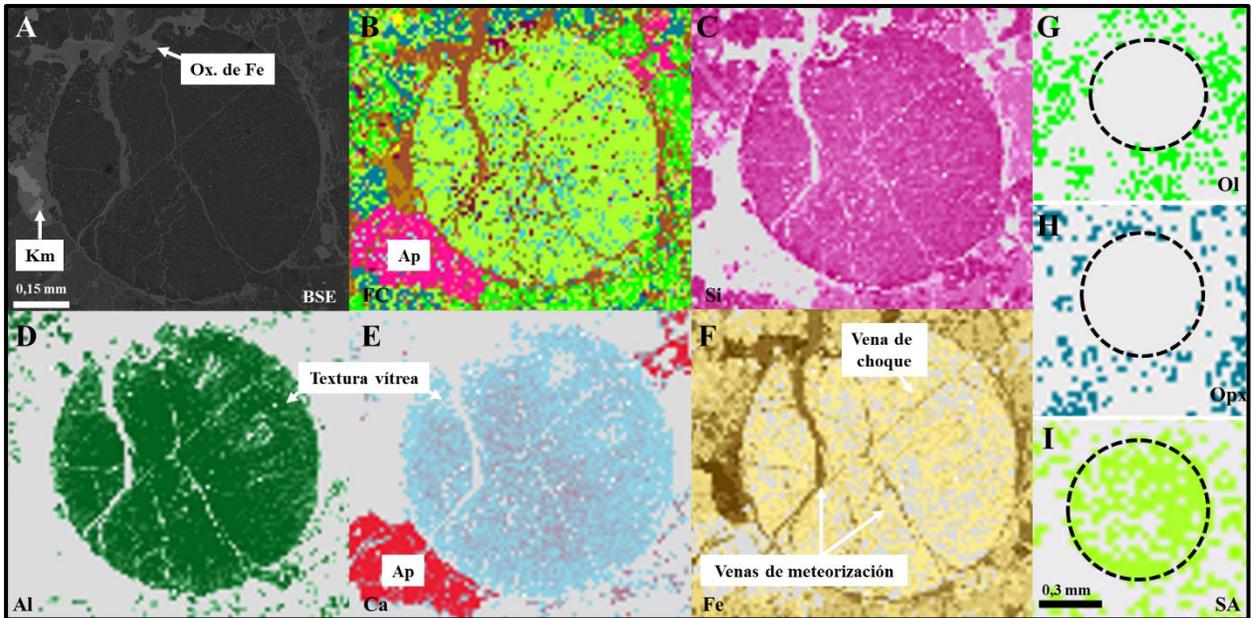


Figura 5.20: Punto de interés del condrito DM-028 (cóndrulo vítreo, QEMSCAN®). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), nótese la forma perfectamente redondeada del cóndrulo, el que está circundado en su totalidad por minerales opacos (kamacita (Km) y oxi-hidróxidos de Fe (Ox. de Fe)); B) *Zoom* mapa mineralógico en falso color (FC). Aparición de apatito (Ap) como mineral accesorio; C) *Zoom* mapa distribución Si; D) *Zoom* mapa distribución Al; E) *Zoom* mapa distribución Ca. C), D) y E) exhiben una textura vítrea con composición rica en Si, Al y Ca. Estaría asociada al rápido enfriamiento de una gota de fundido, razón por la cual no hay formación de fenocristales; F) *Zoom* mapa distribución Fe, concentrado en la periferia y en venillas de choque y meteorización; G) *Zoom* mapa distribución olivino (Ol); H) *Zoom* mapa distribución ortopiroxeno (Opx) e I) *Zoom* mapa distribución silicatos alterados (SA). G) y H) indican ausencia de fases ferromagnesianas, I) insinuaría alteración del vidrio feldespático a arcillas.

Al recoger características como textura, forma y composición elemental finalmente se infiere que el objeto en cuestión correspondería a un cóndrulo vítreo en proceso de desvitrificación. Hay que subrayar el hecho de que el vidrio es una fase ausente de la lista mineralógica SIP y, por ende, QEMSCAN® lo cataloga como feldespato (por su composición química rica en Si, Al y Ca) u otros. Dentro del mismo contexto, es decir, identificación de vidrio y/o feldespatos, se advierte la clara visualización de las matrices de los cóndrulos (mesostasis) (Figura 5.21).

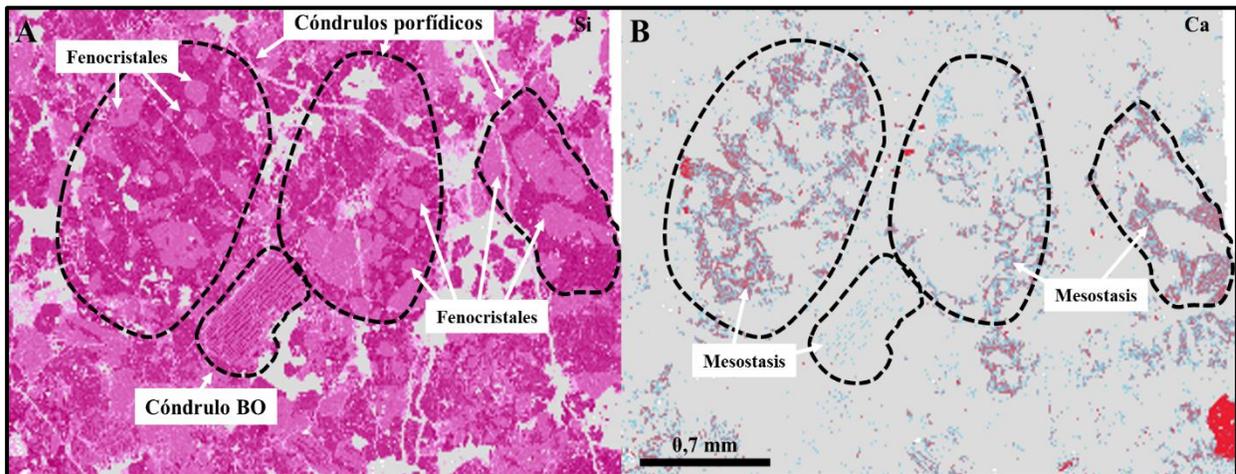


Figura 5.21: *Zoom de una misma sección del condrito DM-028 (QEMSCAN®).* A) *Zoom a mapa concentración de Si* y B) *Zoom a mapa concentración de Ca.* Los cóndrulos de interés fueron delimitados por líneas segmentadas de color negro. A mayor cantidad de Si se oscurece la tonalidad rosa, volviendo fácilmente reconocibles los fenocristales ferromagnesianos de la mesostasis de los cóndrulos. Al mismo tiempo, el contenido de Ca en la mesostasis, presumiblemente relacionado con el proceso de desvitrificación a material feldespático, se ve reflejado en la coloración púrpura que toma este componente en la imagen a la derecha.

5.3.2. Condrito DM-145

5.3.2.1. Geoquímica

Recurriendo a QEMSCAN® se recopilaron datos de la composición química elemental del condrito DM-145 (Tabla 5.3 y Figura 5.22).

Tabla 5.3: Composición elemental del condrito DM-145 (QEMSCAN®). Los valores son expresados en porcentaje en peso (% peso).

Elemento	% peso	Elemento	% peso
Na	0,18	Cr	0,02
Si	12,85	Mn	0,13
Fe	18,30	Co	0,05
Mg	11,00	Ni	2,07
Al	0,53	S	0,12
Ca	1,13	P	0,01
Ti	0,03	O	28,02
K	0,02	Total	74,55

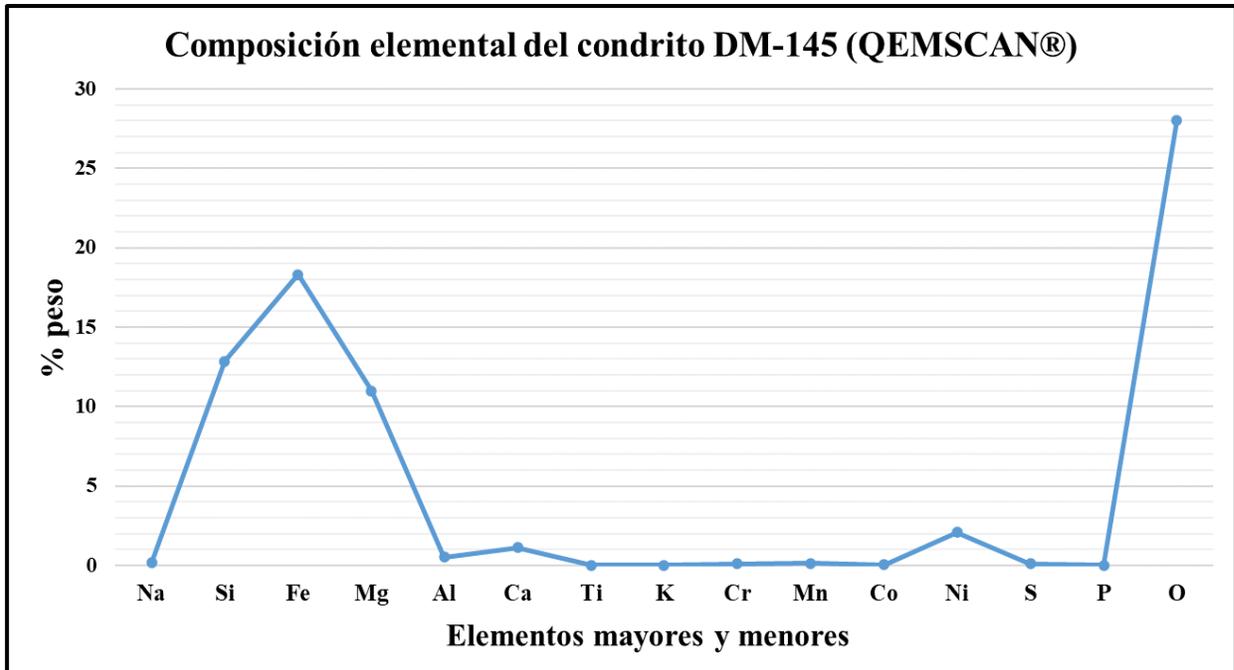


Figura 5.22: Composición elemental del condrito DM-145 (QEMSCAN®). Representación gráfica de la Tabla 5.3. El elemento con mayor contenido es el O, seguido por el Fe.

5.3.2.2. Mineralogía modal

Las cifras en la Tabla 5.4 y Figura 5.23 corresponden a la mineralogía modal de la muestra, obtenidas por medio de QEMSCAN®.

Tabla 5.4: Mineralogía modal del condrito DM-145 (QEMSCAN®).

Cifras en porcentaje en peso (% peso).

Mineral	% peso
Olivino	31,22
Ortopiroxeno	15,64
Clinopiroxeno	4,61
Silicatos alterados	22,54
Feldespato	2,14
Troilita	0,63
Óxidos de Fe	12,90
Fe-Ni metálico	6,78
Cromita	0,29
Apatito	0,19
Carbonatos	0,05
Otros	3,01
Total	100

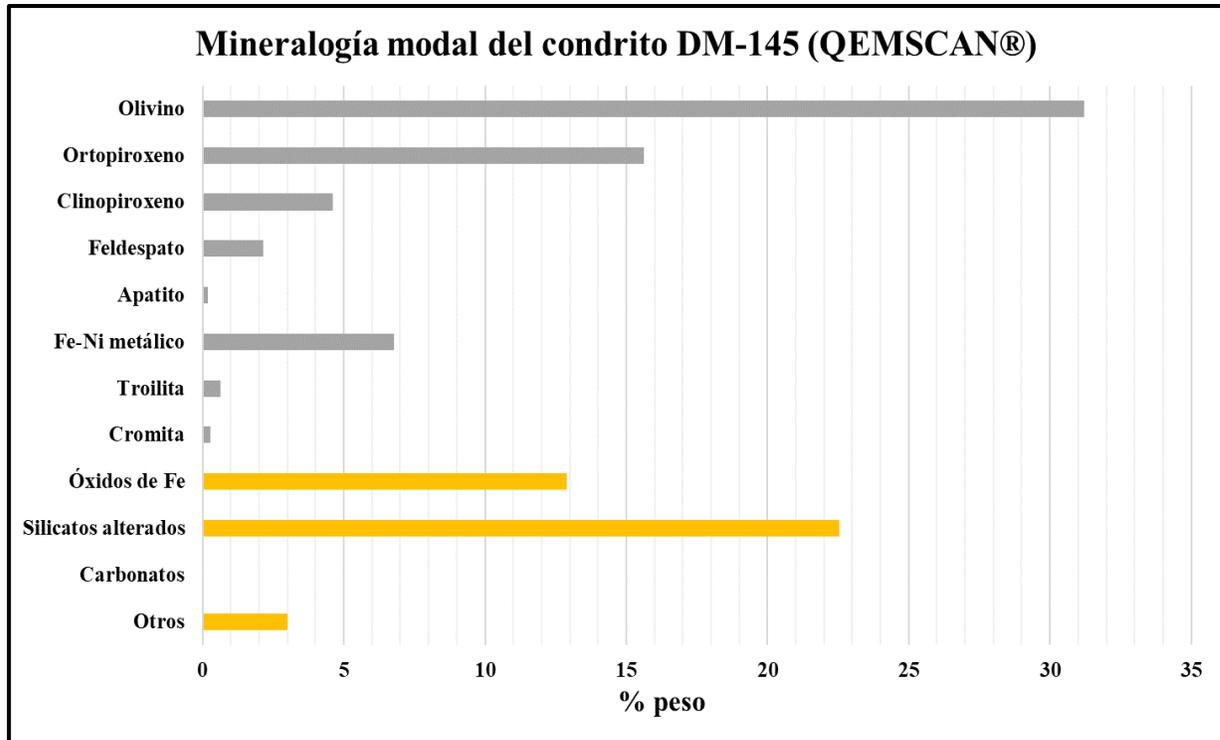


Figura 5.23: Mineralogía modal del condrito DM-145 (QEMSCAN®). Representación gráfica de la Tabla 5.4. Las barras grises indican la mineralogía primaria mientras que las barras amarillas señalan la mineralogía secundaria.

Nuevamente, el olivino es el mineral primario que mayor porcentaje abarca de la sección, seguido por el ortopiroxeno y clinopiroxeno. Por otro lado, los silicatos alterados (arcillas) llegan a ~22,5% del volumen de la muestra, constituyendo así la fase secundaria más abundante.

5.3.2.3. Mapas mineralógicos QEMSCAN®

Análogamente al condrito DM-028, se generó un mapa mineralógico en falso color a partir de la superficie del condrito (Figura 5.24), junto con mapas minerales individuales, mapas de concentración de elementos y figuras de distribución del tamaño de grano para cromita, Fe-Ni metálico, apatito y troilita (Figura 5.25, Figura 5.26, Figura 5.27, Anexo 3.F. y Anexo 3.G.).

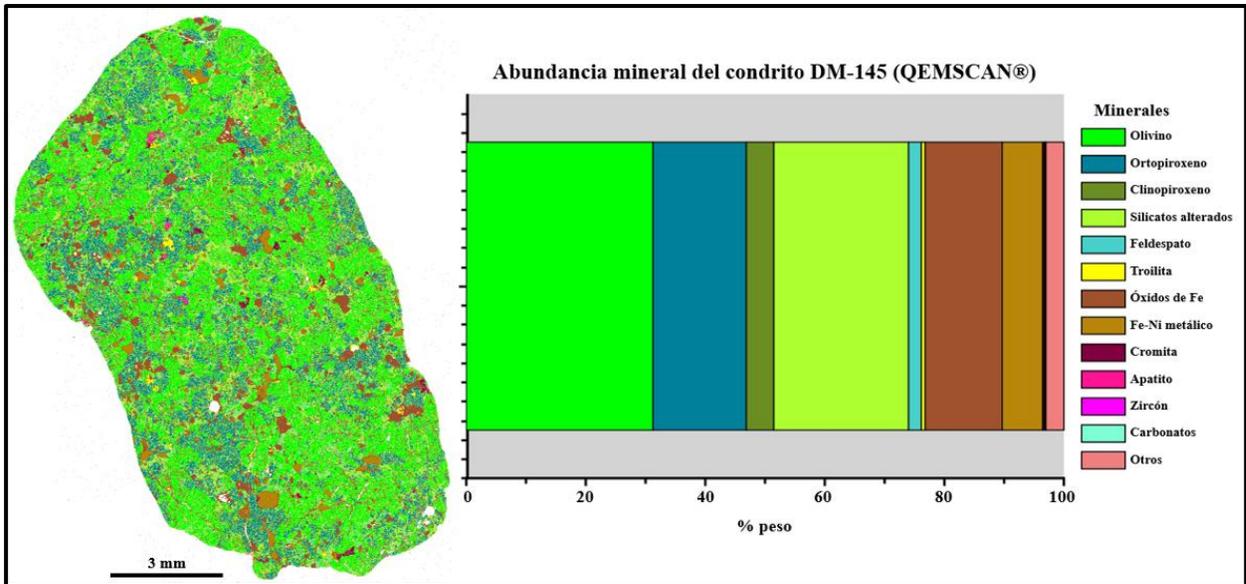


Figura 5.24: Mapa mineralógico en falso color del condrito DM-145 (QEMSCAN®). A la derecha, esquema de la abundancia mineral del condrito y la leyenda correspondiente.

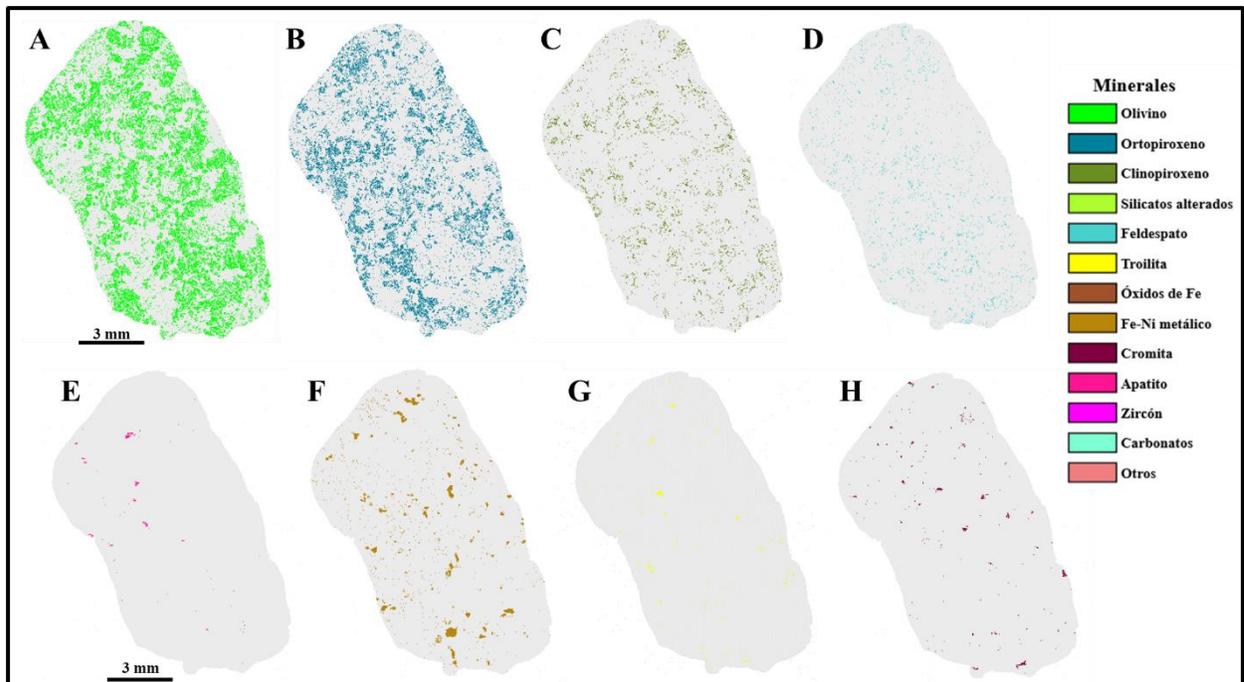


Figura 5.25: Mapas de mineralogía primaria en falso color del condrito DM-145 (QEMSCAN®). A) Olivino; B) Ortopiroxeno; C) Clinopiroxeno; D) Feldespato; E) Apatito; F) Fe-Ni metálico; G) Troilita y H) Cromita. E) y H) son minerales accesorios.

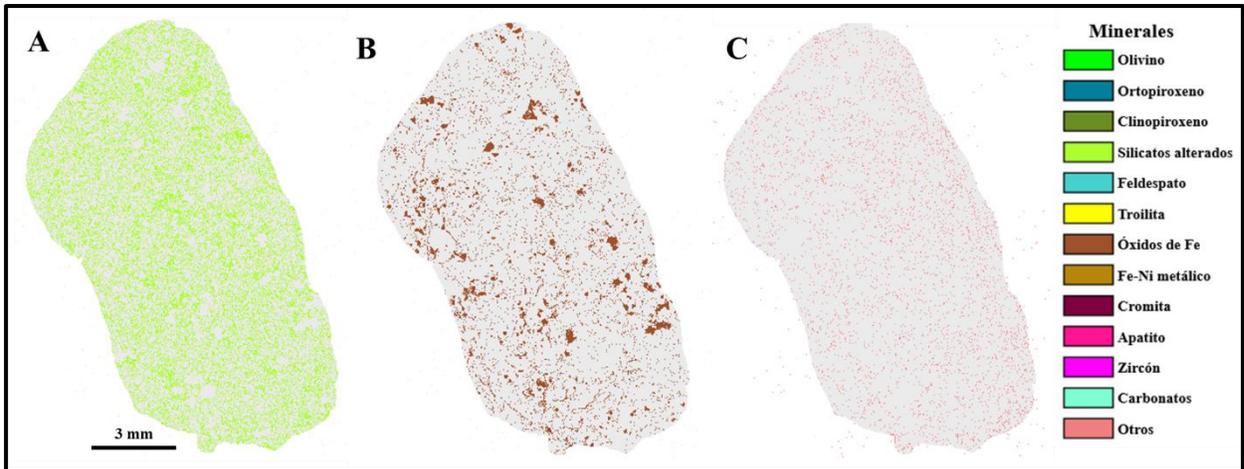


Figura 5.26: Mapas de mineralogía secundaria en falso color del condrito DM-145 (QEMSCAN®). A) Silicatos alterados; B) Óxidos de Fe y C) Otros. Destáquese el área de la superficie abarcada por A).

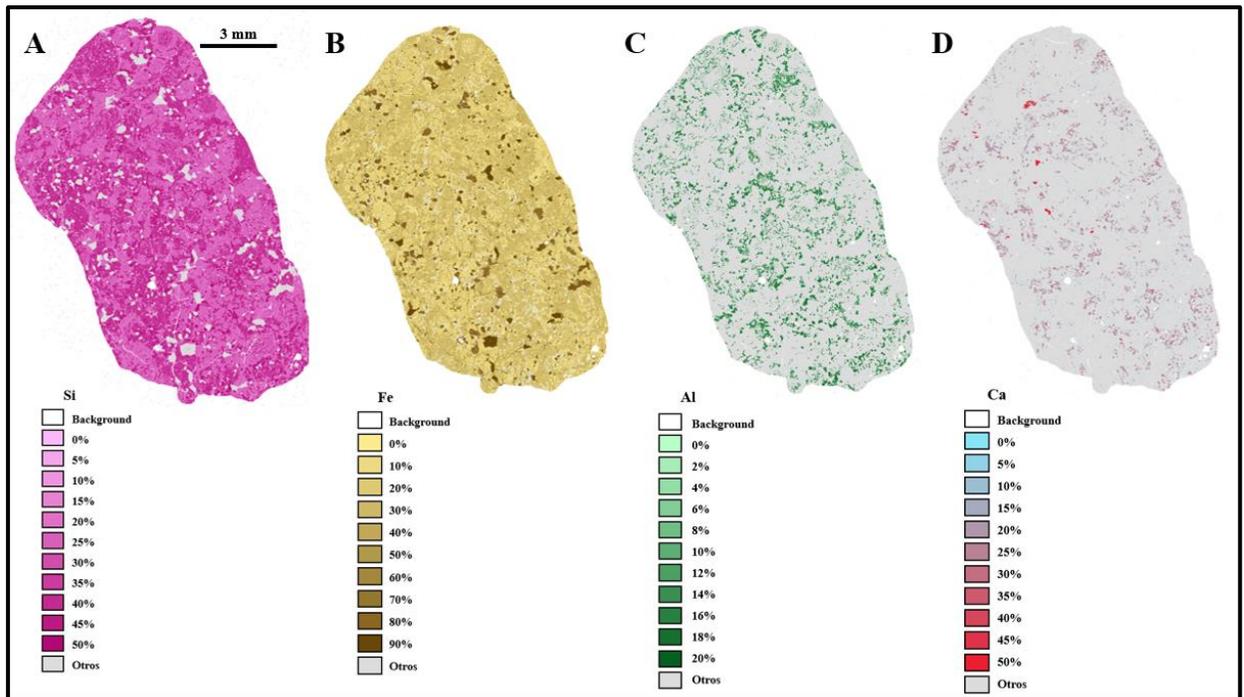


Figura 5.27: Mapas de concentración de elementos del condrito DM-145 (QEMSCAN®). A) Concentración de Si; B) Concentración de Fe; C) Concentración de Al y D) Concentración de Ca.

Al escrutar el conjunto de imágenes, la textura no se reconoce como condritica sino granoblástica. Si bien, aplicar grandes aumentos a los distintos mapas permitió discernir cóndrulos y relictos de cóndrulos, estos componen una porción menor del condrito en comparación a los fragmentos cristalinos (Figura 5.28).

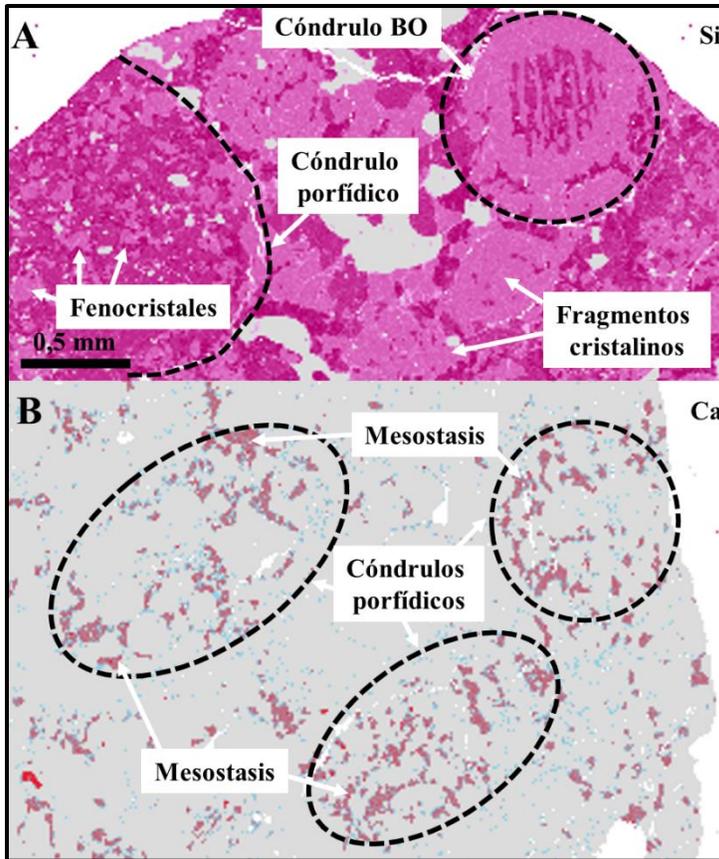


Figura 5.28: Identificación de cóndrulos y otros componentes del condrito DM-145 (QEMSCAN®). A) *Zoom* a mapa de concentración de Si. Idem a la Figura 5.21, el alto contenido de Si en la matriz intersticial de los cóndrulos (mesostasis) permite entrever la forma de los fenocristales y el perímetro del cóndrulo mismo. Algo similar sucede con la matriz del condrito, gracias al contraste de tonos rosas se visualizan los fragmentos cristalinos silicatados insertos en ella; B) *Zoom* a mapa de concentración de Ca. La mesostasis desvitrificada de los cóndrulos porfídicos es visible gracias a las tonalidades púrpuras otorgadas por el alto contenido de Ca.

En cuanto a las fases primarias, el olivino es el mineral de mayor contenido y resaltan los feldespatos en mesostasis de cóndrulos y relictos de cóndrulos. Referente a la mineralogía secundaria, los silicatos alterados ocurren ampliamente sobre minerales ferromagnesianos (olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno), no obstante, la ocurrencia de óxidos de Fe en el condrito es limitada ya que hay menor concentración de metales que en el resto de las muestras (Fe-Ni metálico, troilita y cromita comprenden 7,7% en peso del condrito).

5.4. RESUMEN

La Tabla 5.5 resume los contenidos de Fa y Fs de las muestras estudiadas. Para el condrito DM-028 (EPMA *versus* SEM-EDS), el promedio en la composición de las fases olivino y piroxeno bajo en Ca son bastante similares entre sí, con una discrepancia de <5%.

Tabla 5.5: Resumen composición Fa y Fs para los condritos DM-028 y DM-145 (EPMA y SEM-EDS). Valores en porcentaje en moles (% mol). Fa=[Fe/(Fe+Mg)]; Fs=[Fe/(Fe+Mg+Ca)].

Análisis puntuales	DM-028		DM-145	
	EPMA	SEM-EDS	EPMA	SEM-EDS
Fa	Fa _{9,12-30,52}	Fa _{19,71-21,19}	-	Fa _{25,82-27,84}
Composición promedio olivino	FO _{79,14} Fa _{20,86}	FO _{79,46} Fa _{20,54}	-	FO _{73,31} Fa _{26,69}
Fs	Fs _{2,42-23,08}	Fs _{17,88-19,13}	-	Fs _{20,99-23,82}
Composición promedio piroxeno bajo en Ca	En _{81,30} Fs _{14,95} Wo _{3,76}	En _{79,79} Fs _{18,52} Wo _{1,70}	-	En _{75,34} Fs _{22,80} Wo _{1,86}
Clasificación piroxeno (Morimoto, 1988)	Enstatita	Enstatita	-	Enstatita

Por último, la Tabla 5.6 entrega en síntesis la mineralogía modal de los condritos DM-028 y DM-145, según QEMSCAN®.

Tabla 5.6: Resumen mineralogía modal para los condritos DM-028 y DM-145 (QEMSCAN®). Abundancia en porcentaje en peso (% peso).

Mineralogía modal (% peso)	DM-028	DM-145
Olivino	21,19	31,22
Ortopiroxeno	13,31	15,64
Clinopiroxeno	4,02	4,61
Silicatos alterados	18,49	22,54
Feldespato	0,87	2,14
Troilita	0,49	0,63
Óxidos de Fe	22,93	12,90
Fe-Ni metálico	15,79	6,78
Cromita	0,34	0,29
Apatito	0,21	0,19
Carbonatos	0,05	0,05
Otros	2,31	3,01
Total	100,00	100,00

Para ambos condritos, el orden decreciente de abundancia de silicatos primarios corresponde a olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, feldespato y apatito, mientras que los minerales opacos primarios decrecen en el orden Fe-Ni metálico, troilita y cromita. Las fases secundarias, silicatos alterados y óxidos de Fe, constituyen entre el 35 y 40% del volumen total.

6. INTERPRETACIÓN DE DATOS Y DISCUSIÓN

La finalidad del presente capítulo es la clasificación y reconstrucción de la historia formacional de los condritos ordinarios DM-028, DM-40, DM-46, DM-132 y DM-145. Para ello, prosiguen el análisis, interpretación y discusión de los resultados expuestos en los capítulos 3, 4 y 5.

6.1. CLASE DE CONDRITOS

La elaboración de esta investigación ha estado enmarcada en la premisa de que los 5 especímenes en estudio son condritos ordinarios.

La composición principal de las muestras corresponde a silicatos máficos ferromagnesianos, ya que están constituidas en más del 50% por olivino y piroxenos. Según la proporción de minerales silicatados y Fe-Ni metálico, se ajustan a la clasificación de meteoritos rocosos.

A partir de las descripciones petrográficas se logra establecer que las secciones en estudio exhiben textura condrítica, lo que quiere decir que están integradas, en mayor o menor medida, por cóndrulos o relictos de los mismos. Si bien, para las muestras DM-132 (sector B) y DM-145 la textura fue definida como brechosa/granoblástica a levemente condrítica y granoblástica, respectivamente, esto es consecuencia directa de la obliteración moderada a pervasiva de la textura original condrítica provocada por la acción del metamorfismo termal. De modo que, texturalmente, las muestras se acomodan a la clasificación de meteoritos condríticos.

En relación a los constituyentes principales de los condritos. Tienen una alta abundancia de cóndrulos, cuyos valores oscilan en el rango aproximado de entre 60 y 70% en volumen, cifras que incluyen el contenido de fragmentos cristalinos (según lo estipulado en la Tabla 2.6). El diámetro promedio de los cóndrulos está entre 0,5 y 0,7 mm. Asimismo, el contenido de la matriz en las secciones abarca el rango de entre 10 y 15% en volumen. Por otro lado, la abundancia de la aleación de Fe-Ni es baja, variando entre 3,5 y 8,11% en volumen. No hubo detección de CAIs (Tabla 6.1). De acuerdo a las características señaladas, las muestras estudiadas serían miembros cercanos de la clase de los condritos ordinarios.

Tabla 6.1: Características petrográficas de los grupos H, L y LL y de los condritos DM-028, DM-40, DM-46, DM-132 (sector A y B) y DM-145 (Modificado de Weisberg y otros, 2006). Cifras en porcentaje en volumen (% vol). La abundancia de cóndrulos incluye fragmentos cristalinos (Tabla 2.6).

Grupos/ Código	Cóndrulos (% vol)	Matriz (% vol)	CAIs (% vol)	Metal (% vol)	Diámetro de cóndrulos (promedio en mm)
H	60-80	10-15	<<1	8	0,3
L	60-80	10-15	<<1	4	0,7
LL	60-80	10-15	<<1	2	0,9
DM-028	65,81	15,10	-	7,75	0,6
DM-40	59,95	14,01	-	4,80	0,6
DM-46	64,82	13,47	-	4,92	0,5
DM-132A	59,47	15,08	-	8,11	0,7
DM-132B	59,32	10,37	-	7,80	0,5
DM-145	70,03	10,84	-	3,50	0,6

Ahora bien, la clasificación de los meteoritos condriticos está basada substancialmente en su composición química, ya que muestran variaciones sistemáticas de sus elementos mayores no volátiles (Si, Mg, Fe y Al). Es por ello que, sus abundancias y razones interelementales son propiedades diagnósticas de clases y grupos.

En la Tabla 6.2 se presenta el contenido elemental de los condritos DM-028 y DM-145, datos que fueron obtenidos mediante análisis de roca total en QEMSCAN®.

Tabla 6.2: Composición química representativa de los grupos H, L y LL y composición química de los condritos DM-028 y DM-145 (Modificado de Hutchison, 2004). Abundancias elementales en porcentaje en peso (% peso) (Tabla 2.1).

Elementos (% peso)	Condritos Ordinarios			DM-028	DM-145
	H	L	LL		
Si	16,9	18,5	18,9	9,58	12,85
Ti	0,060	0,063	0,062	0,02	0,03
Al	1,13	1,22	1,19	0,40	0,53
Cr	0,366	0,388	0,374	0,10	0,11
Fe	27,5	21,5	18,5	26,93	18,30
Mn	0,232	0,257	0,262	0,09	0,13
Mg	14,0	14,9	15,3	8,24	11,00
Ca	1,25	1,31	1,30	0,92	1,13
Na	0,64	0,70	0,70	0,07	0,18
K	0,078	0,083	0,079	0,01	0,02
P	0,108	0,095	0,085	0,02	0,01
Ni	1,60	1,20	1,02	4,33	2,07
Co	0,081	0,059	0,049	-	-
S	2,00	2,2	2,3	0,14	0,12
C	0,11	0,09	0,12	-	-
O	35,7	37,7	40,0	22,49	28,02
Total	101,76	100,27	100,24	73,44	74,55

Las abundancias elementales de ambas muestras fueron contrastadas con la composición química representativa de los grupos H, L y LL (Tabla 2.1). En el caso del condrito DM-028, la diferencia promedio entre las abundancias (Δ) es igual a 1,71 (1,78 para el grupo H, 1,68 para el grupo L y 1,68 para el grupo LL). En cambio, para el condrito DM-145 el valor de Δ es igual a 1,64 (1,70 para el grupo H, 1,61 para el grupo L y 1,61 para el grupo LL). De lo anterior, es posible deducir que: i) las muestras DM-028 y DM-145 efectivamente tienen una gran similitud química con la clase de los condritos ordinarios y ii) el método de análisis QEMSCAN® demostró buen ajuste con las necesidades de la clasificación.

Para corroborar lo anteriormente expuesto, se utilizan las razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si para diferenciar entre las 3 clases principales de condritos (Tabla 6.3). La proyección de las razones en la Figura 6.1 confirmaría que los condritos DM-028 y DM-145 pertenecen a la clase de los condritos ordinarios.

Tabla 6.3: Razones Mg/Si, Al/Si y Fe/Si para los grupos H y L/LL y para los condritos DM-028 y DM-145 (Modificado de Dodd 1981 en Valenzuela, 2003 y Van Schmus y Wood, 1967). SiO₂/MgO en porcentaje en peso (% peso) (Tabla 2.3 y 2.4).

Clase/Grupo	Ordinarios		DM-028	DM-145
	H	L/LL		
Mg/Si	0,826	0,804	0,86	0,86
Al/Si	0,072	0,068	0,04	0,04
Fe/Si	1,63	1,16	2,81	1,42
SiO ₂ /MgO	0,63	0,33-0,08	1,5	1,51

6.2. GRUPO QUÍMICO

En condritos ordinarios, la susceptibilidad magnética es una herramienta útil para asignar el grupo químico de un espécimen dado. Es una técnica que mide la habilidad del material para adquirir magnetización en un campo inducido, es decir, provee un estimado del contenido de fases magnéticas, especialmente Fe-Ni metálico. Por lo tanto, las medidas de susceptibilidad magnética (χ) representan una aproximación de la concentración del metal en la muestra. Para condritos ordinarios “caídos”, la clasificación del grupo químico se da en rangos bien definidos. Sin embargo, en condritos ordinarios “encontrados” la meteorización terrestre complica la clasificación ya que oxida el metal y, por ende, los valores reales de susceptibilidad magnética bajan. Por esta razón, para la clasificación de condritos ordinarios “encontrados” los valores de χ deben ser combinados con el grado de meteorización terrestre (Rochette y otros, 2003 y 2012). Este método es eficaz para condritos con grados de meteorización terrestre menores o iguales a

W3, a mayores grados de meteorización la susceptibilidad magnética disminuye al punto de que no puede ser utilizada para la discriminación del grupo químico (en Ulloa, 2018).

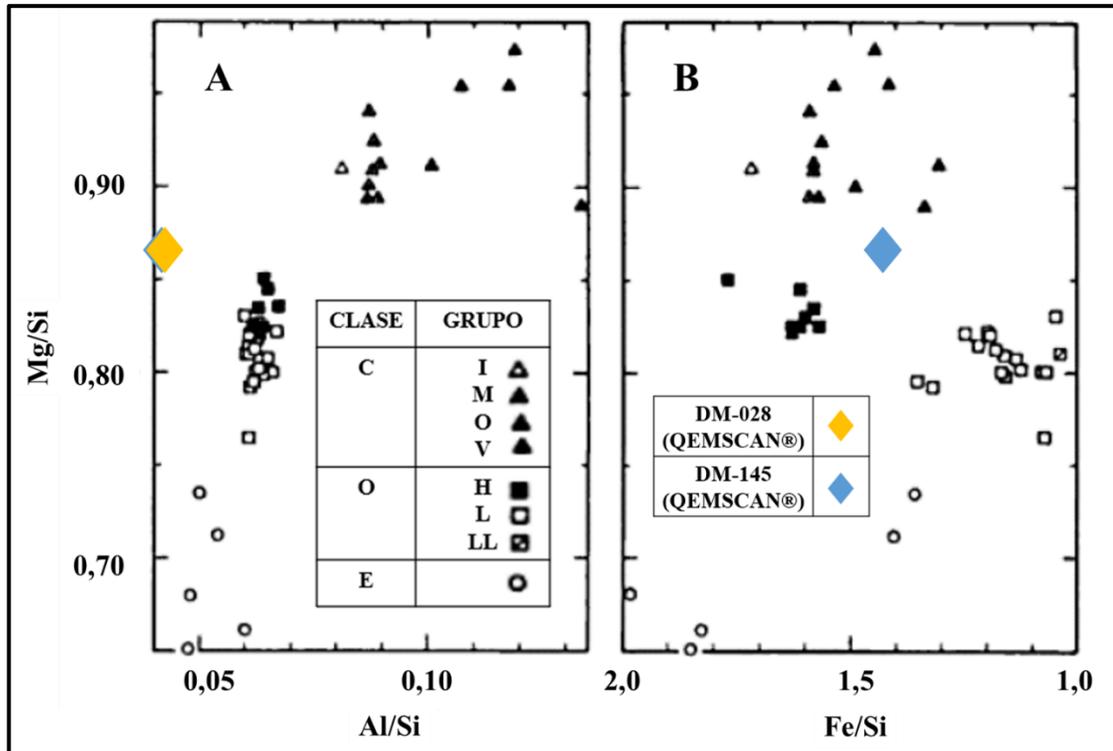


Figura 6.1 Gráficos de las razones A) Al/Si versus Mg/Si y B) Fe/Si versus Mg/Si para los condritos DM-028 y DM-145 (Modificado de Dodd, 1981 en Valenzuela, 2003). La proyección de las razones calculadas a partir de los datos obtenidos mediante QEMSCAN® posicionan a las dos muestras analizadas cercanas al campo de los condritos ordinarios. Sin embargo, en el gráfico B, la razón Fe/Si para el condrito DM-028 se aleja de los valores presentados en la figura.

En la Tabla 6.4 se entregan las mediciones de susceptibilidad magnética y el grado de meteorización terrestre para cada uno de los condritos en estudio. Estos datos fueron trazados en el diagrama de Rochette y otros (2012) para la clasificación del grupo químico (Figura 6.2).

Tabla 6.4: Susceptibilidad magnética y grado de meteorización terrestre de los condritos ordinarios. Valores de susceptibilidad magnética en $\log \chi$ (10^{-9} m³/kg), mediciones tomadas con el susceptómetro ATACAMET. Grado de meteorización terrestre (W) (ver subcapítulo 6.5). El condrito DM-132 (brecha condritica) sólo tiene un valor global de susceptibilidad magnética (Tabla 3.2). No obstante, de acuerdo con la descripción petrográfica, presenta 2 grados de meteorización distintos (sectores A y B).

Código	Log χ	W
DM-028	4,62	W3
DM-40	5,19	W2
DM-46	4,52	W2
DM-132A	4,68	W2
DM-132B	4,68	W3
DM-145	4,36	W3

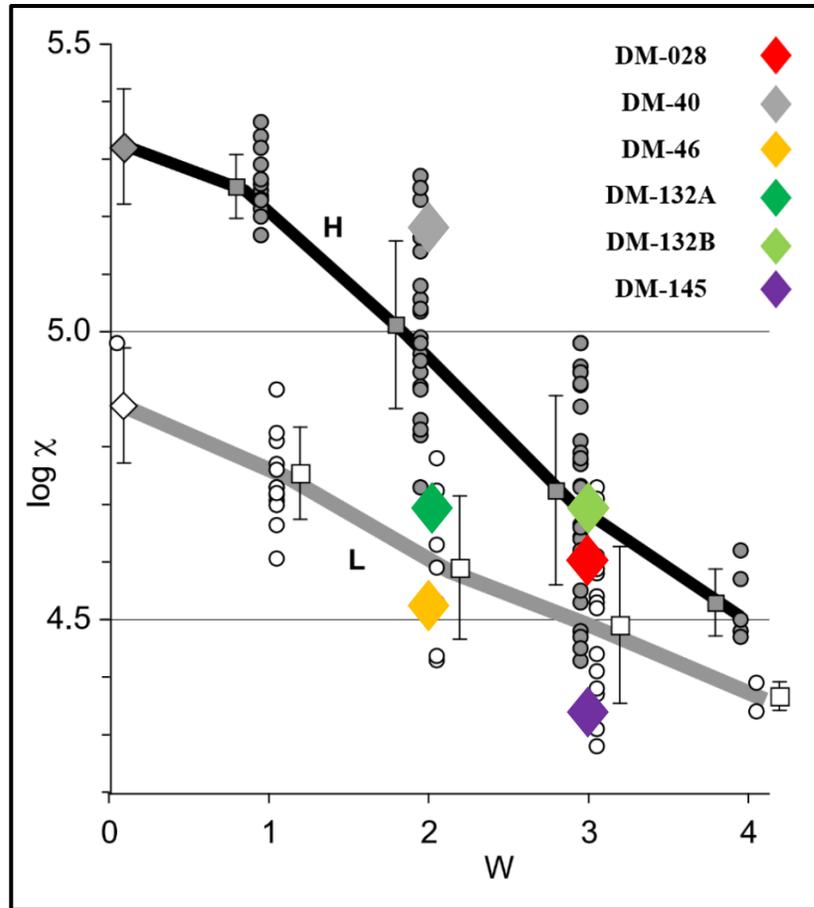


Figura 6.2: Diagrama W versus Log χ para la clasificación del grupo químico de los condritos ordinarios (Modificado de Rochette y otros, 2012).

Tomando en cuenta el diagrama se desprende lo siguiente: i) las únicas muestras con una clasificación precisa son DM-40 y DM-46, correspondientes a los grupos H y L, respectivamente, ii) los condritos DM-028 y DM-132 (sectores A y B) están posicionados en áreas de traslape entre los grupos H y L y iii) aunque el condrito DM-145 no esté directamente localizado en una zona de traslape entre grupos, su pertenencia al grupo L queda abierta a interpretación ya que excede la desviación estándar establecida. Se debe tener en consideración que las muestras DM-028, DM-132 y DM-145 tienen grados de meteorización terrestre equivalentes a W3, es decir, la oxidación de sus fases metálicas es avanzada (el reemplazo por fases secundarias se mueve entre un 60 y 90%) y, en consecuencia, los valores reales de susceptibilidad magnética bajan.

Según lo expuesto en las Tablas 2.6 y 6.1, la abundancia de aleaciones metálicas constituiría un parámetro complementario para la distinción de los grupos H, L y LL. Para el condrito DM-028 el contenido de Fe-Ni metálico es de 7,75% en volumen, mientras que en el condrito DM-132

alcanza 8,11% y 7,80% en volumen, en los sectores A y B, respectivamente. De acuerdo a lo anterior, ambas muestras son asignadas al grupo químico H. La muestra DM-145 tiene una abundancia de Fe-Ni metálico igual a 3,5% en volumen, lo que indicaría pertenencia al grupo químico L.

No obstante, la subdivisión de los grupos químicos en los EOC's está basada en las variaciones composicionales de los silicatos ferromagnesianos. En el caso de los condritos DM-028 y DM-145 se realizaron análisis puntuales de elementos mayores que permitieron calcular la composición promedio de fayalita (Fa) y ferrosilita (Fs) en olivinos y piroxenos de bajo Ca (Tabla 6.5). Los resultados fueron graficados en el diagrama Fa *versus* Fs propuesto por el *Nomenclature Committee* de la *Meteoritical Society* para la diferenciación de los grupos químicos en condritos ordinarios equilibrado según la distribución de Fe entre metales y silicatos (Figura 6.3).

Tabla 6.5: Contenido promedio de Fe en olivinos y piroxenos de bajo Ca de los condritos DM-028 y DM-145. Valores expresados en porcentaje en moles (% mol) de fayalita (Fa, Fe₂SiO₄) para el olivino y ferrosilita (Fs, FeSiO₃) para el piroxeno bajo en Ca.

Contenido Fe/ Código condrito	DM-028				DM-145	
	EPMA		SEM-EDS		SEM-EDS	
	min-máx	promedio	min-máx	promedio	min-máx	promedio
Fa	9,12-30,52	20,86	19,71-21,19	20,54	25,82-27,84	26,69
Fs	2,42-23,08	14,95	17,88-19,13	18,52	20,99-23,82	22,80

Para la muestra DM-028 hay 2 conjuntos de resultados. Conforme con el análisis puntual efectuado mediante EPMA, los valores de fayalita oscilan en el rango Fa_{9,12-30,52} con un promedio de Fa_{20,86±7,47} y los valores de ferrosilita entran en el rango Fs_{2,42-23,08} con un promedio de Fs_{14,95±7,20}. Conforme con los análisis puntuales tomados mediante SEM-EDS, los valores de fayalita caen en el rango Fa_{19,71-21,19} con un promedio de Fa_{20,54±0,61} y los valores de ferrosilita se mueven en el rango Fs_{17,88-19,13} con un promedio de Fs_{18,52±0,58}. En cualquiera de los dos casos, la proyección de la cifras está localizada hacia el extremo derecho del campo del grupo H. La gran diferencia entre las desviaciones estándar del promedio datos recae en que EPMA es una técnica analítica cuantitativa y SEM una técnica analítica semi-cuantitativa y, por lo tanto, EPMA registra más precisamente las variaciones composicionales del condrito. Esto lleva a la siguiente interpretación, el condrito DM-028 se encuentra en una etapa inicial de equilibración química, lo que está reflejado en la gran fluctuación en el contenido de Fe de olivinos (Fa) y piroxenos bajos en Ca (Fs) (ver subcapítulo 6.3.1.). Finalmente, el condrito DM-028 es atribuido al grupo

químico H, en concordancia con los métodos previamente usados (susceptibilidad magnética y contenido de la aleación metálica).

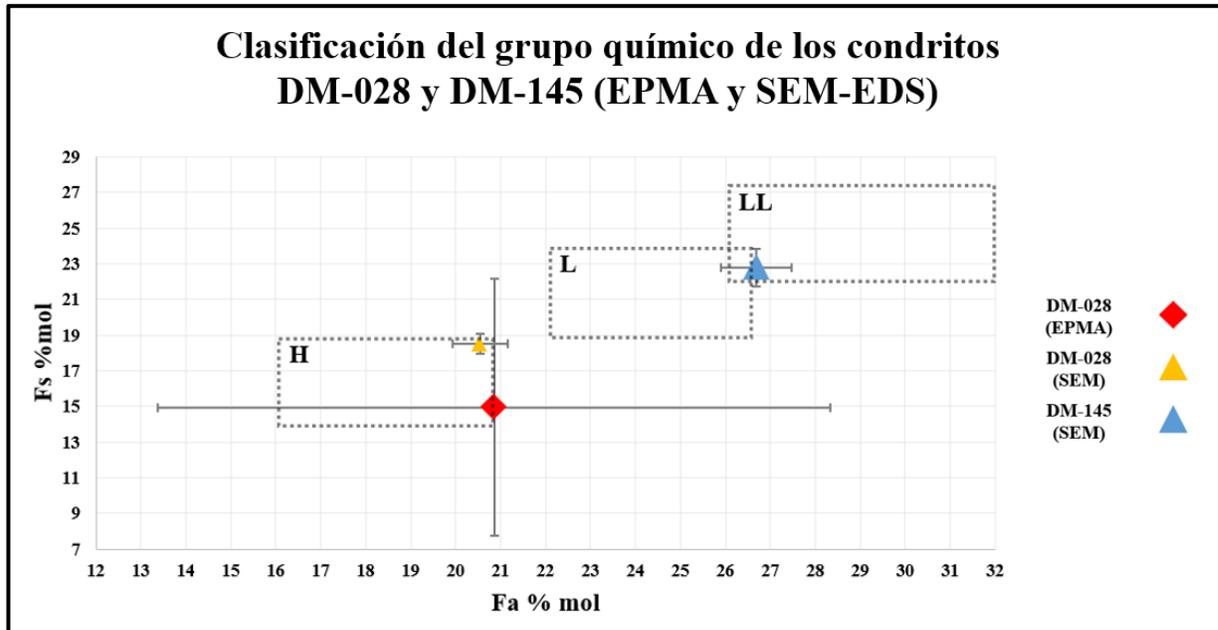


Figura 6.3: Diagrama Fa versus Fs para la clasificación del grupo químico de los condritos ordinarios (*Nomenclature Committee, Meteoritical Society*). Valores expresados en porcentaje en moles (% mol). El contenido promedio de Fe para la muestra DM-028 está representada por 2 puntos según el método de análisis: rombo rojo para EPMA y triángulo amarillo para SEM-EDS. Ambos puntos caen en la casilla del grupo H. El contenido de Fe para la muestra DM-145 está representada por un triángulo azul que cae en la casilla del grupo LL.

Por otro lado, para la muestra DM-145, en consonancia con los análisis puntuales SEM-EDS, los valores de fayalita oscilan en el rango $Fa_{25,82-27,84}$ con un promedio de $Fa_{26,69\pm 0,79}$ y los valores de ferrosilita entran en el rango $Fs_{20,99-23,82}$ con un promedio $Fs_{22,80\pm 1,07}$. Estos antecedentes indicarían que el condrito DM-145 está ubicado en una zona de transición entre los grupos L y LL, en congruencia con los resultados de susceptibilidad magnética y contenido metálico.

6.3. TIPO PETROLÓGICO

Este parámetro está relacionado con la acción del metamorfismo termal luego de la acreción del cuerpo parental del condrito, lo que deja señales químicas y petrográficas en la muestra que se vuelven más evidentes a medida que aumenta el tipo petrológico y es más intenso el metamorfismo (Krot y otros, 2014).

Para establecer el tipo petrológico de los condritos fueron considerados los criterios petrográficos de la clasificación planteada por Van Schmus y Wood (1967) (Tabla 2.5).

Entre los rasgos a examinar resalta el estado textural del condrito, ya que el metamorfismo causa engrosamiento y homogenización textural. Si presenta abundantes cóndrulos cuyos bordes están bien definidos y con formas esféricas, distinguibles de la matriz, se relaciona a los tipos petrológicos 3 o 4. En cambio, si hay menor contenido de cóndrulos, con bordes pobremente definidos o ausentes y que han perdido su morfología original, o si hay presencia de relictos de cóndrulos fácilmente confundibles con la matriz, se asocia a los tipos petrológicos 5 y 6.

Otro rasgo importante recae a la matriz cristalizada y engrosada. A medida que incrementa el metamorfismo termal, y, por ende, el tipo petrológico, también lo hará el grado de recristalización de la matriz, lo que conlleva un aumento del tamaño de grano de sus componentes.

También hay que tener en cuenta el desarrollo de los granos de feldespato. Los cristales de plagioclasa ocurren a partir del tipo petrológico 4, siendo el principal producto de la reconstrucción metamórfica del vidrio o del material microcristalino. Si los granos tienen dimensiones $<50 \mu\text{m}$ se deduce un tipo petrológico 4 o 5. Sin embargo, si el tamaño de los granos es $>50 \mu\text{m}$ corresponde a un tipo petrológico 6, ya que sólo los condritos bien recristalizados contienen cristales de plagioclasa visibles en sección transparente.

En último lugar, se aprecia la distribución y tamaño de los minerales metálicos. Junto con el incremento del nivel de metamorfismo termal, la fracción opaca asociada a los cóndrulos disminuye. Así también, disminuyen la porción opaca de grano fino mientras que aumenta la porción opaca de grano grueso. Asimismo, los granos de metal, que antes presentaban formas irregulares, se encuentran en granos euhedrales con bordes rectos. Además, los cristales de Fe-Ni metálico y de FeS ocurren independientemente el uno del otro, cuando a menores tipos petrológicos es posible advertirlos en intercrecimiento.

Para los condritos DM-028 y DM-145, también serán evaluados los criterios químicos de la clasificación de Van Schmus y Wood (1967).

El indicador químico principal es la dispersión en las composiciones de olivino. Los cristales de olivino tienden a volverse más homogéneos composicionalmente a medida que aumenta la equilibración. Por lo tanto, el grado de homogeneidad se calcula midiendo el contenido de Fa en un gran número de olivinos seleccionados al azar y, así, es factible cuantificar la desviación media porcentual de la composición de olivino (Van Schmus y Wood, 1967).

Otro indicador químico guarda relación con estado estructural del piroxeno. La proporción de piroxeno monoclinico bajo en Ca y de piroxeno ortorrómbico bajo en Ca en los condritos está correlacionado con la recristalización progresiva de este mineral. El sistema cristalino monoclinico del piroxeno es el producto natural del enfriamiento necesario para originar cóndrulos mientras que el piroxeno ortorrómbico representa la inversión del estado monoclinico metaestable en condiciones de alta temperatura sostenida (metamorfismo termal) (Reid y Fredriksson, 1967 en Álvarez, 2021).

6.3.1. Condrito DM-028

Condrito que exhibe textura condritica, con cóndrulos que abarcan ~54% de la sección. Estos tienden a conservar formas esféricas a subesféricas y lucen bordes bien a moderadamente definidos, sólo una pequeña fracción presenta límites difusos que dificultan su reconocimiento de la matriz. Sus tamaños varían entre 0,2 a 1,7 mm, con una media aritmética de 0,6 mm. La buena definición de los cóndrulos ubicaría al condrito entre los tipos petrológicos 3 y 4.

La matriz de esta muestra es transparente y está afectada por recristalización incipiente. Indicativo de los tipos petrológicos 4 a 6.

Al microscopio óptico fueron identificadas trazas de plagioclasa anhedral, lo que posteriormente fue corroborado con QEMSCAN®. El porcentaje modal del feldespatos es igual a 0,87% y su tamaño no superaría los 10 μm , propio de los tipos petrológicos 4 y 5.

La kamacita se halla en cristales anhedrales de bordes irregulares, con tamaños de 0,1 a 0,7 mm y una media de 0,3 mm. La troilita también es vista en cristales anhedrales de largo máximo 0,3 mm y promedio 0,2 mm. Ambas fases opacas tienen formas alargadas e irregulares que, en ciertas ocasiones, engloban granos de silicato. Generalmente, kamacita y troilita ocurren rodeando los cóndrulos y a veces se divisan en intercrecimiento.

A partir de los análisis en microsonda electrónica, la composición promedio del olivino es de $\text{Fa}_{20,86\pm 7,47}$. Por otro lado, los análisis en SEM-EDS arrojan una composición promedio del olivino igual a $\text{Fa}_{20,54\pm 0,61}$ (Tabla 6.5). Estos resultados situarían a la muestra entre los tipos petrológicos 3 y 4.

A través de QEMSCAN® se hace viable determinar la proporción de piroxenos, donde clinopiroxeno y ortopiroxeno tienen porcentajes modales equivalentes a 4,02% y 13,31%. La predominancia de la fase ortorrómbica indicaría un tipo petrológico 5.

Al contemplar los criterios previamente descritos, el condrito DM-028 podría pertenecer a los tipos petrológicos entre 3 y 5. Empero, manifiesta un mayor número de características que lo unen al tipo petrológico 4.

6.3.2. Condrito DM-40

Condrito con textura condrítica, cuya abundancia de cóndrulos es de ~46%. A pesar del alto contenido de cóndrulos, estos objetos tienen márgenes moderadamente a mal delimitados, y, por lo tanto, tienden a confundirse con la matriz. No obstante, preservan formas esféricas a subesféricas. El diámetro máximo es de 1,6 mm y el tamaño promedio de 0,6 mm. La definición de los cóndrulos ubicaría al condrito entre los tipos 4 y 5.

La matriz es transparente y presenta recristalización incipiente, por lo que, el límite entre granos matriciales y fragmentos cristalinos de menor tamaño es ambiguo.

Se identificaron trazas de plagioclasa de tamaño aproximado 10 μm , lo que constituiría una señal de pertenencia a los tipos petrológicos 4 y 5.

Kamacita y troilita son observadas en cristales anhedrales de límites irregulares y formas alargadas, de tamaño promedio 0,2 mm, las que ocasionalmente encierran granos de silicato. Ocurren en menor parte alrededor de cóndrulos, rodeando cóndrulos pequeños, ya que, la mayor fracción está diseminada en la matriz. Hay ocurrencia de kamacita y troilita en intercrecimiento.

Con base en estas características, se determina que el condrito DM-40 es de tipo petrológico 5.

6.3.3. Condrito DM-46

Muestra textura condrítica, con un contenido de cóndrulos que asciende a ~40%. Similar al caso anterior, estos suelen mantener formas esféricas a subesféricas, pero con bordes difusos. El tamaño de los cóndrulos varía entre 0,2 a 1,5 mm, con un promedio de 0,5 mm. También se determinaron varios relictos de bordes irregulares. La pobre definición del perímetro de los cóndrulos permitiría situar al condrito entre los tipos petrológicos 4 y 5.

La matriz, que es transparente, posee cierto grado de recristalización. Por ende, la discriminación entre matriz, cóndrulos y fragmentos cristalinos es engorrosa.

Bajo el microscopio óptico, en los aumentos mayores, 200x y 500x, fueron advertidos difícilmente cristales de plagioclasa, con tamaños que no excedían los 50 μm . Este parámetro también ubicaría a la muestra entre los tipos petrológicos 4 y 5.

Tanto kamacita como troilita ocurren en granos anhedrales de largo máximo variable entre 0,1 y 0,8 mm, con promedio de 0,3 mm. Para ambos minerales, la morfología de los cristales es irregular y tienen tendencia a desplegar brazos alargados que, en algunos casos, abarcan granos de silicato. Sin embargo, sobre todo en la fracción opaca de menor tamaño, comienzan a desarrollar bordes abruptos. Los granos de kamacita y troilita están mayoritariamente dispersos en la matriz, separados de los cóndrulos.

Si bien la muestra comparte varias características comunes con el tipo petrológico 4, al compararla con el condrito DM-028 se percibe mayor obliteración de la textura, lo que representaría grados mayores de recristalización por metamorfismo termal. Ergo, el condrito DM-46 pertenecería al tipo petrológico 5.

6.3.4. Condrito DM-132

La textura principal del condrito es brechosa, consiguientemente, ha sido clasificado como una brecha condrítica.

Sector A

El área del condrito definida como sector A muestra textura levemente condrítica a granoblástica de grano fino a medio como resultado de la obliteración parcial de la textura original. Los cóndrulos alcanzan el ~24% de la sección que, en general, comprenden relictos de cóndrulos de bordes mal definidos pero que preservan formas esféricas a subesféricas. Sus tamaños van desde 0,5 a 1,1 mm, con un promedio de 0,7 mm. Probablemente la fracción de cóndrulos de menor tamaño fue disgregada por procesos secundarios. Los relictos de cóndrulos poco delineados están asociados a los tipos petrológicos 5 y 6.

La matriz del condrito es transparente y está recristalizada.

Al microscopio óptico, en el menor aumento (50x), fueron detectados limitados cristales de plagioclasa con un tamaño aproximado de 100 μm . Conforme el tamaño de los granos de feldespato, la muestra estaría situada en el tipo petrológico 6.

Kamacita y troilita se encuentran en cristales anhedrales a subhedrales, cuyas dimensiones oscilan entre 0,1 y 0,5 mm, con una media de 0,2 mm. La morfología de los opacos es menos irregular y con tendencia a desarrollar bordes rectos. Estos minerales ocurren preferentemente diseminados en la matriz.

La descripción anterior permite ubicar al condrito DM-132, sector A, en el tipo petrológico 6.

Sector B

El sector B presenta textura granoblástica de grano medio a levemente condrítica, esto quiere decir que, la textura primaria está intensamente obliterada por la recristalización de los constituyentes principales del condrito. Los cóndrulos alcanzan un ~16% de la sección, conformados principalmente por relictos de márgenes pobremente definidos pero que conservan formas esféricas a subsféricas. El diámetro de estos objetos oscila entre 0,2 y 0,9 mm, con una media de 0,5 mm. Este parámetro está relacionado con los tipos petrológicos 5 y 6.

La matriz es transparente y está engrosada producto de la recristalización.

La plagioclasa es levemente distinguible en el aumento 100x, con un tamaño aproximado de 100 μm . Esta característica ubicaría a la muestra en el tipo petrológico 6.

Kamacita y troilita aparecen en granos anhedrales a subhedrales, cuyas dimensiones varían de 0,1 a 0,6 mm, con un promedio de 0,2 mm. Aunque la morfología de los cristales suele ser irregular, una porción de los opacos exhibe bordes abruptos. Estos minerales ocurren mayormente en granos aislados dispersos en la matriz.

Equivalentemente al sector A, las características especificadas permitirían enlazar el sector B del condrito DM-132 al tipo petrológico 6.

6.3.5. Condrito DM-145

Condrito con textura granoblástica de grano medio producto de la obliteración pervasiva de la textura condritica original. La abundancia de cóndrulos asciende a ~14%, atribuido a relictos pobremente preservados, cuyo diámetro máximo es de 1 mm. La definición de los cóndrulos ubicaría al condrito en los tipos petrológicos 5 y 6.

La matriz es transparente y está engrosada como resultado de la recristalización.

Al microscopio óptico, en el menor aumento (50x), fueron identificados granos de plagioclasa anhedral de tamaños ~0,2 mm. Acorde a QEMSCAN®, el porcentaje modal del feldespato es igual a 2,14%. Este criterio indicaría pertenencia al tipo petrológico 6.

Kamacita y troilita se hallan en cristales subhedrales de límites rectos, cuyos tamaños varían entre 0,1 y 0,5 mm, con una media de 0,2 mm. Ambos minerales ocurren en granos aislados en la matriz, aunque, hay avistamiento de cristales con intercrecimiento.

A partir de los análisis en SEM-EDS, la composición promedio del olivino es de $Fa_{26,69\pm 0,79}$ (Tabla 6.5). Estos valores situarían a la muestra entre los tipos petrológicos 4, 5 y 6.

A través de QEMSCAN® es posible determinar la proporción de piroxenos, donde clinopiroxeno y ortopiroxeno tienen porcentajes modales equivalentes a 4,61% y 15,64%. La predominancia de la fase ortorrómbica indicaría tipo petrológicos 5 y 6.

Al examinar los criterios expuestos, se determina que el condrito DM-145 es de tipo petrológico 6.

6.4. ESTADO DE CHOQUE

El metamorfismo de choque y la formación de brechas son el resultado más común de las colisiones a hipervelocidad en los cuerpos parentales de los condritos ordinarios. El estudio de ambos constituye una fuente primaria de información acerca de la historia geológica y colisional de las muestras estudiadas.

Stöffler y otros (1991) propusieron una clasificación para estados progresivos del metamorfismo de choque. Definieron 6 estados, S1 a S6, basados en cambios texturales y mineralógicos en cristales de olivino y plagioclasa (Tabla 2.9). Luego, Bennet y McSween (1996) estudiaron los

efectos del metamorfismo de choque en minerales opacos, estableciendo parámetros para determinar un mínimo grado de metamorfismo de choque, los que incluyen propiedades microtexturales, como, por ejemplo, la troilita policristalina (Figura 2.8 y Tabla 2.10).

6.4.1. Evidencias en minerales silicatados

Las evidencias del metamorfismo de choque en minerales silicatados han sido encontradas en los 5 condritos ordinarios en estudio.

En los condritos DM-028, DM-40 y DM-46 los cristales de olivino presentan extinción recta y extinción ondulosa débil a fuerte. Mientras que en los condritos DM-132 y DM-145 los granos de olivino sólo manifiestan extinción ondulosa (débil a fuerte). Además, en todos los condritos, los olivinos están extensamente surcados por fracturas irregulares y atravesados por 1 a 3 *sets* de fracturas planares, donde lo habitual era detectar 2 familias de estas fracturas en direcciones perpendiculares o casi perpendiculares. También, en el general de las muestras, se observó olivino con mosaicismo incipiente, sin embargo, este efecto es limitado a unos cuantos granos y, por ende, no fue considerado representativo del estado de choque de los condritos.

No fue posible identificar signos de metamorfismo de choque en los cristales de plagioclasa, ya que eran muy reducidos en tamaño y abundancia.

El olivino al ser afectado por una onda de choque reacciona mediante la deformación de la estructura cristalina a través de dislocaciones. Estas dislocaciones, según su orientación, se expresan como fracturas irregulares no planares al estar desordenadas y como fracturas planares al orientarse según algún plano cristalográfico. La existencia de extinción ondulosa en los cristales de olivino es considerada una manifestación de las dislocaciones en la red cristalina (Stöffler y otros, 1991 en Álvarez, 2021).

Los efectos de choque más débiles observables en el olivino son la extinción ondulosa y las fracturas irregulares no planares orientadas al azar (Carter y otros, 1968 en Stöffler y otros, 1991). Ambas evidencias aparecen siempre de forma conjunta y caracterizan un estado de choque S2 o muy débilmente choqueado. Con el incremento del estado de choque, los olivinos con extinción ondulosa exhiben fracturas planares que tienen un espaciamiento de decenas de μm . Las fracturas planares son el indicador más importante de presiones de choque moderadas, y, a su

vez, constituyen el criterio principal del estado de choque S3 o débilmente choqueado (Stöffler y otros, 1991).

6.4.2. Evidencias en minerales opacos

Las evidencias de metamorfismo de choque en minerales opacos han sido observadas en todos los condritos ordinarios en estudio.

Los efectos de impactos están representados por granos de troilita policristalina (débil a fuerte) y por el desarrollo incipiente de venillas de choque. Localmente, en el condrito DM-028, fue identificado un *melt-pocket* de cromita.

Las evidencias de choque en los minerales opacos están relacionadas a aumentos localizados de presión y temperatura producto del paso de una onda de choque proveniente de la colisión de dos cuerpos (Stöffler y otros, 1991).

Los distintos tipos de venas y los bolsillos de fundido se originan por un aumento rápido de la presión y temperatura durante un impacto, lo que genera fusión *in situ* debido al calor producido por mecanismos de cizalle, fricción o calentamiento por colapso de espacios vacíos en los poros (Hirata y otros, 2009 en Ulloa, 2018). Estos mecanismos actúan en las interfaces de los granos minerales que responden de forma heterogénea a la presión de choque, siendo más pronunciado el efecto en la interfaz metal-silicato o metal-espacio de poro, producto de las diferencias de densidad.

Las venas de choque se forman a relativamente bajos niveles de equilibración (bajas presiones), ya que han sido observadas en condritos ordinarios que sólo presentan fracturas planares y extinción ondulosa. La abundancia y complejidad geométrica de las venas incrementa junto con la presión de choque. Las venas tienden a ampliarse en bolsillos de fundido, generalmente en las uniones triples de venas, lo que comúnmente termina englobando clastos de material sin fundir, concordando con la fusión *in situ* de los constituyentes de la matriz. Los diferentes fundidos que rellenan las venas pueden generarse en un mismo impacto y el tiempo de emplazamiento entre un fundido y otro es del orden de milisegundos a segundos (Stöffler y otros, 1991).

Stöffler y otros (1991) mencionan que las evidencias de choque en los minerales opacos emergen desde el estado S3 en adelante. Para el estado de choque S3 especifican la aparición de venas de choque y la formación incipiente de bolsillos de fundido, interconectados en algunas ocasiones.

6.4.3. Estado de choque de los condritos ordinarios

En función a las descripciones previamente proporcionadas y a partir de la clasificación planteada por Stöffler y otros (1991), a los condritos DM-028, DM-40, DM-46, DM-132 (sector A y B) y DM-145 se les ha asignado el estado de choque S3. Según los mismos autores, el estado S3 es el más abundante independiente del grupo químico y tipo petrológico de la muestra en cuestión.

De acuerdo a Bennet y McSween (1996), refiriéndose a los minerales opacos, para establecer un estado de choque determinado hay que distinguir aquellas evidencias que son abundantes, es decir, en más del 50% de los granos observados, y no aquellas que puedan llamarse comunes (10% a 50% de los granos observados) o raras (menor al 10% de los granos observados).

Todos los individuos del conjunto de muestras estudiadas presentan troilita policristalina, no obstante, los cristales que tienen esta particularidad no sobrepasan el 50% del total de granos observados. Por lo que, la presencia de troilita policristalina se considera una característica rara y no influiría en la determinación del estado de choque. Lo mismo sucede con el desarrollo de venillas de choque (y bolsillo de fundido en el condrito DM-028), cuya extensión es limitada en todas las secciones. Cabe destacar que, Stöffler y otros (1991) especifican la aparición de venas de choque y la formación incipiente de bolsillos de fundido para el estado S3, coincidiendo ampliamente con lo observado en laboratorio.

En relación de la determinación del estado de choque S3, es posible deducir que los cuerpos parentales de los condritos DM-028, DM-40, DM-46, DM-132 y DM-145 sufrieron colisiones que alcanzaron una presión de choque entre 15 y 20 GPa, asociada a un aumento de temperatura *post-choque* de entre 100° y 150°C (Stöffler y otros, 1991).

6.4.4. Brecha condrítica DM-132

Texturalmente los condritos ordinarios pueden dividirse en brechizados y no brechizados (Bischoff y Stöffler, 1992). Las brechas son rocas que contienen clastos de uno o diferente tipo petrológico, y/o pueden contener fragmentos xenolíticos o fragmentos de fusión por impacto (Bischoff y otros, 2018).

Producto de las colisiones entre grandes asteroides e impactos catastróficos, diferentes procesos llevan a la modificación de los cuerpos parentales de los meteoritos y a la formación de nuevos cuerpos y nuevos tipos de roca. Estos procesos incluyen acreción, excavación de material,

metamorfismo termal, fusión, mezcla de diferentes materiales, re-acreción, re-litificación, entre otros (Bischoff y Stöffler, 1992; Bischoff y otros, 2006 en Bischoff y otros, 2018). Todos ellos pueden repetirse múltiples veces y llevar a la creación de brechas meteoríticas que contengan una gran variedad de fragmentos y litologías.

Diferentes tipos de brechas pueden ser encontradas en la superficie y subsuperficie de asteroides (Tabla 2.11), gran parte de ellas litificadas por el mismo impacto. Bischoff y otros (2018) reportan la siguiente abundancia de brechas para cada grupo químico: 23% para el grupo H, 23% para el grupo L y 79% para el grupo LL. Estas disimilitudes podrían señalar un origen e historia colisional diferente para los cuerpos parentales de los grupos H, L y LL. Por otro lado, la semejanza entre las abundancias de los grupos H y L podría ser un indicador de similar frecuencia de impactos en sus cuerpos parentales, en contraste con una presunta mayor frecuencia de impactos en el cuerpo parental (o cuerpos parentales) del grupo LL (Bischoff y otros, 2018).

Preliminarmente, el condrito DM-132 ha sido catalogado como una brecha condrítica. La muestra tiene una textura principal brechosa, esto quiere decir que, existe un contacto que separa al condrito en 2 sectores (definidos como A y B), los que difieren en algunos aspectos, tales como, tamaño y distribución de constituyentes principales, contenido de minerales opacos y distribución y porcentaje de venillas.

La descripción de los sectores A y B y consiguiente clasificación del grupo químico y tipo petrológico se llevaron a cabo de manera independiente. En consecuencia, ambos sectores fueron atribuidos al grupo químico H y tipo petrológico 6. De acuerdo a lo anterior, el condrito DM-132 correspondería a una brecha monomítica, es decir, una brecha cuyos clastos tienen el mismo grupo químico y mismo tipo petrológico. Lo que puede ser indicativo de la proveniencia de ambos clastos de un mismo cuerpo parental.

6.5. GRADO DE METEORIZACIÓN TERRESTRE

El grado de meteorización terrestre es un parámetro ligado al tiempo de estadía de los meteoritos en la Tierra, útil en la medición de los efectos medioambientales sobre los componentes primarios de los condritos.

Wlotzka (1993) propuso una escala basada en efectos de alteración progresivos en secciones pulidas de condritos ordinarios, en la cual se reconocen 6 grados de meteorización (W0 a W6)

(Tabla 2.12). Estas categorías apuntan a rangos de porcentajes de reemplazo de metales y sulfuros por oxi-hidróxidos de Fe, aunque los estados finales de meteorización (W5 y W6) están enfocados al reemplazo de los silicatos máficos. No obstante, Valenzuela (2011) estipula que los condritos ordinarios que han caído en el desierto de Atacama pueden sufrir la alteración de los silicatos a la par de las fases opacas.

La estimación del reemplazo de los minerales metálicos fue realizada bajo el microscopio óptico en luz reflejada al menor aumento (50x). La estimación del reemplazo de los minerales silicatados se realizó en luz transmitida también en el menor aumento. Refiérase al porcentaje de reemplazo al área ocupada por los minerales secundarios (oxi-hidróxidos de Fe) con respecto al área ocupada por los minerales primarios (kamacita, troilita y silicatos ferromagnesianos).

La Tabla 6.6 provee los porcentajes de reemplazo estimados para cada muestra junto con el grado de meteorización terrestre otorgado según la clasificación de Wloztka (1993).

Tabla 6.6: Porcentajes estimados de reemplazo junto con el grado de meteorización terrestre de los condritos ordinarios. La brecha condrítica DM-132 tiene 2 porcentajes de reemplazo para minerales metálicos (y minerales silicatados) y, por lo tanto, tiene 2 grados de meteorización terrestre (para los sectores A y B) (Tabla 4.2).

Código	Porcentaje de reemplazo minerales metálicos (%)	Porcentaje de reemplazo minerales silicatados (%)	Grado de meteorización terrestre (W)
DM-028	86	16	W3
DM-40	24	31	W2
DM-46	55	17	W2
DM-132A	48	15	W2
DM-132B	73	12	W3
DM-145	63	20	W3

Los condritos DM-40, DM-132 (sector A) y DM-46 tienen porcentajes de reemplazos bajos a moderados, cuyos valores corresponden a ~24%, ~48% y ~55%, respectivamente, en orden creciente. A todos ellos se les atribuye el grado de meteorización W2.

En cambio, los condritos DM-145, DM-132 (sector B) y DM-028 presentan oxidación severa de los granos de kamacita y troilita, con porcentajes de reemplazo iguales a ~63%, ~73% y ~86%, respectivamente y en orden creciente. Por tanto, se asocian al grado de meteorización W3.

Cabe destacar que, en todos los condritos ordinarios predomina el reemplazo del sulfuro por sobre el reemplazo del Fe-Ni metálico (Tabla 4.2). Aunque en algunos trabajos de investigación se ha mencionado que el metal tiende a oxidarse primero en comparación con una alteración más

lenta de la troilita en condiciones ambientales de desierto caliente (Lee y Bland, 2004 y Al-Kathiri y otros, 2005 en Zurfluh y otros, 2016).

Wloztko (1993) establece el comienzo de la alteración de los silicatos máficos (principalmente en fracturas) en el grado de meteorización W5 y determina el reemplazo masivo de los silicatos por óxidos y minerales arcillosos en el grado de meteorización W6. Lo anterior no se ajusta con lo examinado en las muestras, ya que el porcentaje de reemplazo promedio estimado de los minerales silicatados varía entre 12% y 31%, a pesar de que en ningún caso hay oxidación completa de los minerales metálicos (grado de meteorización terrestre mínimo W4). El reemplazo de los cristales de olivino y piroxeno predomina en los bordes de las secciones y en las fracturas que las atraviesan, principalmente en aquellos granos adyacentes a venas de meteorización.

6.5.1. Cuantificación de las fases secundarias con QEMSCAN®

Aunque los últimos sistemas basados en SEM son capaces de distinguir entre los principales óxidos e hidróxidos de Fe, sigue siendo problemática la distinción entre minerales de Fe muy cercanos en contenido de O (por ejemplo, diferentes tipos de hematita o magnetita). Los sistemas de microscopía electrónica pueden identificar erróneamente minerales con una composición química cercana, como, por ejemplo, hematita y magnetita y goethita vítrea y hematita (Donskoi y otros, 2013 en Álvarez, 2021).

QEMSCAN® proporciona información sobre la mineralogía modal que compone los condritos ordinarios en estudio. Las ocurrencias minerales detectadas y cuantificadas por QEMSCAN® proceden de una base de datos estándar, denominada lista SIP. La lista mineralógica SIP empleada en el estudio de los condritos DM-028 y DM-145 solo es capaz de reconocer 2 grandes grupos de especies secundarias: “Silicatos alterados” y “Óxidos de Fe”, pero no distingue minerales de alteración terrestre específicos, como, por ejemplo, akagaenita, magnetita, maghemita, lepidocrosita, arcillas, entre otros.

Aun así, para el condrito DM-028, la composición modal de “Óxidos de Fe” y “Silicatos alterados” es igual a 22,93% y 18,49%, respectivamente (Tabla 5.5). En cambio, para el condrito DM-145, los valores de composición modal de “Óxidos de Fe” y “Silicatos alterados” equivale a 12,90% y 22,54%, respectivamente (Tabla 5.7).

Es importante mencionar que, no es fructífero hacer una comparación de los porcentajes de “Óxidos de Fe” *versus* los porcentajes promedio de reemplazo estimado de la mineralogía metálica en el microscopio óptico, pues el primer valor está calculado en base a la totalidad de la superficie de las muestras mientras que el segundo valor corresponde a un estimativo del área ocupada por los minerales secundarios en comparación al área total de las fases opacas primarias.

Por el contrario, los porcentajes modales de la fase “Silicatos alterados” son correlacionables con el porcentaje estimado de reemplazo de los silicatos ferromagnesianos. Para el condrito DM-028, ambas cifras son bastante similares, con una variación de ~2,5%. Análogo a lo que ocurre con el condrito DM-145, cuyos porcentajes también difieren en ~2,5%.

6.6. ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LOS CUERPOS PARENTALES DE LOS CONDRITOS ORDINARIOS

La historia y evolución de los condritos ordinarios comenzó con la acreción del material sólido de alta temperatura (>1.600°C) existente, correspondiente a cóndrulos, granos de Fe-Ni metálico y sulfuro. Los espacios vacíos entre los componentes sólidos fueron rellenados por la matriz de grano fino, la que se cree mantuvo baja temperatura en el disco protoplanetario (<200°C). Al final de la etapa de acreción, el cuerpo parental asteroidal habría alcanzado decenas de kilómetros de diámetro y comienza a experimentar un aumento de temperatura interna que da paso a la acción del metamorfismo termal (Vernazza y otros, 2015). Probablemente todos estos procesos ocurrieron en un rango de tiempo de ~2 Ma (Kleine y otros, 2008; Conelly y otros, 2012; Vernazza y otros, 2015; Blackburn y otros, 2017 en Bischoff y otros, 2018).

Varias fuentes han sido propuestas para explicar la evolución termal de los planetesimales y así la existencia de los diferentes tipos petrológicos (3 a 6). Dentro de estas, el decaimiento de nucleidos radiogénicos de corta vida es considerada la fuente más probable de calor (Urey, 1955 en Vernazza y otros, 2015). Más específicamente, la evidencia isotópica es substancial al sugerir que el nucleido ^{26}Al es la mayor fuente de calor de metamorfismo o diferenciación en los planetesimales.

Si el cuerpo parental de los condritos ordinarios hubiera sido calentado por el decaimiento de ^{26}Al y luego enfriado sin ser perturbado por impactos, este hubiera formado una estructura de “*onion-shell*” o “cáscara de cebolla”, en donde el material más metamorfoseado (tipo petrológico 6)

ocuparía la región central rodeado por capas sucesivas de material menos metamorfoseado (tipos petrológicos 5 a 3) (Trieloff y otros, 2003; Ghosh y otros, 2006; Henke y otros, 2012 y 2013 en Vernazza y otros, 2015). El modelo “*onion-shell*” intenta explicar la formación de los tipos petrológicos de los condritos ordinarios desde un mismo cuerpo parental, donde los tipos petrológicos más altos están en el centro, enfriándose supuestamente más lento que los tipos petrológicos más bajos que están ubicados en las capas externas del cuerpo parental, generando un modelo zonificado (Trieloff y otros 2003, en Soto 2020).

A partir de estudios en laboratorio, la temperatura experimentada por los condritos ordinarios de tipo petrológico 4 a 6 se estima entre los 500 y 1.000°C (Dodd, 198; Mare y otros, 2014; McSween y Patchen, 1989; McSween y otros, 1988; Slater-Reynolds y McSween, 2005 en Johnson y otros, 2016). El proceso de metamorfismo termal ocurre a bajas presiones de entre 1 a 2 kbar o menos (Dodd, 1981; McSween y Patchen, 1989; Tait y otros, 2014; cf. Pletchov y otros, 2005; Zinovieva y otros, 2006 en Johnson y otros, 2016).

Pese a que el modelo “*onion-shell*” es ampliamente aceptado, hay controversia sobre las velocidades de enfriamientos de los diferentes tipos petrológicos. Por lo que se deduce que varias colisiones perforaron el cuerpo parental de los condritos ordinarios hasta las profundidades donde se encontraban los tipos petrológicos más altos, permitiendo un enfriamiento más rápido (Scott y otros, 2011 en Soto, 2020).

En general, la fragmentación, que es estrictamente necesaria para explicar varios tipos de datos y observaciones mineralógicas y texturales, se considera que ocurrió algún tiempo después de la formación del cuerpo parental, controlando el origen de asteroides, así como su destrucción, por lo que constituye un factor importante en la evolución planetológica (Bischoff y otros, 2018).

El modelo “*onion-shell*” es inconsistente con los promedios de enfriamiento de los metales. Para explicar esto, fue necesario proponer un modelo que implicara la fragmentación del cuerpo parental, mientras aún estuviera caliente, en combinación con una rápida re-acreción de los bloques de roca debido a la gravedad mutua de las piezas (modelo “*rubber-pile*” o “pila de escombros”) (Taylor y otros, 1987 en Bischoff y otros, 2018). Los impactos en un gran y único cuerpo parental tipo “*onion-shell*” son necesarios para producir mega bloques constituidos por diferentes grados de recristalización y equilibración, lo que resultaría en un cuerpo con una mezcla de tipos petrológicos (Figura 6.4).

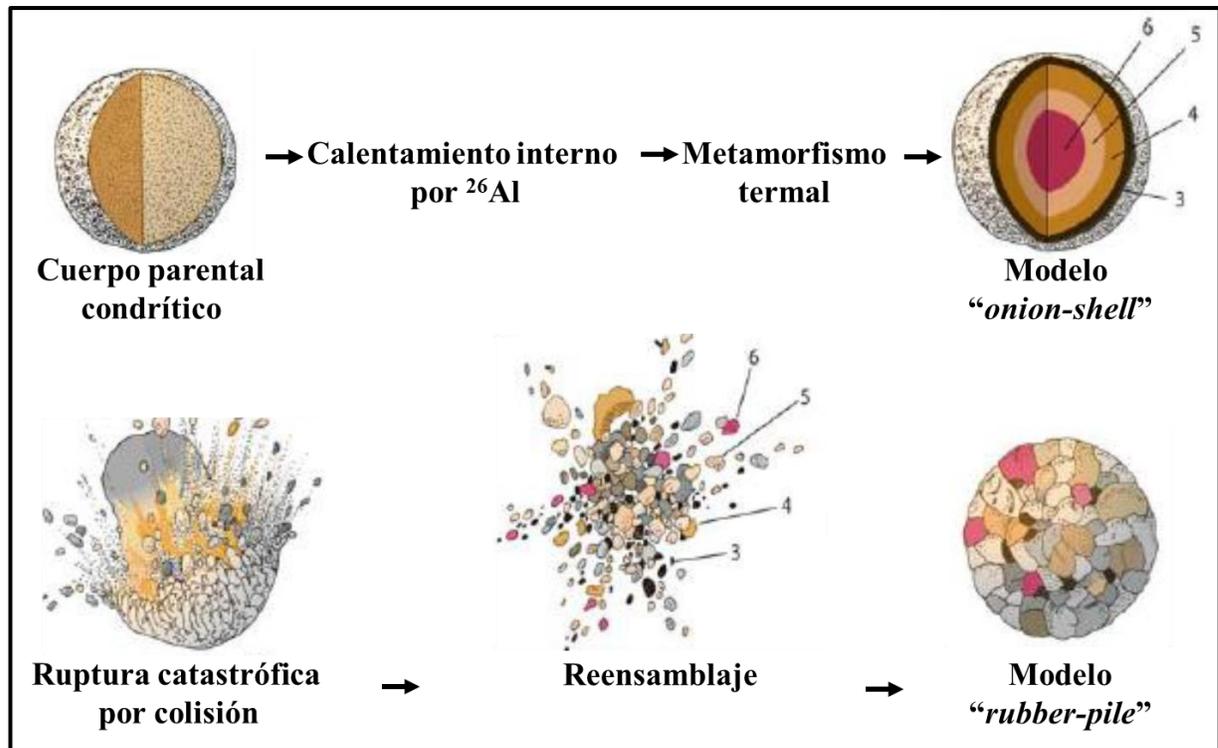


Figura 6.4: Modelos "onion-shell" y "rubber-pile" para explicar origen de condritos ordinarios y sus distintos tipos petrológicos (Modificado de Norton, 2008 en Soto, 2020).

Frecuentemente se considera que cada uno de los 3 grupos químicos de los condritos ordinarios deriva de un solo asteroide "primordial" que existió en las primeras decenas de Ma en la historia del sistema solar. Sin embargo, Vernazza y otros (2014 en Bischoff y otros, 2018) sugieren que grandes grupos de asteroides similares composicionalmente son el resultado natural de la formación planetaria. Por otra parte, Burbine y otros (2002 en Bischoff y otros, 2018) mencionan que un solo cuerpo parental pudo haber producido un gran número de los asteroides actuales.

Las colisiones de tipo catastróficas llevan a la generación de nuevos asteroides o nuevas "familias" de asteroides. Varios modelos colisionales y dinámicos indican que los distintos grupos de meteoritos caídos podrían derivarse de familias de asteroides en vez de planetesimales individuales. La re-acreción de los materiales meteoríticos para formar nuevos cuerpos parentales está bien documentada gracias al estudio de las brechas condriticas.

Para ninguno de los grupos químicos pertenecientes a la clase de los condritos ordinarios ha sido identificado un asteroide (o familia de asteroides) como cuerpo parental inequívoco, aunque existen varias propuestas. Vernazza y otros (2015) indican que la mayoría de los cuerpos de tipo

espectral S tienen mineralogías idénticas a los condritos ordinarios, por lo que estos tipos de asteroides son los principales candidatos a cuerpos parentales de los condritos ordinarios.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La expedición de búsqueda de meteoritos llevada a cabo en el desierto de Atacama el año 2017, permitió la recolección de 5 especímenes para el desarrollo de esta Memoria de Título. Todos ellos pertenecen a la clase de los condritos ordinarios.

El condrito DM-028 corresponde al grupo químico H y tipo petrológico 4. A su vez, el condrito DM-40, también pertenece al grupo H, pero su tipo petrológico es igual a 5. De la misma manera, los clastos de la brecha condrítica DM-132 han sido designados al grupo químico H y a un tipo petrológico 6. Esta última ha sido definida como una brecha condrítica de tipo monomítica, es decir, las partes que la constituyen tienen la misma composición (igual grupo químico y tipo petrológico). Por su parte, el condrito DM-46 fue catalogado como parte del grupo químico L, con un tipo petrológico 5. Finalmente, el condrito DM-145 se encuentra en una transición entre los grupos químicos L y LL, cuyo tipo petrológico es 6.

La integración de las mediciones de susceptibilidad magnética (tomadas con el susceptómetro ATACAMET) y el grado de meteorización terrestre de las muestras permitió la clasificación del grupo químico a través del diagrama propuesto por Rochette y otros (2012). Sin embargo, para los condritos DM-028 y DM-145, la determinación del grupo químico también se realizó mediante el cálculo del contenido de fayalita y ferrosilita en olivinos y piroxenos.

La evaluación del tipo petrológico (Van Schmus y Wood, 1967) fue ejecutada por medio de la observación de parámetros petrográficos en microscopia convencional combinados con criterios químicos analizados con métodos de microscopia electrónica (EPMA, SEM-EDS y QEMSCAN®), este último paso solo aplicable a los condritos DM-028 y DM-145.

Los efectos del metamorfismo de choque son similares en los 5 condritos ordinarios. Para determinar el estado de choque (Stöffler y otros, 1991) se estudiaron las evidencias de choque en minerales silicatados complementado con el estudio de las evidencias en minerales opacos (Bennet y McSween, 1996). A partir de esto, se establece un estado de choque S3 para cada una de las muestras. Este correspondería al estado de choque más abundante dentro de la clase de los condritos ordinarios, independiente del grupo químico y tipo petrológico.

El grado de meteorización terrestre (Wlotzka, 1993) de los condritos DM-40 y DM-46 es W2, ya que se observa una oxidación moderada de su mineralogía metálica. En cambio, los condritos

DM-028 y DM-145 están relacionados a un grado de meteorización terrestre W3, por la oxidación severa de sus metales. La brecha condrítica DM-132 se encuentra en un grado de meteorización transicional W2-3.

De acuerdo a lo que se ha mencionado con anterioridad, es posible inferir al menos 2 cuerpos parentales para los condritos ordinarios en estudio, separados según el grupo químico H (DM-028, DM-40 y DM-132) y L (DM-46 y DM-145). Presumiblemente, ambos cuerpos parentales provienen de asteroides de tipo espectral S que están ubicados en la parte interna del Cinturón Principal de Asteroides, entre Marte y Júpiter.

La historia de formación de los cuerpos parentales de los condritos ordinarios comienza con la acreción del material de alta temperatura, como cóndrulos y granos de Fe-Ni metálico y sulfuro de Fe, los que posteriormente fueron rodeados por una matriz de baja temperatura.

Luego de la acreción de los planetesimales, los condritos experimentaron diferentes grados de metamorfismo termal, el que esta probablemente inducido por el decaimiento del radioisótopo de corta vida ^{26}Al . Se asume que los cuerpos parentales se ajustan al modelo “*onion-shell*”, esto permitiría explicar los diferentes tipos petrológicos. En el caso de las muestras del grupo químico H, el incremento de la alteración termal se da en el sentido DM-028, DM-40 hasta DM-132, lo que podría indicar que el condrito DM-132 procede de una zona más profunda del cuerpo parental, mientras que el condrito DM-40 estaría localizado en una capa intermedia y el condrito DM-028 en la región más externa del asteroide. Análogamente, el condrito DM-145 estaría localizado en el área central del respectivo cuerpo parental mientras que el condrito DM-46 correspondería más bien a una capa intermedia del cuerpo asteroidal. En general, se estima que los efectos del metamorfismo termal acontecen entre los 500°C y 1.000°C, con presiones de 1 kbar o menores.

Posteriormente, o paralelo a los procesos termales, los cuerpos parentales sufrieron colisiones que generaron presiones de entre 15 a 20 GPa, incitando un incremento de la temperatura *post-choque* de entre 100°C y 150°C.

Los procesos de impacto provocarían la separación de los condritos ordinarios de sus cuerpos parentales y la subsecuente llegada de las muestras a la superficie terrestre (además de la formación de la brecha condrítica DM-132). En el sector El Médano, región de Antofagasta,

Chile, enmarcado en el desierto de Atacama, los condritos sufrieron los efectos de la meteorización terrestre en niveles moderados a severos. Se asume que los grados más bajos de meteorización representan una estadía más corta en la Tierra y viceversa.

Por último, es recomendable la realización de análisis químicos EPMA, SEM-EDS y QEMSCAN® para las muestras DM-40, DM-46 y DM-132, a modo de obtener clasificaciones más adecuadas y menos dependientes de criterios sujetos a interpretación del investigador, como lo es la observación al microscopio óptico. También se recomiendan estudios enfocados en la detección de las fases de meteorización terrestre (con el método de espectroscopía de Mössbauer), las que no pudieron ser detectadas en el transcurso de esta Memoria de Título.

8. REFERENCIAS

- ÁLVAREZ, S. 2021. Caracterización y análisis del meteorito Paposo utilizando SEM-EDS (QEMSCAN®): alcances de la evaluación cuantitativa de minerales para la clasificación de condritos ordinarios. Tesina para optar al título de Geóloga. Universidad Católica del Norte, Departamento de Geología (Inédito): 79 pp. Antofagasta.
- BENNETT, M.E. y MCSWEEN, H.Y. 1996. Shock features in iron-nickel metal and troilite of L-group ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **31**: 255-264.
- BISCHOFF, A. y STÖFFLER, D. 1992. Shock metamorphism as a fundamental process in the evolution of planetary bodies: Information from meteorites. *European Journal of Mineralogy*. Vol. **4**: 707-755.
- BISCHOFF, A.; SCHLEITING, M.; WIELER, R. y PATZEK, M. 2018. Brecciation among 2280 ordinary chondrites—Constraints on the evolution of their parent bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **238**: 516-541.
- BISCHOFF, A.; SCOTT, E.R.; METZLER, K. y GOODRICH, C.A. 2006. Nature and origins of meteoritic breccias. *Meteorites and the early solar system*. Vol. **II**: 679-712. Tucson.
- BLAND, P.A.; ZOLENSKY, M.E.; BENEDIX, G.K. y SEPHTON, M.A. 2006. Weathering of chondritic meteorites. *Meteorites and the early solar system*. Vol. **II**: 853-867. Tucson.
- BLAND, P.A.; BERRY, F.J.; SMITH, T.B.; SKINNER, S. y PILLINGER, C.T. 1996. Flux of meteorites to the Earth and weathering in hot desert ordinary chondrite finds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **60**: 2.053–2.059.
- BLAND P.A.; SEXTON A.S.; JULL A.J.T.; BEVAN A.W.R.; BERRY F.J.; THORNLEY D.M.; ASTIN T.R.; BRITT D.T. y PILLINGER C.T. 1998. Climate and rock weathering: A study of terrestrial age dated ordinary chondritic meteorites from hot desert regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **62**: 3.169–3.184.
- BRITT, D.T. y CONSOLMAGNO, G.J.S.J. 2003. Stony meteorite porosities and densities: A review of the data through 2001. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **38**: 1.161-1.180.
- CLARKE, J.D. 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology*. Vol. **73**: 101-114.
- CLAYTON, R.N. 2003. Oxygen isotopes in meteorites. *Treatise on geochemistry*. Vol. **1**, 711 pp.
- CONSOLMAGNO S.J.G.J.; BRITT, D.T. y STOLL, C.P. 1998. The porosities of ordinary chondrites: Models and interpretation. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **33**: 1.221-1.229.
- GATTACCECA, J.; EISENLOHR, P. y ROCHETTE, P. 2004. Calibration of in situ magnetic susceptibility measurements. *Geophysical Journal International*. Vol. **158**: 42-49.

- DODD, R.T.; GROVER, J.E. y BROWN, G.E. 1975. Pyroxenes in the Shaw (L-7) chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **39**: 1.585-1.594.
- DUNAI, T.J.; LÓPEZ, G.A.G. y JUEZ-LARRÉ, J. 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*. Vol. **33**: 321-324.
- GOODING, J.L. 1986. Clay-mineraloid weathering products in Antarctic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **50**: 2.215-2.223.
- HUTCHINSON, R. 2004. Meteorites: A petrologic, chemical and isotopic synthesis. Cambridge University Press: 511 pp. New York.
- HUTZLER, A.; GATTACCECA, J.; ROCHETTE, P.; BRAUCHER, R.; CARRO, B.; CHRISTENSEN, E.J.; COURNEDE, C.; GOUNELLE, M.; LARIDHI OUAZAA, N.; MARTINEZ, R.; VALENZUELA, M.; WARNER, M. y BOURLES, D. 2016. Description of a very dense meteorite collection area in western Atacama: Insight into the long-term composition of the meteorite flux to Earth. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **51**: 468-482.
- JOHNSON, T.E.; BENEDIX, G.K. y BLAND, P.A. 2016. Metamorphism and partial melting of ordinary chondrites: Calculated phase equilibria. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **433**: 21-30.
- KROT, A.N.; KEIL, K.; SCOTT, E.R.D.; GOODRICH, C.A. y WEISBERG, M.K. 2014. Classification of meteorites and their genetic relationships. *Meteorites and cosmochemical processes*. Vol. **1**: 1-63.
- KÖPPEN, W. y GEIGER, R. (ED.). 1930. Handbuch der klimatologie. Gebrüder Borntraeger. Vol. **1**. Berlin.
- MORIMOTO, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*. Vol. **39**: 55-76.
- MENZIES, A.; URIBE, M.; ERAZO, F.; OSSANDON, C. y FONSECA, P. 2016. Automated mineralogical analysis of archaeological samples from northern Chile: Case Study II–Ceramics. XIV Congreso Geológico Chileno, Actas. Vol. **3**: 371-374.
- MUNAYCO, P.; MUNAYCO, J.; DE AVILLEN, R.R.; VALENZUELA, M.; ROCHETTE, P.; GATTACCECA, J. y SCORZELLI, R.B. 2013. Weathering of ordinary chondrites from the Atacama Desert, Chile, by Mössbauer spectroscopy and synchrotron radiation X-ray diffraction. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **48**: 457-473.
- MUÑOZ, C.; GUERRA, N.; MARTINEZ-FRIAS, J.; LUNAR, R. y CERDA, J. 2007. The Atacama Desert: A preferential arid region for the recovery of meteorites-Find location features and strewnfield distribution patterns. *Journal of arid environments*. Vol. **71**: 188-200.

- PAPIKE, J.J (ED.). 2018. Planetary Materials. Walter de Gruyter GmbH & Co Kg. Vol. **36**. Washington, D.C.
- PINTO, G. 2017. Definición, clasificación y emparejamiento de los fragmentos del meteorito Pampa-A, Pampa de Mejillones, Región de Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Departamento de Geología (Inédito): 157 pp. Antofagasta.
- ROCHETTE, P.; GATTACCECA, J. y LEWANDOWSKI, M. 2012. Magnetic classification of meteorites and application to the Soltmany fall. *Meteorites*. Vol. **2**: 67-71.
- ROCHETTE, P.; SAGNOTTI, L.; BOUROT-DENISE, M.; CONSOLMAGNO, G.; FOLCO, L.; GATTACCECA, J. y PENSONEN, L. 2003. Magnetic classification of stony meteorites: 1. Ordinary chondrites. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **38**: 251-268.
- RUBIN, A.E. y GROSSMAN, J.N. 2010. Meteorite and meteoroid: New comprehensive definitions. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **45**: 114–122.
- SCHMUS, W.R.v. y WOOD, J.A. 1967. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **31**: 747-765.
- SOTO, K. 2020. Caracterización petrológica y origen de dos meteoritos encontrados en el desierto de Atacama, Chile. Seminario para optar al Título Profesional de Geólogo. Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias, Escuela de Geología (Inédito): 151 pp. Valdivia.
- STÖFFLER, D.; KEIL, K. y SCOTT, E.R.D. 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **55**: 845-3.867.
- TOMKINS, A.G.; WEINBERG, R.F.; SCHAEFER, B.F. y LANGENDAM, A. 2013. Disequilibrium melting and melt migration driven by impacts: Implications for rapid planetesimal core formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **100**: 41-59.
- ULLOA, B. 2018. Clasificación y caracterización del grado de metamorfismo de choque de tres condritos ordinarios del Desierto de Atacama: J3109, J657 y J302. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 82 pp. Concepción.
- VALENZUELA, E.M. 2003. Petrología y geoquímica del meteorito Paposo. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 103 pp. Santiago.
- VALENZUELA, E.M. 2011. Procesos de meteorización en condritos ordinarios del Desierto de Atacama, norte de Chile: Nuevos antecedentes sobre meteorización de material extraterrestre en ambientes desérticos. Tesis de grado de Doctor en Ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 291 pp. Santiago.
- VARELA, M.E. 2015. Meteoritos: Restos rocosos del Sistema Solar primitivo. Vazquez Mazzinni Editores: 232 pp. Buenos Aires.

- VARGAS, G. y ORTILIEB, L. 1998. Patrones de variaciones climáticas durante el Cuaternario tardío en la costa de la Región de Antofagasta, Chile. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*. Vol. **27**: 385-394. Lima.
- VARGAS, G.; ORTILIEB, L. y RUTLLANT, J. 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **27**: 157-176. Santiago.
- VERNAZZA, P.; ZANDA, B.; NAKAMURA, T.; SCOTT, E. y RUSSELL, S. 2015. The formation and evolution of ordinary chondrite parent bodies. Asteroids IV. Michel, P., Demeo, F.E. y Bottke, W.F. editores. The University of Arizona press: 617-634. Tucson.
- WEISBERG, M.K.; MCCOY, T.J. y KROT, A.N. 2006. Systematics and evaluation of meteorite classification. Meteorites and the early solar system II. Lauretta, D.S. y McSween, H.Y. editores. The University of Arizona press: 19-52. Tucson.
- WLOTZKA, F. 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*. Vol. **28**: 460-460.
- ZURFLUH, F. J.; HOFMANN, B. A.; GNOS, E.; EGGENBERGER, U., y JULL, A. T. 2016. Weathering of ordinary chondrites from Oman: Correlation of weathering parameters with ¹⁴C terrestrial ages and a refined weathering scale. *Meteoritics & Planetary Science*. Vol. **51**: 1.685-1.700.

ANEXOS

ANEXO 1.
PROPIEDADES FÍSICAS

A. MEDICIÓN DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Tabla A.1: Mediciones de susceptibilidad magnética tomadas con el susceptómetro SM30. Los valores x, y, z representan 3 direcciones perpendiculares entre sí a partir de las cuales se realizaron mediciones. Los valores de χ están en 10^{-3} SI o 10^{-3} m³/kg.

Código	Masa (g)	Ejes (χ)									Promedio			$\langle\chi\rangle$
		x ₁	x ₂	x ₃	y ₁	y ₂	y ₃	z ₁	z ₂	z ₃	$\langle x \rangle$	$\langle y \rangle$	$\langle z \rangle$	
DM-028	10,84	5,26	5,18	5,22	10,3	10,3	10,3	3,75	3,82	3,7	5,22	10,30	3,76	6,43
DM-40	9,81	18,6	18,9	19,3	21,0	21,8	22,0	23,4	23,4	23,4	18,93	21,60	23,40	21,31
DM-46	28,04	12,7	12,9	12,6	15,4	15,4	15,4	13,3	13,2	13,3	12,73	15,40	13,27	13,80
DM-132	17,81	13,2	13,2	13,2	17,2	17,2	17,0	11,9	11,8	11,7	13,20	17,13	11,80	14,04
DM-145	2,77	1,38	1,39	1,38	1,53	1,57	1,58	1,21	1,00	1,2	1,38	1,56	1,14	1,36

Tabla A.2: Mediciones de susceptibilidad magnética tomadas con el susceptómetro ATACAMET. Los valores x, y, z representan 3 direcciones perpendiculares entre sí a partir de las cuales se realizaron mediciones. Los valores de $\log\chi$ están en 10^{-9} m³/kg.

Código	Masa (g)	Ejes ($\log\chi$)									Promedio			$\langle\log\chi\rangle$
		x ₁	x ₂	x ₃	y ₁	y ₂	y ₃	z ₁	z ₂	z ₃	$\langle x \rangle$	$\langle y \rangle$	$\langle z \rangle$	
DM-028	10,84	4,57	4,58	4,57	4,89	4,91	4,91	4,4	4,39	4,37	4,57	4,90	4,39	4,62
DM-40	9,81	5,18	5,13	5,22	5,14	5,18	5,18	5,23	5,22	5,22	5,18	5,17	5,22	5,19
DM-46	28,04	4,49	4,5	4,51	4,52	4,52	4,61	4,52	4,52	4,52	4,50	4,55	4,52	4,52
DM-132	17,81	4,65	4,68	4,68	4,8	4,81	4,8	4,44	4,62	4,63	4,67	4,80	4,56	4,68
DM-145	2,77	4,35	4,38	4,37	4,35	4,39	4,36	4,47	4,26	4,33	4,37	4,37	4,35	4,36

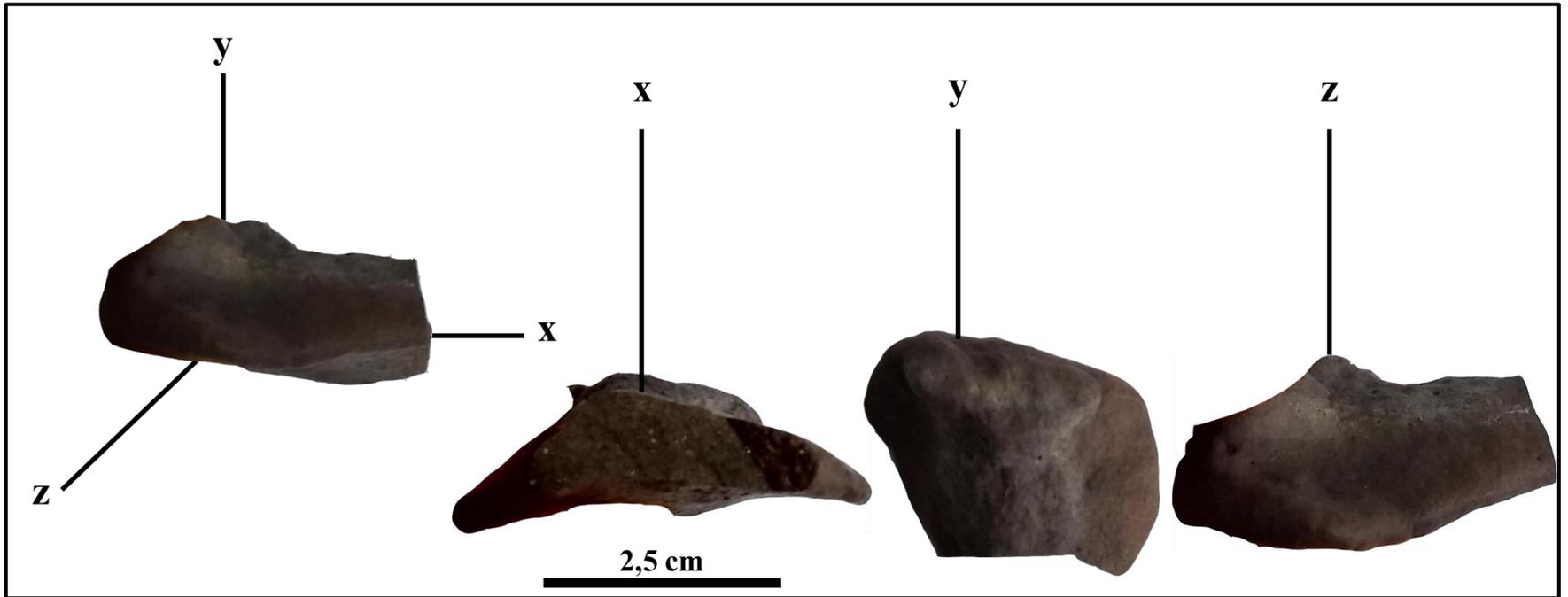


Figura A.1: Superficies sobre las que se tomaron mediciones de susceptibilidad magnética para el condrito DM-028. A la izquierda, esquematización de las direcciones (x,y,z). A la derecha, caras de la muestra sobre las que se realizaron las medidas.

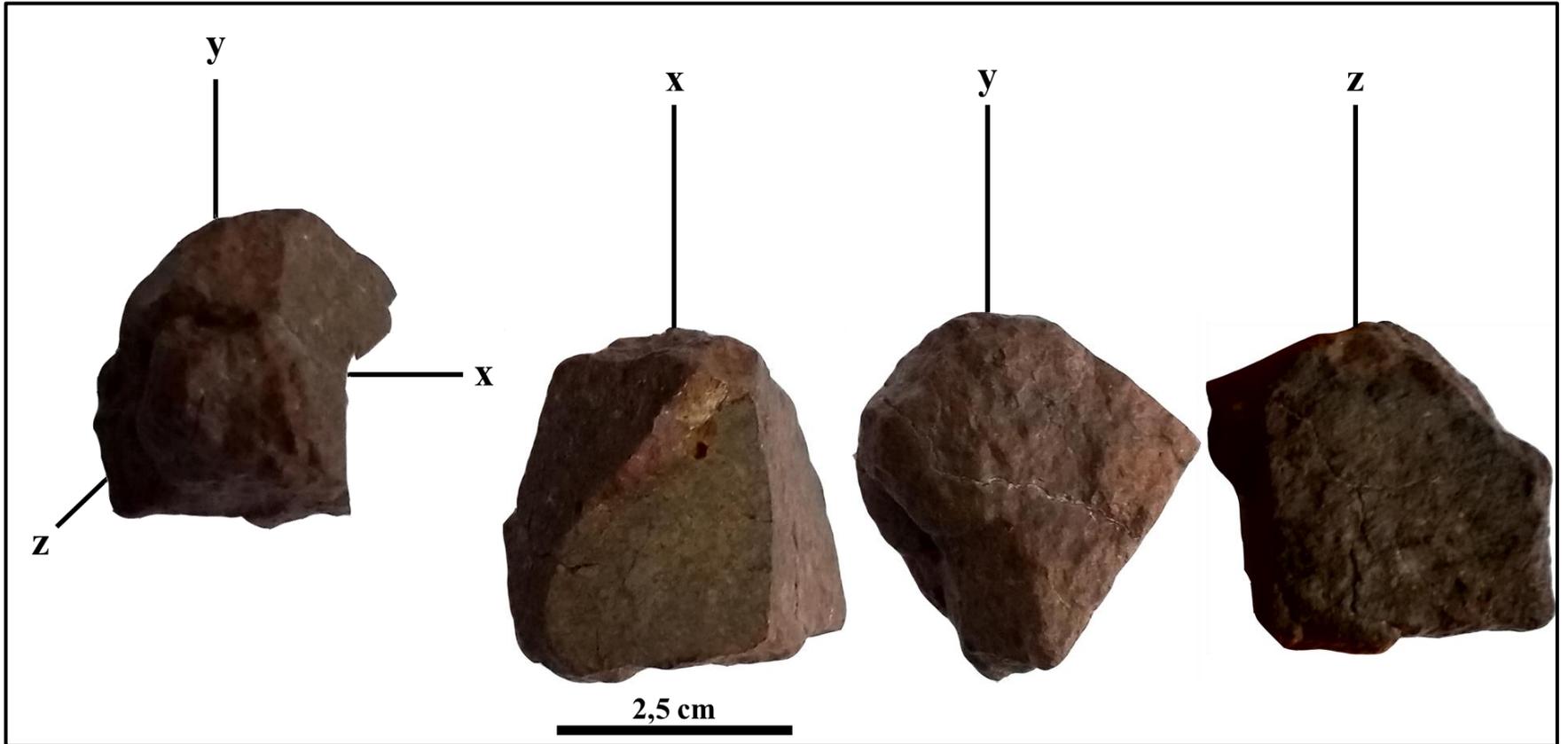


Figura A.2: Superficies sobre las que se tomaron mediciones de susceptibilidad magnética para el condrito DM-40. A la izquierda, esquematización de las direcciones (x,y,z). A la derecha, caras de la muestra sobre las que se realizaron las medidas.

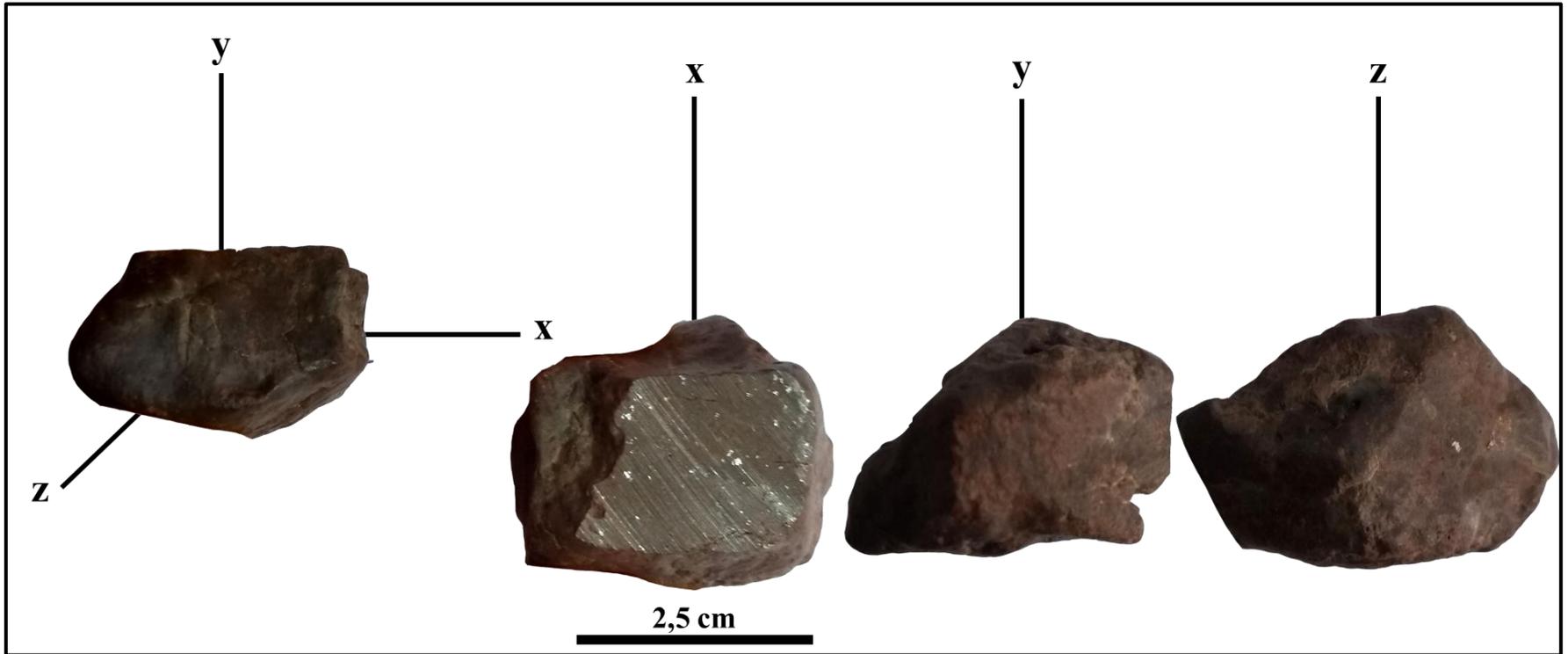


Figura A.3: Superficies sobre las que se tomaron mediciones de susceptibilidad magnética para el condrito DM-46. A la izquierda, esquematización de las direcciones (x,y,z). A la derecha, caras de la muestra sobre las que se realizaron las medidas.

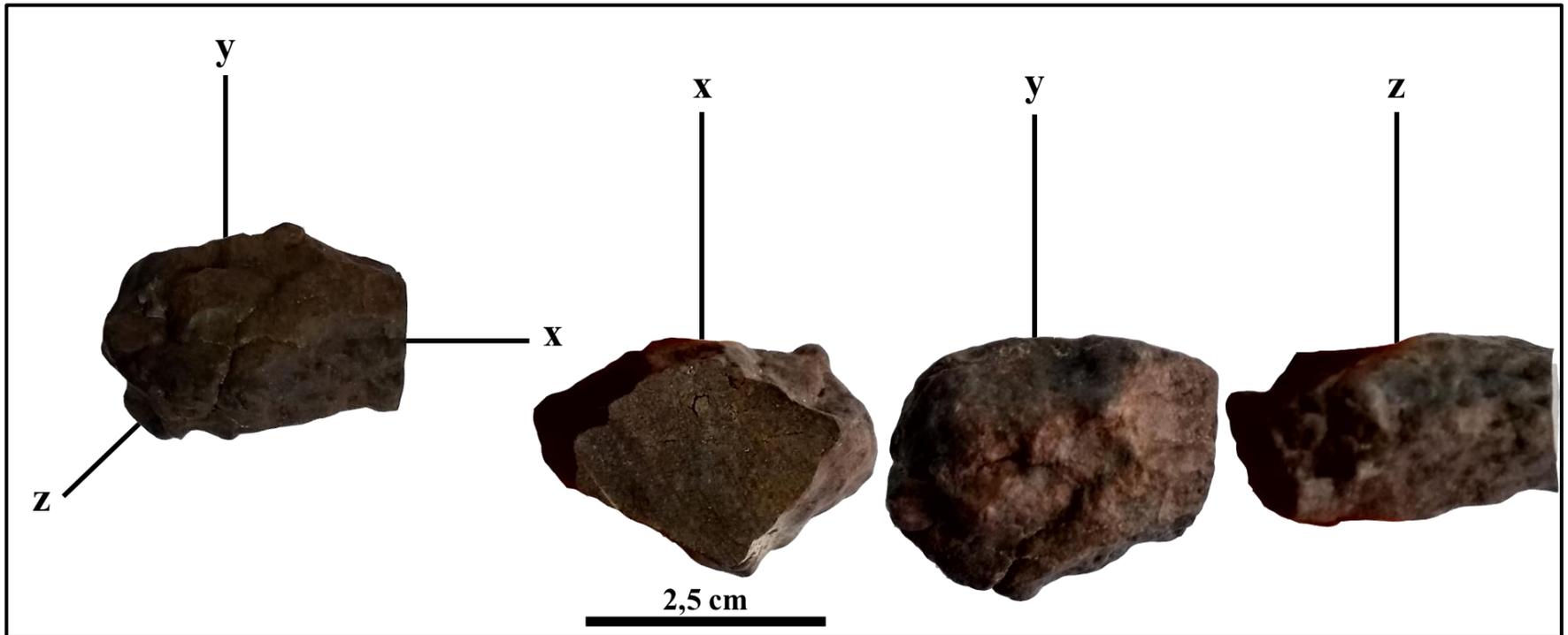


Figura A.4: Superficies sobre las que se tomaron mediciones de susceptibilidad magnética para el condrito DM-132. A la izquierda, esquematización de las direcciones (x,y,z). A la derecha, caras de la muestra sobre las que se realizaron las medidas.

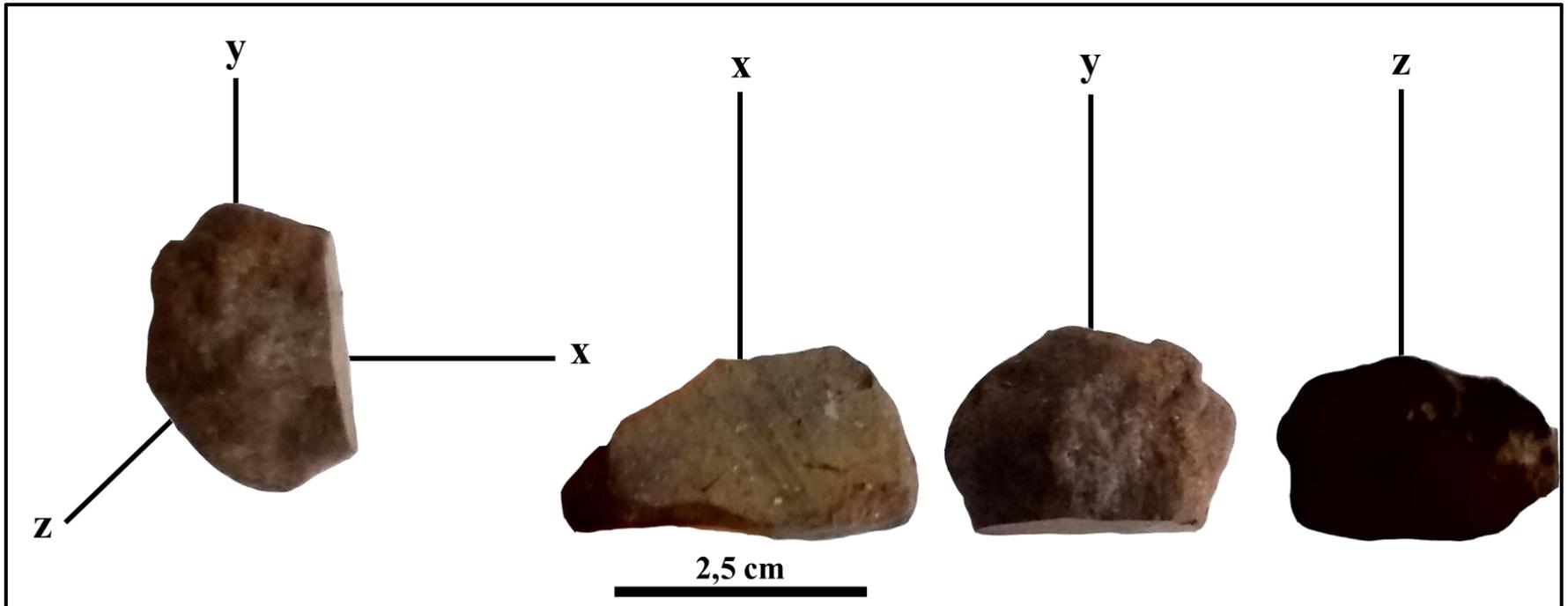


Figura A.5: Superficies sobre las que se tomaron mediciones de susceptibilidad magnética para el condrito DM-145. A la izquierda, esquematización de las direcciones (x,y,z). A la derecha, caras de la muestra sobre las que se realizaron las medidas.

ANEXO 2.
DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA

B. DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LOS CONDRIOS ORDINARIOS

B.1. DM-028 (H4/S3/W3)

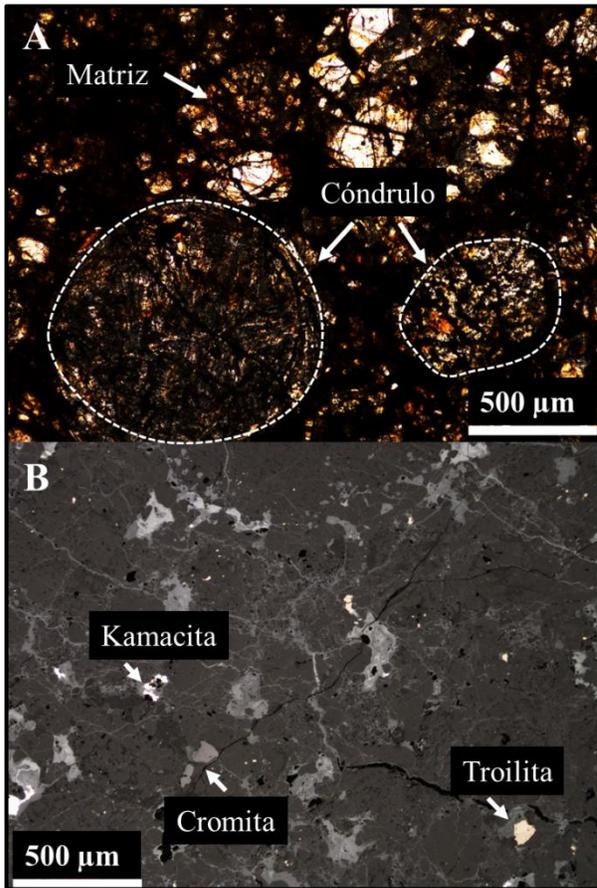


Figura B.1: Fotomicrografías de 2 secciones del condrito DM-028. A) Sección en luz transmitida y nicoles paralelos en la que se visualiza la textura condritica; B) Sección en luz reflejada y nicoles paralelos donde se observan los minerales opacos.



Figura B.2: Mapa de la sección pulida del condrito DM-028.

Descripción

Aspecto general de la muestra: Textura condritica. Fracturamiento bajo y porosidad incipiente (4,39%), ambas características ligeramente concentradas hacia los bordes. La muestra presenta color anaranjado asociado a alteración por oxidación.

Componentes

Cóndrulos: Corresponden al 54,31% del total, cuyos tamaños van de 0,2 a 1,7 mm, con una media de 0,6 mm. Conservan formas esféricas a subsféricas con bordes bien a moderadamente delineados. Los tipos de cóndrulos preservados son, en su gran mayoría, porfíricos, PO, PP y POP, y no porfíricos, BO, RP, GOP, C y vítreo. En un cóndrulo fue posible identificar corona de reacción.

Matriz: La abundancia en la muestra es del 15,1%. Exhibe textura granoblástica de grano fino, compuesta principalmente por silicatos y opacos menores a 0,1 mm (100 µm).

Fragmentos cristalinos: Comprenden mayoritariamente granos de olivino (7,58%) y piroxenos (3,68%), en menores cantidades, los que en conjunto abarcan un 11,49% de la muestra. Los cristales son euhedrales a subhedrales con tamaños que varían entre 0,1 y 0,4 mm.

Mineralogía primaria

Silicatos: Olivino y ortopiroxeno distribuidos en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos.

Opacos: Kamacita (7,75%) y troilita (3,35%) en cristales anhedrales, cuyos tamaños van de 0,1 a 0,7 mm y 0,1 a 0,3 mm, respectivamente. Trazas de cromita. Ocurren en cúmulos mono o poliminerales y en granos aislados, alrededor de cóndrulos y/o dispersos en la matriz.

Mineralogía secundaria

Productos de alteración que corresponden a oxihidróxidos de Fe afectando tanto a granos de kamacita ([0-100%]<69,88%>), por reemplazo en halos en los bordes del mineral, como a granos de troilita ([0-100%]<85,38%>), los que exhiben reemplazo intramineral en planos preferenciales. Desarrollo de venillas de meteorización (~2%), algunas de ellas interconectadas. Alteración leve de silicatos (15,67%) por reemplazo de arcillas en los límites de granos.

Grado de meteorización terrestre: W3.

Estado de choque: S3. Cristales de olivino con extinción recta y extinción ondulosa suave. También presentan abundantes fracturas irregulares y planares. Troilita policristalina y desarrollo incipiente de venillas de choque (<1%). *Melt pocket* localizado.

Susceptibilidad magnética (log χ): 4,62

B.2. DM-40 (H5/S3/W2)

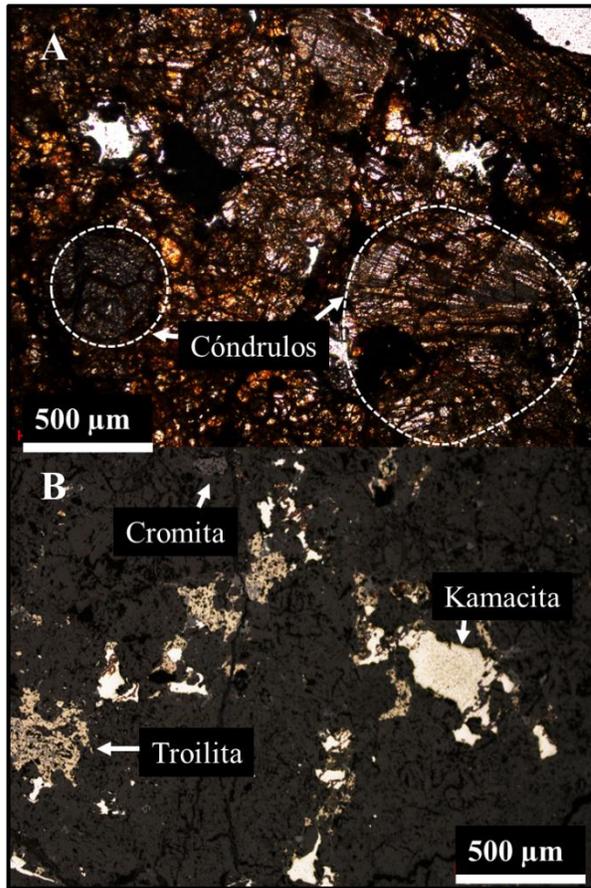


Figura B.3: Fotomicrografías de 2 secciones del condrito DM-40. A) Sección en luz transmitida y nicols paralelos que evidencia la textura condritica; B) Sección en luz reflejada y nicols paralelos donde se aprecian los minerales opacos.



Figura B.4: Mapa de la sección pulida del condrito DM-40.

Descripción

Aspecto general de la muestra: Textura condritica. Fracturas de diversa extensión cruzan la muestra, algunas de un extremo a otro. Porosidad avanzada (17,64%), asociada a la elaboración de la sección transparente-pulida. Color anaranjado-rojizo por reemplazo de óxidos de Fe y arcillas.

Componentes

Cóndrulos: Representan un 45,82% del total. Conservan formas esféricas a subsféricas con bordes moderadamente a mal definidos, cuyos tamaños varían desde 0,1 hasta 1,6 mm, con un promedio de 0,6 mm. Los tipos de cóndrulos preservados son mayoritariamente porfídicos, PP y POP, y no porfídicos, BO, RP y C. En un cóndrulo fue posible identificar corona de reacción.

Matriz: Constituye el 14,01% de la muestra. Presenta textura granoblástica de grano fino y está compuesta por silicatos y opacos menores a 0,1 mm (100 µm).

Fragmentos cristalinos: Corresponden al 14,13% en volumen. Consta de un alto contenido de olivino (11,48%) seguido por menores cantidades de piroxeno. Los cristales son euhedrales a subhedrales, con dimensiones que van de 0,1 a 0,5 mm.

Mineralogía primaria

Silicatos: Olivino y ortopiroxeno distribuidos en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos.

Opacos: Kamacita (4,8%) y troilita (2,53%) en cristales anhedrales, con dimensiones que abarcan de 0,1 a 0,8 mm y 0,1 a 0,4 mm, respectivamente, ambas con promedio de 0,2 mm. Trazas de cromita en la matriz. Ocurren alrededor de cóndrulos en cúmulo mono y polimineral y en granos aislados en la matriz.

Mineralogía Secundaria

Oxi-hidróxidos de Fe que alteran a granos de kamacita ([0-100%]<14,92%>), la que es reemplazada por halos incompletos en los bordes del mineral, y a granos de troilita ([0-100%]<26,5%>), que evidencian reemplazo intramineral en planos preferenciales. Desarrollo menor de venillas de meteorización (<1%). Alteración de silicatos leve a moderada (31%), que afecta en mayor grado a la matriz.

Grado de meteorización terrestre: W2.

Estado de choque: S3. Cristales de olivino con extinción recta y ondulosa suave, los que a su vez presentan fracturas irregulares y planares. Troilita policristalina y desarrollo incipiente de venillas de choque (<<1%).

Susceptibilidad magnética (log χ): 5,19

B.3. DM-46 (L5/S3/W2)

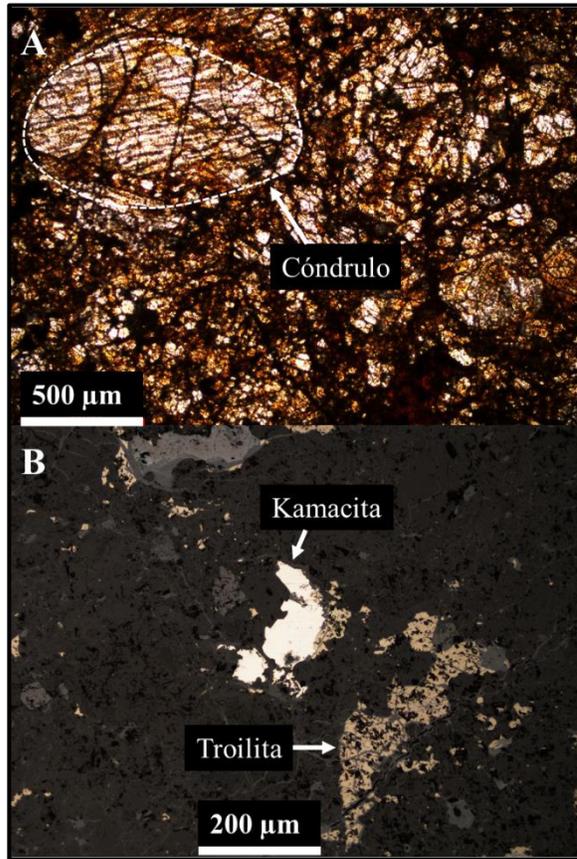


Figura B.5: Fotomicrografías de 2 secciones del condrito DM-46. A) Sección en luz transmitida y nicoles paralelos en la que es posible distinguir la textura condritica; B) Sección en luz reflejada y nicoles paralelos en la que se visualizan los minerales opacos.

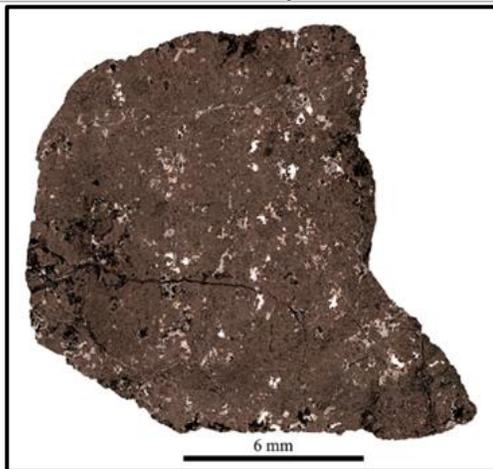


Figura B.6: Mapa de la sección pulida del condrito DM-46.

Descripción

Aspecto general de la muestra: Textura condritica. Fracturamiento bajo y porosidad moderada a avanzada (10,59%), ambos concentrados hacia los bordes. Color anaranjado-rojizo por alteración a óxidos de Fe.

Componentes

Cóndrulos: Corresponden al 40,42% del volumen total. Conservan formas esféricas a subsféricas de límites difusos, cuyos diámetros varían entre 0,2 y 1,5 mm, con una media de 0,5 mm. Los tipos identificados son principalmente porfídicos, PO y POP, y no porfídicos, BO, RP, GOP.

Matriz: Constituye un 13,47% del total. Tiene textura granoblástica de grano fino y está compuesta por silicatos y opacos menores a 0,1 mm (100 µm).

Fragmentos cristalinos: Abarcan el 24,4% de la muestra. Cristales euhedrales a subhedrales de olivino (17,96%) y piroxeno (5,97%), cuyas dimensiones varían entre 0,1 y 0,5 mm.

Mineralogía primaria

Silicatos: Olivino y ortopiroxeno distribuidos en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos. Trazas de plagioclasa.

Opacos: Cristales anhedrales de kamacita (4,92%) y troilita (4,5%), cuyos tamaños van desde 0,1 hasta 0,8 mm, mientras que la media es de 0,3 y 0,2 mm, respectivamente. Trazas de cromita. Ocurren alrededor de cóndrulos en cúmulos mono y poliminerales y en granos aislados dispersos en la matriz.

Mineralogía Secundaria

Alteración a oxi-hidróxidos de Fe en cristales de kamacita ([0-100%]<47,5%>), por reemplazo en halos en los bordes de grano, y en cristales de troilita ([0-100%]<56,67%>), por reemplazo intramineral en planos preferenciales. Desarrollo de venillas de meteorización (~1%). Alteración de silicatos incipiente a moderada (17%) por reemplazo a minerales arcillosos.

Grado de meteorización terrestre: W2.

Estado de choque: S3. Olivino que presenta extinción recta y ondulosa, además de fracturas irregulares y planares. Troilita policristalina y desarrollo menor de venillas de choque (<1%).

Susceptibilidad magnética (log χ): 4,52

B.4. DM-132
(brecha condritica H6/S3/W2-3)

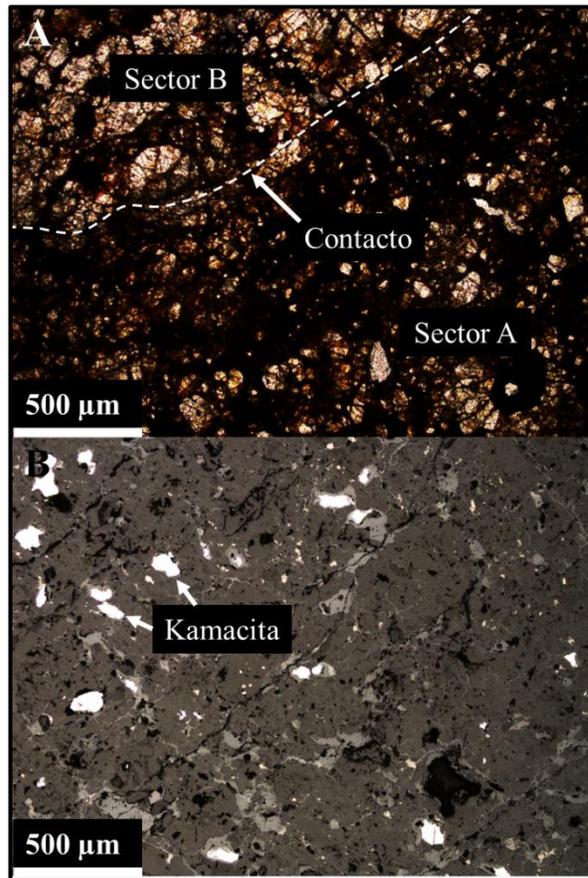


Figura B.7: Fotomicrografías de 2 secciones del condrito DM-132 (sector A). A) Sección en luz transmitida y nicoles paralelos donde se aprecia el contacto entre ambos extremos de la brecha monomictica. Cabe destacar el notorio cambio en la granulometría y distribución de los minerales opacos; B) Sección en luz reflejada y nicoles paralelos del sector A en el cual son observables cristales de kamacita y algunos granos de troilita inmersos en la matriz, siendo ambos reemplazados parcial o totalmente por óxidos de Fe.

Descripción

B.4.1. Sector A (H6/S3/W2)

Aspecto general de la muestra: Textura levemente condritica, obliteración moderada por recristalización de la textura original. Fracturamiento leve y porosidad moderada a avanzada (9,62%). Color anaranjado por alteración a óxidos de Fe.

Componentes

Cóndrulos: El contenido llega al 24,36% del volumen total. Corresponden a relictos de cóndrulos de bordes difusos, cuyos tamaños varían desde 0,5 hasta 1,1 mm, con un promedio de 0,7 mm. Los tipos de cóndrulos preservados son porfídicos, PO y POP.

Matriz: Tiene textura granoblástica de grano fino a medio y está recristalizada. Conforman un 15,08% de la muestra. Compuesta por silicatos y opacos menores a 0,1 mm (100 µm).

Fragmentos cristalinos: Constituyen el 35,11% del volumen. Cristales euhedrales a subhedrales de olivino (23,86%) y de piroxeno (10,35%), cuyas dimensiones varían entre 0,1 y 0,4 mm.

Mineralogía primaria

Silicatos: Olivino y ortopiroxeno en cristales bien desarrollados, euhedrales a subhedrales, distribuidos en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos. Bajo contenido de plagioclasa (<1%).

Opacos: Kamacita (8,11%) y troilita (4,43%) en granos anhedrales a subhedrales que tienen límites abruptos, cristales de tamaños homogéneos que varían desde 0,1 hasta 0,5 mm, con una media de 0,2 mm. Ocurren como granos aislados y en cúmulos mono y poliminerales dispersos en la matriz silicatada.

Mineralogía Secundaria

Oxi-hidróxidos de Fe que alteran a minerales opacos, la kamacita ([0-100%]<23%>) es reemplazada por halos incompletos en bordes de grano y la troilita ([0-100%]<55%>) exhibe reemplazo intramineral moderado en planos preferenciales. Alteración inicial de silicatos (15%), principalmente en la matriz. Hay venillas de meteorización (~2%).

Grado de meteorización terrestre: W2.

Estado de choque: S3. Cristales de olivino con extinción ondulosa, fracturas irregulares y planares. Troilita policristalina y desarrollo de venillas de choque (<1%).

Susceptibilidad magnética (log χ): 4,68

B.4. DM-132 (continuación)

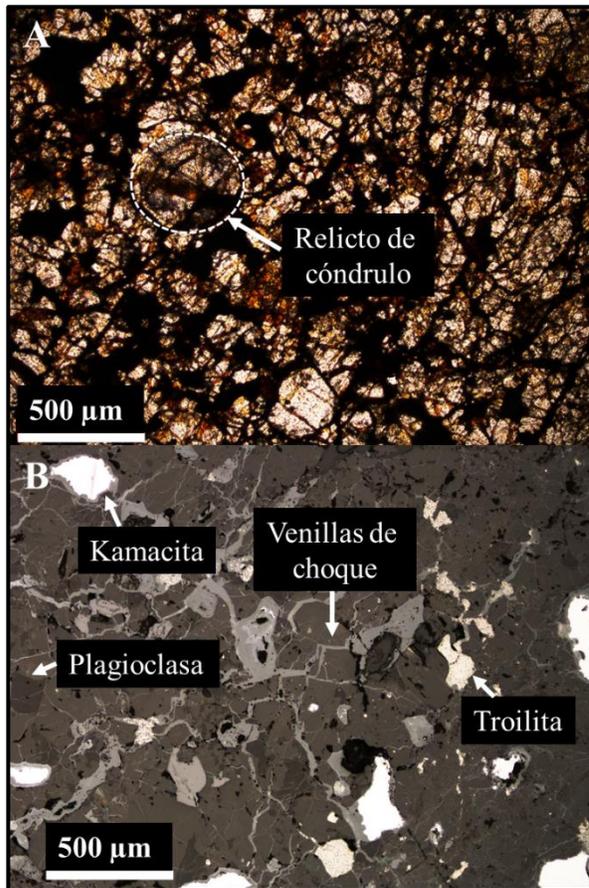


Figura B.8: Fotomicrografías de 2 secciones del condrito DM-132 (Sector B). A) Sección en luz transmitida y nicoles paralelos en la que es posible visualizar la textura del condrito; B) Sección en luz reflejada y nicoles paralelos en la que se distinguen granos de kamacita y troilita.

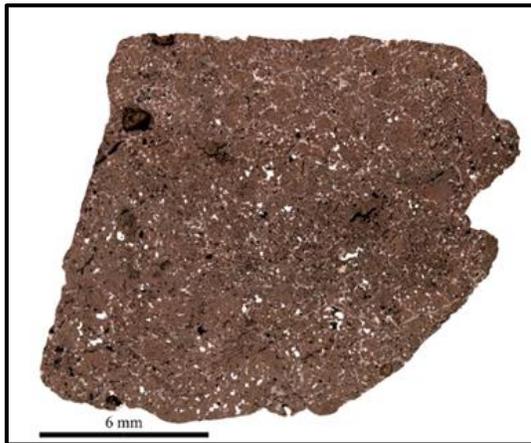


Figura B.9: Mapa de la sección pulida del condrito DM-132.

Descripción

B.4.2. Sector B (H6/S3/W3)

Aspecto general de la muestra: Textura granoblástica a levemente condritica, obliteración moderada por recristalización de la textura original. Fracturamiento leve y porosidad moderada a avanzada (11,53%). Color anaranjado asociado a óxidos de Fe.

Componentes

Cóndrulas: Constituyen el 16,41% del total. Relictos de cóndrulos de límites mal definidos, cuyas dimensiones varían entre 0,2 y 0,9 mm, con una media de 0,5 mm. Los tipos preservados son mayoritariamente porfídicos, POP, y, minoritariamente, no porfídicos, BO.

Matriz: Representa un 10,37% del volumen total. Tiene textura granoblástica de grano fino-medio y está recristalizada. Compuesta por silicatos y opacos menores a 0,1 mm (100 µm).

Fragmentos cristalinos: Tienen un 42,9% de abundancia en la muestra. Cristales euhedrales a subhedrales de olivino (32,97%) y piroxeno (9,07%), cuyos tamaños van desde 0,1 hasta 0,6 mm.

Mineralogía primaria

Silicatos: Cristales bien desarrollados, euhedrales a subhedrales, de olivino y ortopiroxeno distribuidos en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos. Bajo contenido de plagioclasa (<1%).

Opacos: Kamacita (7,8%) y troilita (5,47%) en granos subhedrales que presentan límites rectos, cuyos tamaños varían, en ambos casos, de 0,1 a 0,6 mm, con una media de 0,2 mm. Cromita (1,2%) en granos anhedrales de dimensiones inferiores a 0,2 mm. Ocurren principalmente en granos aislados en la matriz y en cúmulos mono y poliminerales.

Mineralogía Secundaria

Productos de alteración que afectan a cristales de kamacita ([0-100%]<53,33%>), por reemplazo en halos en bordes de grano y hoyos de disolución, y a cristales de troilita ([0-100%]<67,5%>) por reemplazo intramineral en planos preferenciales. Alteración leve de silicatos (12%), manifestada en mayor grado en la matriz. Desarrollo de venillas de meteorización (~3%).

Grado de meteorización terrestre: W2-3.

Estado de choque: S3. Cristales de olivino con extinción ondulosa, fracturas irregulares y planares. Troilita policristalina y gotas de fundido incipientes. Hay venillas de choque interconectadas (~1%).

Susceptibilidad magnética (log χ): 4,68

B.5. DM-145 (L-LL6/S3/W3)

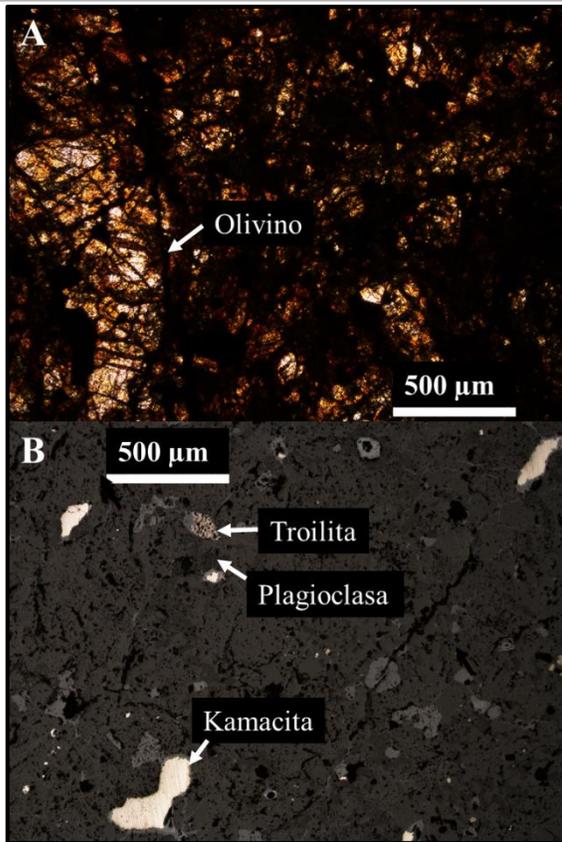


Figura B.10: Fotomicrografías de 2 secciones del condrito DM-145. A) Sección en luz transmitida y nicoles paralelos en la que se observa la obliteración de la textura original y abundantes fragmentos cristalinos de olivino; B) Sección en luz reflejada en la cual se distinguen granos de kamacita y troilita y cristales de plagioclasa.



Figura B.11: Mapa de la sección pulida del condrito DM-145.

Descripción

Aspecto general de la muestra: Textura granoblástica de grano medio por obliteración pervasiva de la textura original. Fracturamiento leve y porosidad avanzada (13,37%), asociada a la elaboración de la sección pulida, ambas características concentradas hacia los bordes del condrito. Color anaranjado-rojizo por abundancia de óxidos de Fe.

Componentes

Cóndrulos: Corresponden al 13,8% del volumen total, atribuible a relictos con bordes difusos, cuyo diámetro máximo alcanza 1 mm. Los tipos preservados son porfídicos, POP, y no porfídicos, BO.

Matriz: Constituye el 10,84% del total. Tiene textura granoblástica de grano fino a medio y está recrystalizada. Compuesta por silicatos y opacos menores a 0,1 mm (100 µm).

Fragmentos cristalinos: Tienen una abundancia del 56,23% en la muestra. Cristales bien desarrollados de olivino (43,37%), en su mayoría, y piroxeno (11,06%), euhedrales a subhedrales, de dimensiones que oscilan entre 0,1 y 1 mm, con una media de 0,8 mm. Probablemente provienen de la disgregación y recrystalización de cóndrulos de tamaños menores. Cristales anhedrales de plagioclasa (1,8%) que alcanzan 0,2 mm de diámetro.

Mineralogía primaria

Silicatos: Olivino y ortopiroxeno en cristales euhedrales a subhedrales distribuidos en cóndrulos, matriz y fragmentos cristalinos.

Opacos: Kamacita (3,5%) y troilita (1,32%) en granos anhedrales a subhedrales con límites abruptos, cuyos tamaños varían de 0,1 a 0,5, con un promedio de 0,2 mm. Trazas de cromita. Ocurren como granos aislados dispersos en la matriz.

Mineralogía Secundaria

Oxi-hidróxidos de Fe que afectan a minerales opacos como la kamacita ([0-100%]<48,33%>), por reemplazo en halos y hoyos de disolución, y la troilita ([10-100%]<65,33%>), por reemplazo intramineral. Alteración moderada de silicatos (20%). Hay desarrollo de venillas de meteorización (<1%).

Grado de meteorización terrestre: W2-3.

Estado de choque: S3. Cristales de olivino con extinción ondulosa, fracturas irregulares y planares. Troilita policristalina y desarrollo menor de venillas de choque (<<1%).

Susceptibilidad magnética (log χ): 4,36

**C. MAPAS MINERALÓGICOS DE LAS SECCIONES
PULIDAS DE LOS CONDRIOS ORDINARIOS**



Figura C.1: Mosaico de imágenes de la sección pulida del condrito **DM-028**. Es posible apreciar la textura condritica de la muestra, la morfología y disposición de los minerales opacos y la distribución de la porosidad de la muestra.



Figura C.2: Mosaico de imágenes de la sección pulida del condrito DM-40. Es posible apreciar principalmente la distribución y morfología de los minerales opacos, algunos cóndrulos y fragmentos cristalinos y el fracturamiento de la muestra.

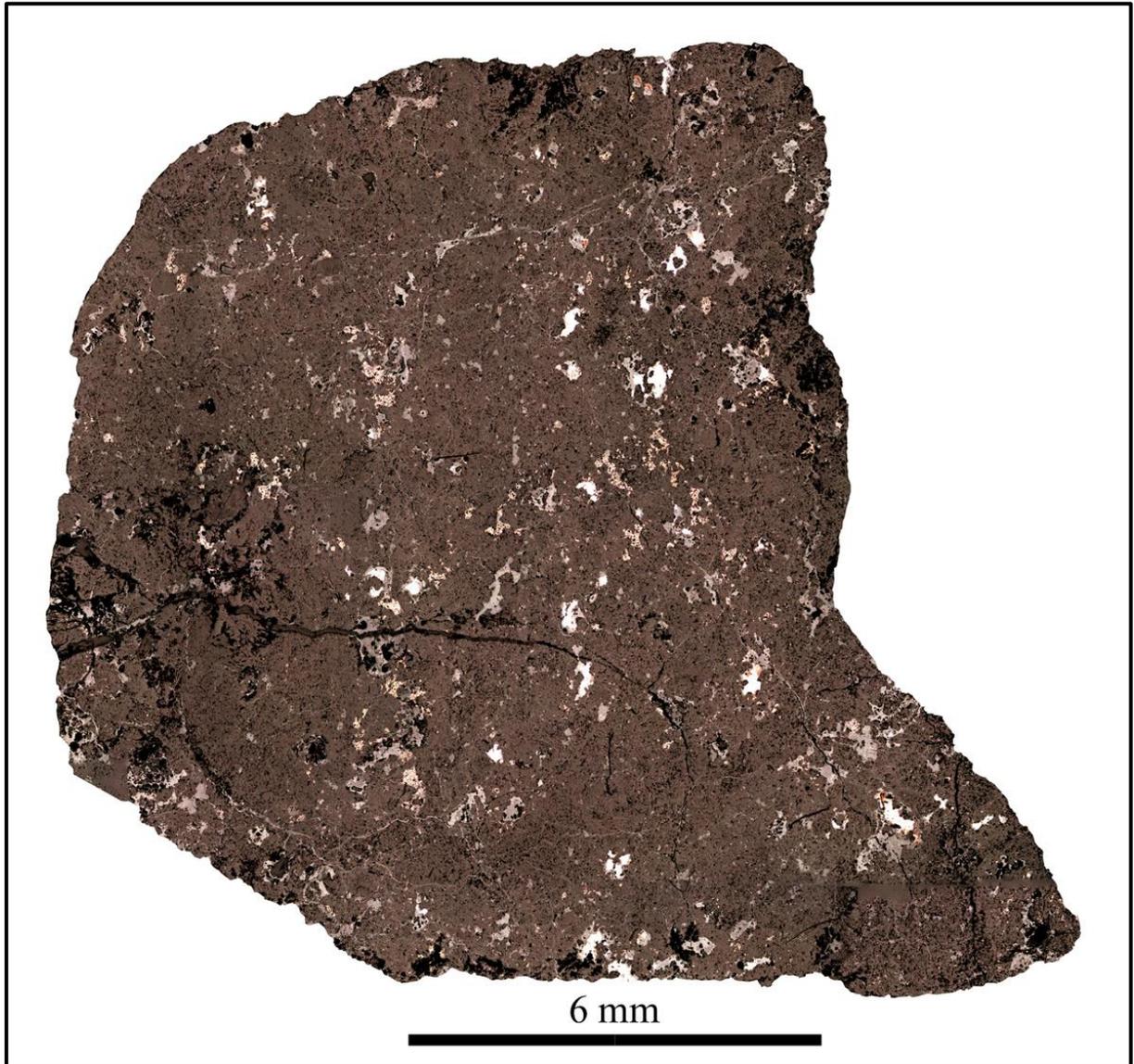


Figura C.3: Mosaico de imágenes de la sección pulida del condrito DM-46. En esta fotomicrografía es posible distinguir la distribución y morfología de los minerales opacos, así como sus dominios de meteorización. También es posible visualizar la textura general del condrito y las grietas que surcan la muestra.

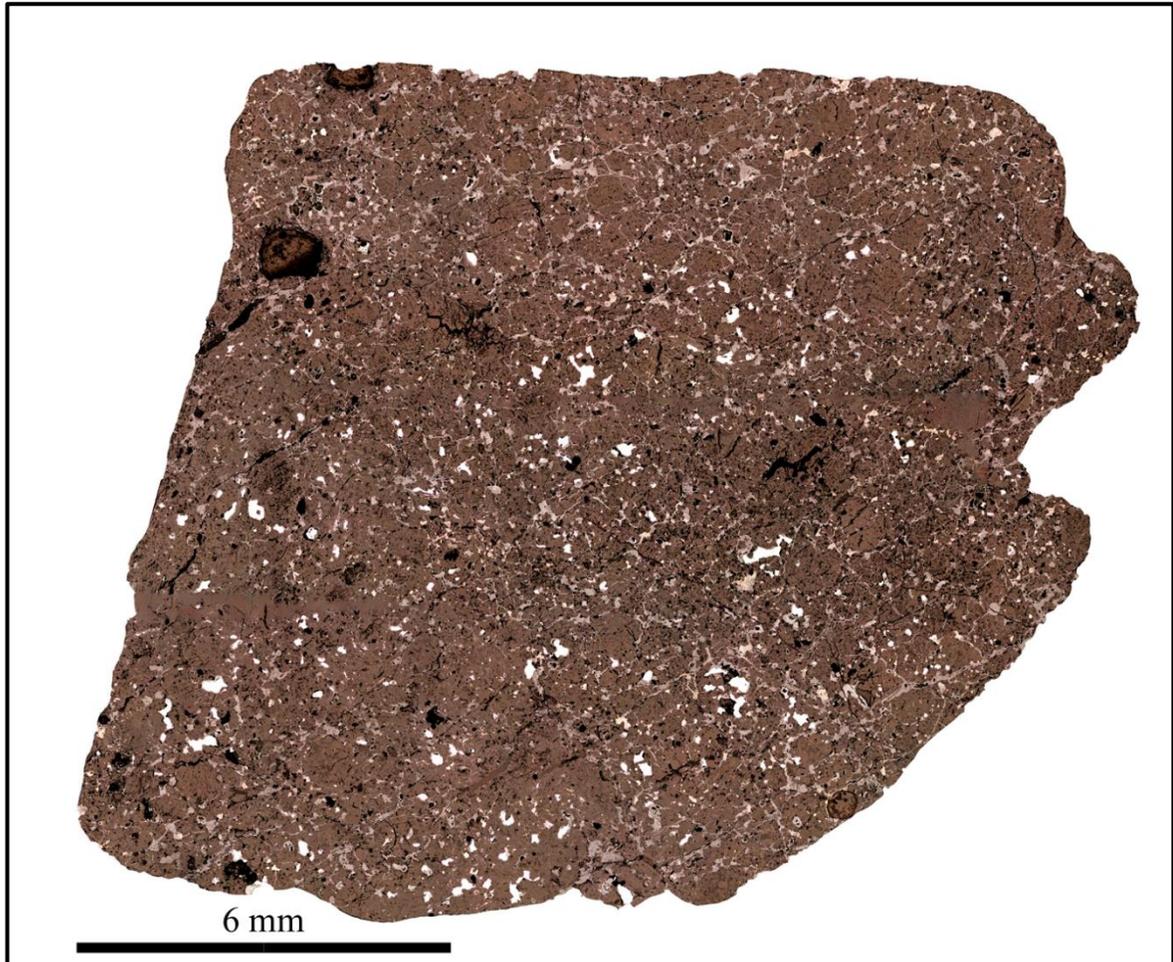


Figura C.4: Mosaico de imágenes de la sección pulida del condrito DM-132. La parte inferior izquierda corresponde al sector A mientras que la parte superior derecha (y el mayor volumen de la muestra) corresponden al sector B. Es posible notar el cambio en la granulometría y la distribución de los minerales metálicos, además de un cambio en el patrón de las venillas de choque y de meteorización.



Figura C.5: Mosaico de imágenes de la sección pulida del condrito DM-145. Se aprecia la distribución y morfología de los minerales metálicos, así como el desarrollo de la meteorización terrestre sobre ellos.

ANEXO 3.
QUÍMICA MINERAL

**D. ANÁLISIS PUNTUALES CUANTITATIVOS CON
MICROSONDA ELECTRÓNICA (EPMA)**

Tabla D.1: Análisis puntuales cuantitativos en microsonda electrónica para el condrito DM-028 (EPMA, área DM028_2). Valores en porcentaje en peso (% peso). Luego de filtrar los resultados ($\Sigma_{total}=100\pm 2\%$), los puntos fueron agrupados en olivino (verde) y piroxeno de bajo Ca (amarillo) para posteriormente trabajar con el contenido de Fa y Fs.

% peso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Na	1,91	0,00	0,04	2,57	-0,01	0,01	0,00	0,00	-0,01	0,24	0,01	0,01	0,04	0,09	2,61	0,00	0,01	0,06	0,02	-0,01
Si	21,92	20,48	12,14	27,22	18,00	17,26	17,98	25,43	17,72	23,03	26,06	18,04	23,06	13,64	13,99	0,02	26,58	12,98	0,32	27,54
Fe	8,96	3,82	32,68	9,39	15,50	20,34	15,06	9,58	15,67	9,66	8,72	13,13	13,58	37,09	32,66	64,03	3,56	43,06	59,23	1,35
Mg	9,11	25,78	8,67	2,20	25,11	21,93	10,75	17,31	24,84	13,30	18,54	26,38	19,18	5,69	0,95	0,03	22,42	6,20	0,04	23,63
Al	5,53	0,05	0,89	5,58	0,01	0,04	0,11	0,87	0,16	3,87	0,47	0,00	0,11	1,91	4,24	-0,02	0,29	0,23	0,68	0,19
Ca	0,30	0,05	0,82	6,96	0,10	0,15	0,10	1,45	0,14	4,66	0,55	0,06	0,86	0,29	1,10	0,03	0,19	0,13	0,14	0,17
Ti	0,16	0,00	0,07	0,31	0,01	0,01	0,00	0,12	0,05	0,23	0,04	0,00	0,02	0,03	0,12	0,00	0,02	0,00	0,01	0,05
V	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
K	1,46	0,00	0,02	1,89	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00	0,02	0,08	1,68	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Cr	1,46	0,04	0,32	0,28	0,09	0,03	0,23	0,62	0,39	0,64	0,67	0,11	0,42	0,17	0,07	0,01	0,34	0,11	0,01	0,39
Mn	0,22	0,13	0,22	0,15	0,31	0,25	0,15	0,24	0,21	0,23	0,17	0,38	0,56	0,37	0,10	0,01	0,19	0,43	0,02	0,13
Co	0,04	-0,01	0,16	0,01	0,03	0,05	0,18	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,17	0,16	0,09	0,02	0,13	0,08	0,00
Ni	0,83	0,00	1,28	0,00	0,01	0,15	1,88	0,01	0,01	0,08	0,01	0,01	0,01	1,45	0,25	0,19	0,36	0,59	0,21	0,02
S	0,23	0,01	0,30	1,72	0,00	0,02	0,13	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,45	0,15	22,19	0,05	0,15	20,63	0,00
P	0,03	0,00	0,26	0,29	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	-0,01	0,03	0,02	-0,01	0,01	0,05	0,00	0,00
Sc	-0,01	-0,01	-0,07	0,00	-0,01	-0,01	-0,02	-0,18	-0,01	-0,56	-0,07	0,00	-0,11	-0,03	-0,12	0,00	-0,02	-0,02	-0,04	-0,02
Zn	0,04	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	-0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,03	0,05	0,00
O	40,90	41,53	31,29	46,64	41,70	40,22	32,90	44,84	41,53	43,47	45,41	41,88	43,56	32,90	31,75	40,60	46,78	32,08	38,72	47,79
Total	93,10	91,88	89,10	105,21	100,89	100,49	79,53	100,32	100,76	98,99	100,62	100,00	101,31	94,37	89,73	127,17	100,85	96,22	120,13	101,25
Na ₂ O	2,57	0,00	0,05	3,47	-0,01	0,01	0,01	0,00	-0,01	0,32	0,01	0,01	0,06	0,12	3,52	0,01	0,02	0,08	0,03	-0,01
SiO ₂	46,90	43,82	25,97	58,23	38,51	36,93	38,46	54,40	37,91	49,27	55,76	38,60	49,33	29,19	29,93	0,04	56,86	27,78	0,69	58,91
FeO	11,52	4,92	42,04	12,08	19,95	26,16	19,38	12,32	20,16	12,43	11,22	16,89	17,47	47,71	42,02	82,38	4,57	55,39	76,20	1,74
MgO	15,11	42,75	14,38	3,64	41,64	36,37	17,82	28,71	41,18	22,05	30,75	43,75	31,80	9,43	1,57	0,05	37,17	10,28	0,07	39,18
Al ₂ O ₃	10,45	0,10	1,68	10,54	0,02	0,08	0,20	1,65	0,29	7,31	0,90	0,00	0,21	3,61	8,01	-0,04	0,54	0,44	1,29	0,35
CaO	0,41	0,07	1,14	9,73	0,14	0,20	0,14	2,03	0,20	6,52	0,77	0,08	1,21	0,41	1,55	0,04	0,27	0,18	0,20	0,23
TiO ₂	0,27	0,00	0,11	0,52	0,01	0,01	0,01	0,21	0,09	0,38	0,06	0,00	0,04	0,05	0,20	0,00	0,03	0,01	0,01	0,08
V ₂ O ₅	0,01	-0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03
K ₂ O	1,76	0,00	0,02	2,28	0,00	0,00	-0,01	0,00	0,01	0,07	0,01	0,00	0,02	0,09	2,02	0,00	0,00	0,01	0,01	-0,01
Cr ₂ O ₃	2,14	0,05	0,47	0,41	0,13	0,04	0,33	0,91	0,56	0,93	0,98	0,17	0,62	0,25	0,11	0,01	0,49	0,15	0,01	0,57
MnO	0,28	0,16	0,28	0,20	0,41	0,33	0,20	0,31	0,27	0,30	0,22	0,49	0,73	0,48	0,12	0,02	0,25	0,56	0,03	0,17
CoO	0,05	-0,01	0,20	0,01	0,04	0,06	0,23	0,01	0,03	0,03	0,00	0,02	0,02	0,21	0,20	0,11	0,03	0,17	0,11	0,00
NiO	1,05	0,01	1,63	0,00	0,01	0,20	2,39	0,02	0,01	0,10	0,01	0,01	0,02	1,85	0,32	0,24	0,45	0,75	0,27	0,03
SO ₂	0,45	0,02	0,60	3,43	0,00	0,04	0,25	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,90	0,29	44,34	0,09	0,31	41,22	0,00
P ₂ O ₅	0,06	0,01	0,59	0,66	0,04	0,04	0,07	0,01	0,03	0,07	-0,01	-0,01	-0,02	0,07	0,05	-0,02	0,03	0,12	0,01	-0,01
Sc ₂ O ₃	-0,02	-0,01	-0,10	0,00	-0,02	-0,02	-0,03	-0,27	-0,02	-0,85	-0,11	0,00	-0,16	-0,05	-0,19	0,00	-0,04	-0,03	-0,06	-0,04
ZnO	0,05	0,01	0,02	-0,01	0,02	0,02	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	-0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,05	0,03	0,07	0,00
Total	93,06	91,89	89,09	105,19	100,91	100,47	79,52	100,35	100,75	98,99	100,61	100,00	101,36	94,36	89,74	127,19	100,83	96,23	120,16	101,22

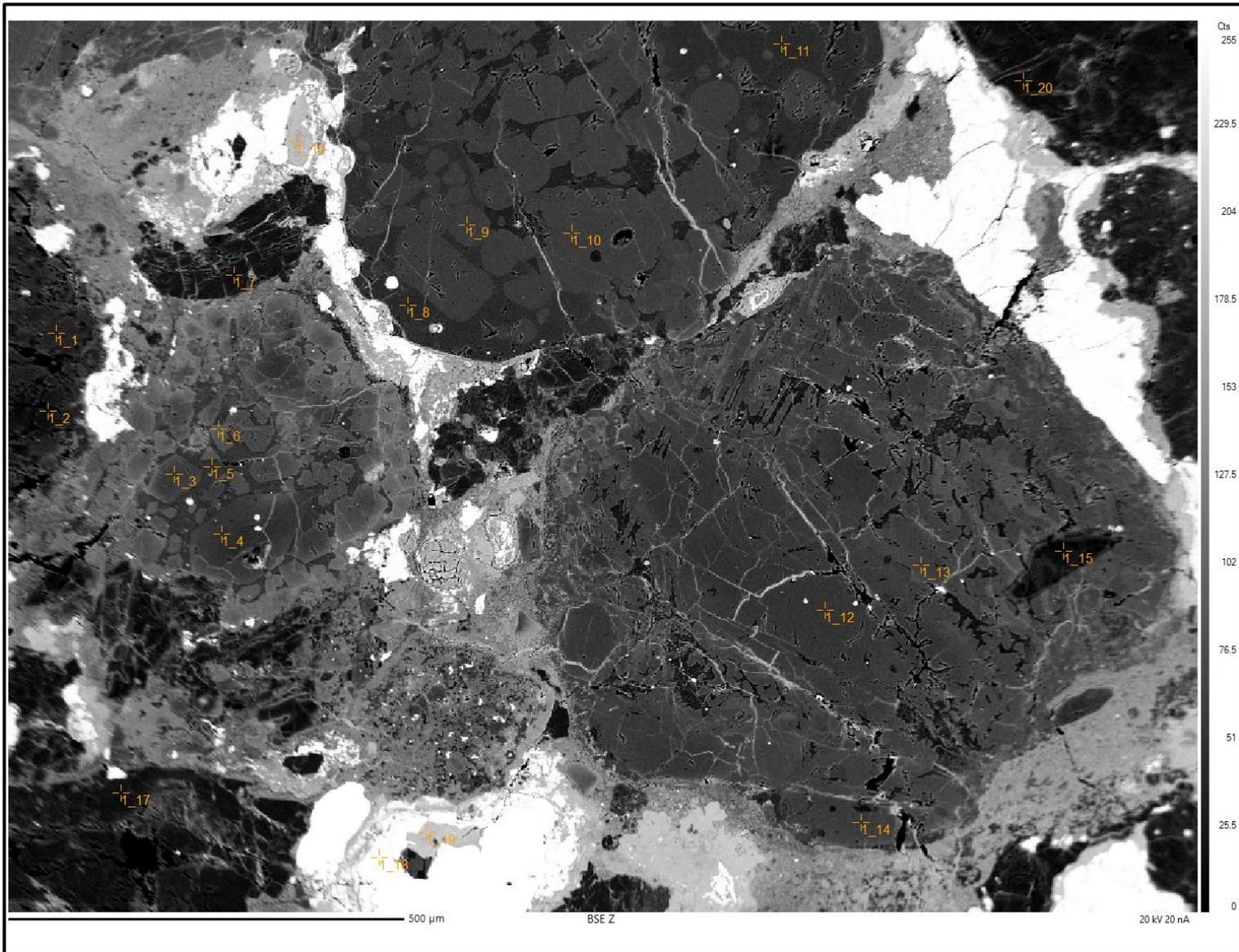


Figura D.1: Imagen de electrones retrodispersados (BSE) del condrito DM-028 (área DM028_2). Las cruces naranjas indican la localización de los puntos de la Tabla D.1.

Tabla D.2: Análisis puntuales cuantitativos en microsonda electrónica para el condrito DM-028 (EPMA, área DM028_3). Valores en porcentaje en peso (% peso). Luego de filtrar los resultados ($\Sigma_{total}=100\pm 2\%$), los puntos fueron agrupados en olivino (verde) y piroxeno de bajo Ca (amarillo) para posteriormente trabajar con el contenido de Fa y Fs.

% peso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Na	0,03	0,32	0,09	0,10	0,08	-0,01	0,01	0,00	0,05	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	2,04	2,22	0,06	0,02	0,36	0,08	1,58	0,02	1,17
Si	25,89	19,78	26,75	7,17	7,51	18,25	18,31	17,66	17,26	17,13	17,19	17,26	18,40	18,37	15,17	23,02	25,82	26,74	22,56	24,23	20,53	26,14	9,26
Fe	7,13	6,55	5,76	27,61	28,03	13,88	11,87	13,45	20,66	9,93	21,39	21,40	11,33	8,70	25,02	9,57	10,91	8,16	11,24	12,44	3,29	8,20	14,15
Mg	19,80	28,44	19,53	15,40	17,43	20,45	27,29	25,65	21,55	11,76	21,20	21,29	27,13	28,89	9,42	18,36	15,20	13,23	14,54	14,21	1,25	20,38	14,46
Al	0,35	0,68	0,34	0,87	0,86	0,19	0,05	0,15	0,01	0,23	0,01	0,00	0,03	0,10	4,20	1,89	0,35	0,19	0,83	0,63	14,99	0,19	2,72
Ca	0,78	0,27	0,95	0,13	0,14	0,18	0,11	0,17	0,10	0,07	0,08	0,11	0,07	0,07	0,72	0,28	2,47	0,17	2,05	1,34	10,16	0,19	0,48
Ti	0,05	0,03	0,05	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	-0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,12	0,05	0,02	0,07	0,05	0,04	0,02	0,06
V	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	-0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00
K	0,01	0,29	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,86	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09	0,01	0,03
Cr	0,90	0,25	0,80	0,08	0,09	0,08	0,11	0,13	0,06	0,06	0,01	0,01	0,07	0,17	0,22	2,85	0,86	0,48	0,86	0,84	0,03	0,48	0,35
Mn	0,55	0,37	0,57	0,20	0,21	0,19	0,20	0,15	0,21	0,16	0,32	0,34	0,22	0,24	0,26	0,27	0,50	0,25	0,43	0,49	0,03	0,28	0,23
Co	0,01	0,01	-0,01	0,25	0,24	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,08	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
Ni	0,07	0,00	0,02	5,10	5,08	0,59	0,08	0,71	0,04	0,05	0,08	0,08	0,16	1,18	1,48	0,10	0,09	0,05	0,14	0,14	0,70	0,05	0,39
S	0,02	0,01	0,01	0,79	0,75	0,06	0,00	0,03	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,08	0,78	0,02	0,02	0,02	0,15	0,13	0,24	0,01	0,05
P	-0,01	-0,01	0,00	0,10	0,08	-0,01	0,00	-0,01	0,16	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,11	0,08	0,02	0,00	0,01	0,01	0,10	-0,01	0,01
Sc	-0,09	-0,05	-0,12	-0,02	-0,03	-0,03	-0,01	-0,01	-0,02	-0,01	0,00	-0,01	-0,01	-0,02	-0,11	-0,05	-0,34	-0,02	-0,28	-0,17	0,00	-0,02	-0,07
Zn	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	-0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02	-0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
O	45,83	44,25	46,25	29,56	31,32	38,77	42,48	41,40	40,14	30,46	39,88	40,01	42,29	43,13	37,21	45,27	44,35	42,09	40,84	42,32	43,73	46,14	27,56
Total	101,36	101,20	101,09	87,37	91,84	92,63	100,55	99,54	100,25	69,94	100,25	100,55	99,77	100,96	97,76	104,11	100,38	91,42	93,90	96,80	96,80	102,12	70,90
Na ₂ O	0,04	0,43	0,12	0,13	0,11	-0,01	0,01	0,00	0,07	0,04	0,02	0,01	0,00	0,01	2,75	2,99	0,09	0,02	0,49	0,10	2,12	0,03	1,58
SiO ₂	55,38	42,32	57,23	15,34	16,06	39,05	39,18	37,78	36,93	36,64	36,77	36,92	39,36	39,30	32,45	49,26	55,24	57,20	48,27	51,84	43,92	55,93	19,80
FeO	9,17	8,43	7,41	35,52	36,06	17,85	15,27	17,30	26,57	12,77	27,52	27,53	14,57	11,20	32,19	12,31	14,04	10,50	14,47	16,01	4,23	10,55	18,20
MgO	32,84	47,16	32,39	25,53	28,90	33,91	45,26	42,54	35,73	19,50	35,16	35,30	44,99	47,91	15,63	30,45	25,21	21,93	24,11	23,56	2,08	33,80	23,98
Al ₂ O ₃	0,67	1,29	0,64	1,65	1,63	0,36	0,09	0,27	0,02	0,43	0,03	-0,01	0,05	0,20	7,93	3,57	0,67	0,36	1,56	1,19	28,32	0,36	5,13
CaO	1,09	0,38	1,33	0,18	0,20	0,25	0,15	0,24	0,14	0,10	0,12	0,15	0,10	0,09	1,00	0,39	3,45	0,24	2,86	1,87	14,21	0,26	0,67
TiO ₂	0,09	0,05	0,08	0,02	0,01	0,02	0,05	0,02	0,00	-0,01	-0,01	0,00	0,01	0,00	0,44	0,20	0,08	0,03	0,11	0,08	0,06	0,03	0,10
V ₂ O ₅	0,04	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	-0,01	0,01	-0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01
K ₂ O	0,01	0,35	0,05	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	0,05	0,00	0,00	0,05	0,01	0,11	0,01	0,03
Cr ₂ O ₃	1,32	0,36	1,17	0,12	0,13	0,11	0,16	0,19	0,09	0,09	0,02	0,01	0,10	0,26	0,31	4,16	1,26	0,70	1,26	1,22	0,04	0,70	0,51
MnO	0,71	0,48	0,74	0,26	0,28	0,25	0,26	0,20	0,27	0,21	0,42	0,43	0,28	0,31	0,34	0,34	0,64	0,32	0,56	0,64	0,03	0,36	0,30
CoO	0,01	0,02	-0,01	0,32	0,30	0,05	0,02	0,06	0,03	0,02	0,04	0,03	0,05	0,04	0,11	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
NiO	0,09	0,00	0,03	6,49	6,46	0,75	0,11	0,90	0,05	0,06	0,10	0,10	0,20	1,50	1,89	0,13	0,12	0,07	0,17	0,18	0,89	0,07	0,50
SO ₂	0,04	0,01	0,03	1,58	1,50	0,11	0,01	0,05	0,00	0,07	0,01	0,00	0,01	0,16	1,55	0,04	0,04	0,05	0,31	0,25	0,48	0,01	0,11
P ₂ O ₅	-0,02	-0,01	-0,01	0,23	0,19	-0,02	0,00	-0,01	0,36	-0,01	0,05	0,07	0,02	0,03	0,26	0,19	0,05	0,00	0,02	0,02	0,22	-0,02	0,02
Sc ₂ O ₃	-0,14	-0,07	-0,18	-0,03	-0,04	-0,04	-0,01	-0,01	-0,03	-0,02	-0,01	-0,01	-0,02	-0,03	-0,17	-0,07	-0,52	-0,03	-0,43	-0,26	0,00	-0,03	-0,11
ZnO	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	-0,02	-0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00	0,04	0,02	-0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
Total	101,36	101,22	101,08	87,37	91,83	92,62	100,56	99,54	100,24	69,93	100,25	100,54	99,75	100,98	97,75	104,10	100,40	91,42	93,89	96,77	96,76	102,12	70,89

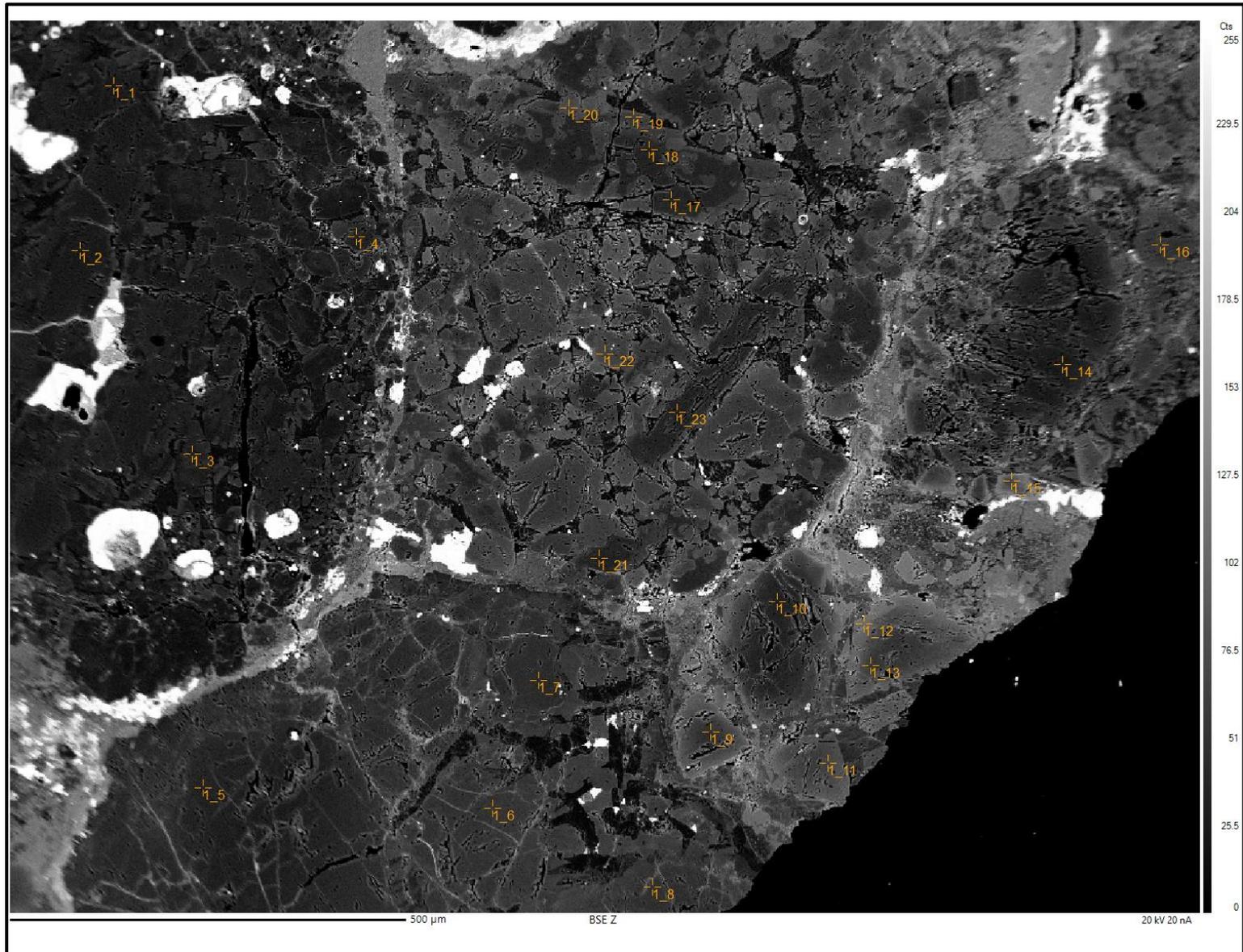


Figura D.2: Imagen de electrones retrodispersados (BSE) del condrito DM-028 (área DM028_3). Las cruces naranjas indican la localización de los puntos de la Tabla D.2.

**E. ANÁLISIS PUNTUALES SEMI-CUANTITATIVOS
CON MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO
(SEM-EDS)**

Tabla E.1: Análisis puntuales semicuantitativos en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-028 (SEM-EDS). Valores en porcentaje en peso (% peso). Punto 7 (originalmente seleccionado como olivino) fue descartado por error en la medición (presentaba contenido de N). Los puntos fueron agrupados en olivino (verde) y piroxeno de bajo Ca (amarillo) para posteriormente trabajar con el contenido de Fa y Fs.

% peso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
O	30,56	28,77	29,23	31,38	30,24	26,39	11,49	26,35	31,22	28,09
Si	13,71	17,16	13,31	19,48	13,11	18,79	22,88	18,03	20,83	19,38
Mg	24,82	16,58	23,80	17,71	24,22	16,82	13,06	16,37	18,59	17,45
Fe	14,85	9,35	14,18	9,02	14,96	9,23	40,71	9,11	9,52	9,42
Ca	0,00	0,38	0,00	0,53	0,00	0,60	0,00	0,66	0,64	0,61
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,00	0,44	0,37	0,38
Total	83,94	72,24	80,52	78,12	82,53	72,29	88,14	70,96	81,17	75,33
SiO ₂	29,32	36,70	28,47	41,67	28,04	40,19	-	38,56	44,55	41,45
MgO	41,15	27,49	39,45	29,36	40,15	27,88	-	27,14	30,82	28,93
FeO	19,10	12,03	18,24	11,60	19,24	11,87	-	11,72	12,25	12,12
CaO	0,00	0,53	0,00	0,74	0,00	0,84	-	0,92	0,90	0,85
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59	-	0,57	0,48	0,49
Total	89,57	76,75	86,16	83,37	87,44	81,38	-	78,91	88,99	83,84

Tabla E.2: Análisis puntuales semicuantitativos en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-145 (SEM-EDS). Valores en porcentaje en peso (% peso). Los puntos fueron agrupados en olivino (verde) y piroxeno de bajo Ca (amarillo) para posteriormente trabajar con el contenido de Fa y Fs.

% peso	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
O	23,80	29,48	26,93	24,51	24,94	27,85	26,08	27,44	28,31	27,44
Si	17,90	20,47	19,73	17,30	18,05	12,79	11,98	12,82	12,88	12,88
Mg	15,15	17,41	16,30	14,89	15,49	21,47	20,36	21,31	22,06	21,33
Fe	10,69	10,94	11,93	10,61	10,82	17,57	18,04	17,58	18,83	17,05
Ca	0,46	0,86	0,51	0,80	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,34	0,29	0,43	0,38	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	68,34	79,45	75,83	68,49	70,32	79,68	76,46	79,15	82,08	78,70
SiO ₂	38,29	43,78	42,20	37,00	38,61	27,36	25,62	27,42	27,55	27,55
MgO	25,11	28,86	27,02	24,68	25,68	35,59	33,75	35,33	36,57	35,36
FeO	13,75	14,07	15,35	13,65	13,92	22,60	23,21	22,61	24,22	21,93
CaO	0,64	1,20	0,71	1,12	0,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,44	0,37	0,56	0,49	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	78,23	88,29	85,84	76,94	79,59	85,55	82,58	85,36	88,34	84,84

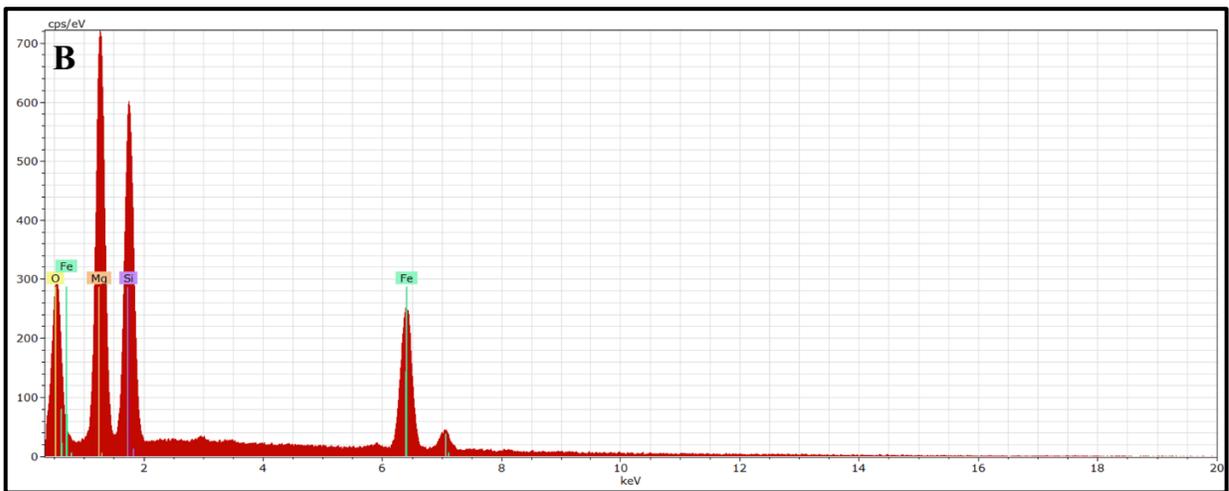
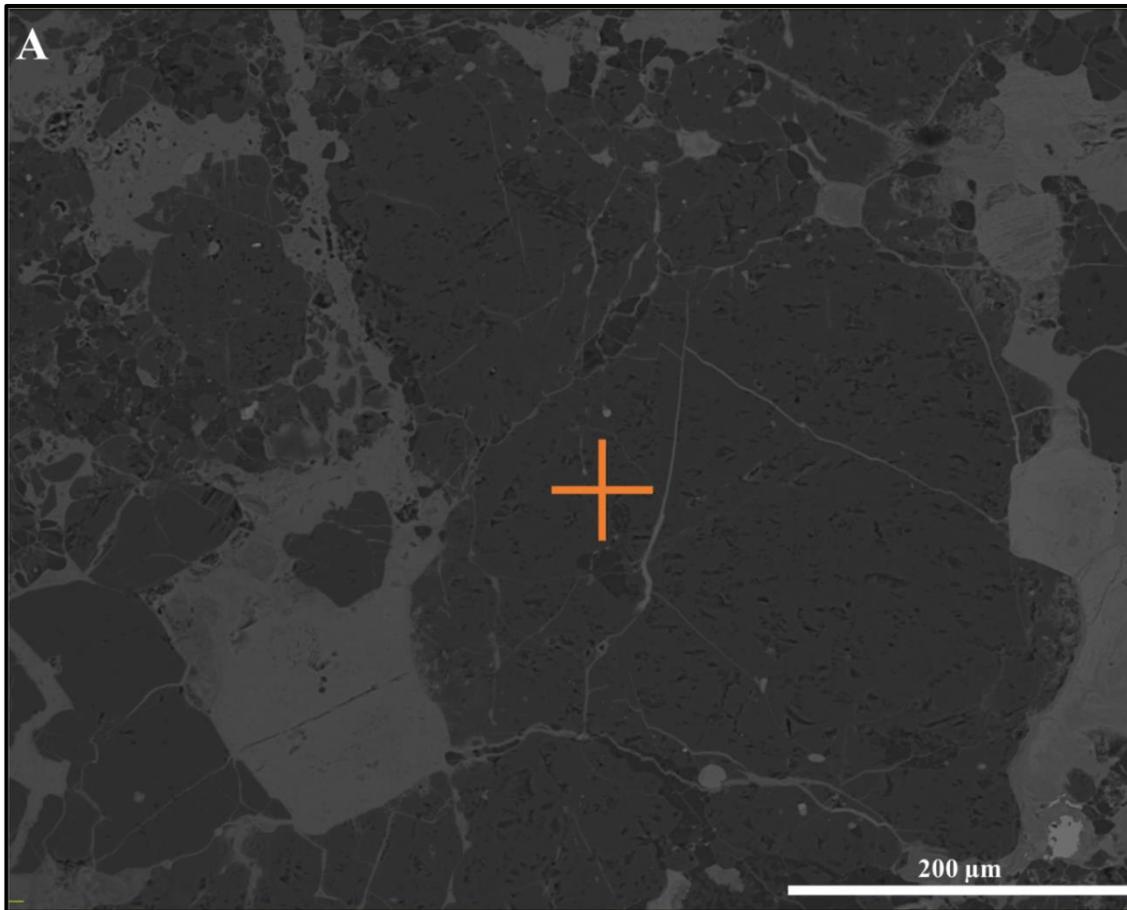


Figura E.1: Ubicación y espectro EDS del punto 1 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-028 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 1; B) Espectro composicional EDS del punto 1 (olivino).

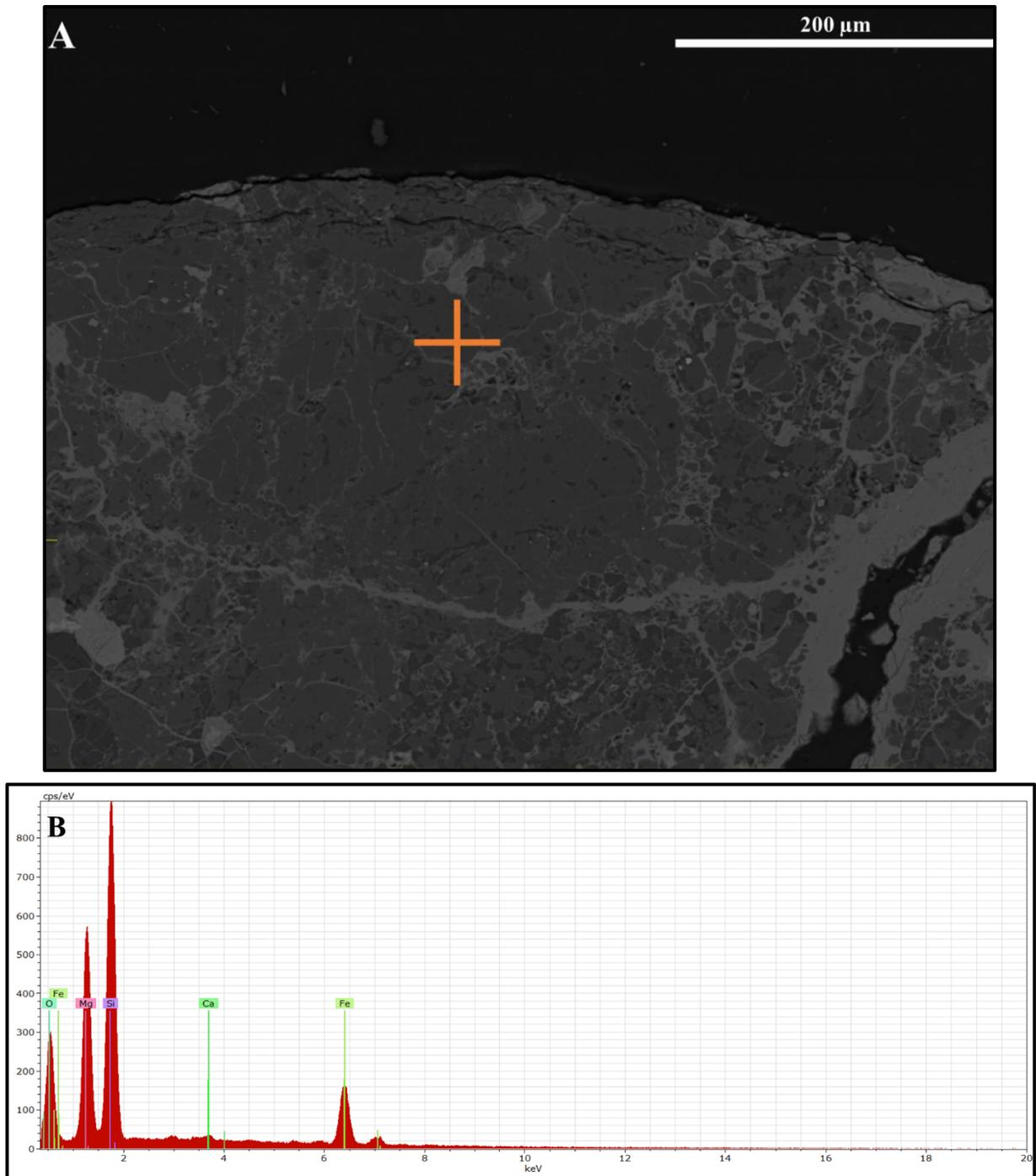


Figura E.2: Ubicación y espectro EDS del punto 2 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-028 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 2; B) Espectro composicional EDS del punto 2 (olivino).

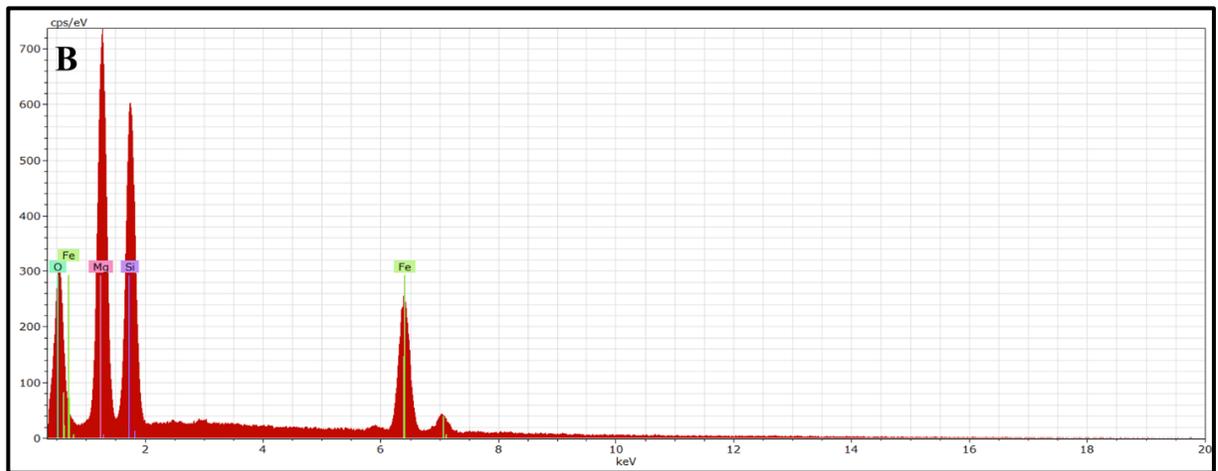


Figura E.3: Ubicación y espectro EDS del punto 3 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-028 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 3; B) Espectro composicional EDS del punto 3 (olivino).

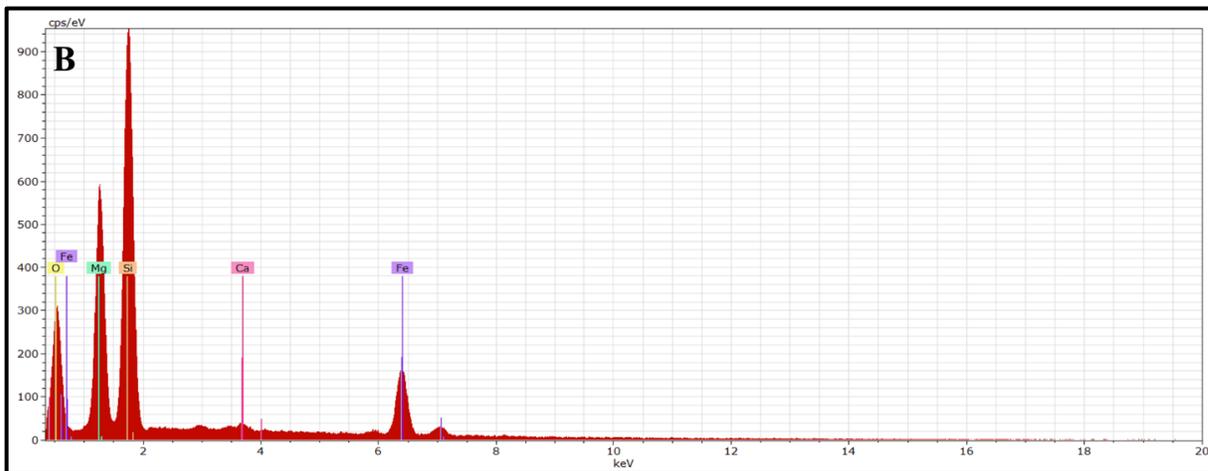
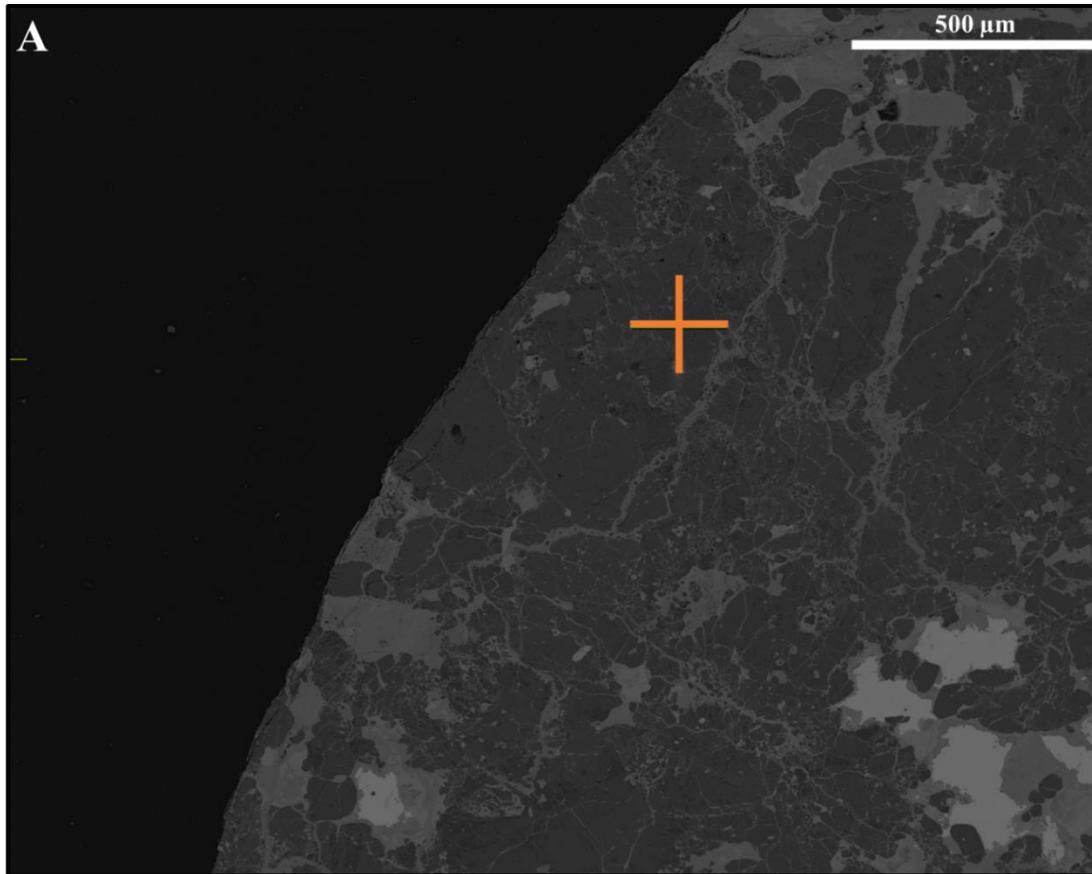


Figura E.4: Ubicación y espectro EDS del punto 4 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-028 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 4; B) Espectro composicional EDS del punto 4 (piroxeno de bajo Ca).

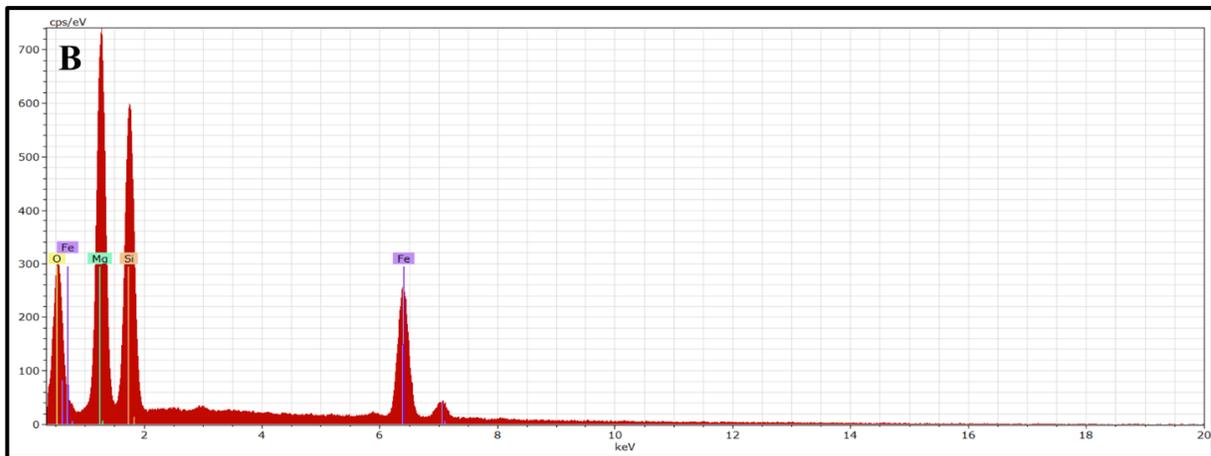
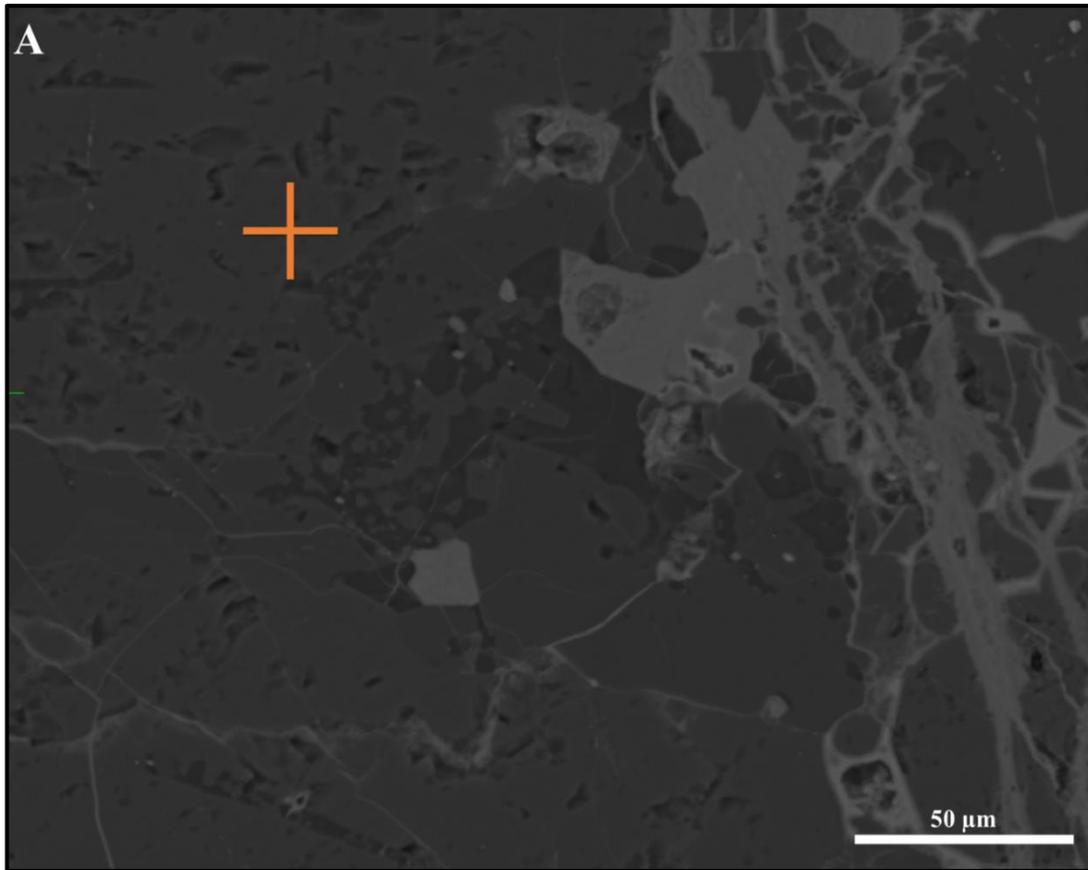


Figura E.5: Ubicación y espectro EDS del punto 5 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-028 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 5; B) Espectro composicional EDS del punto 5 (olivino).

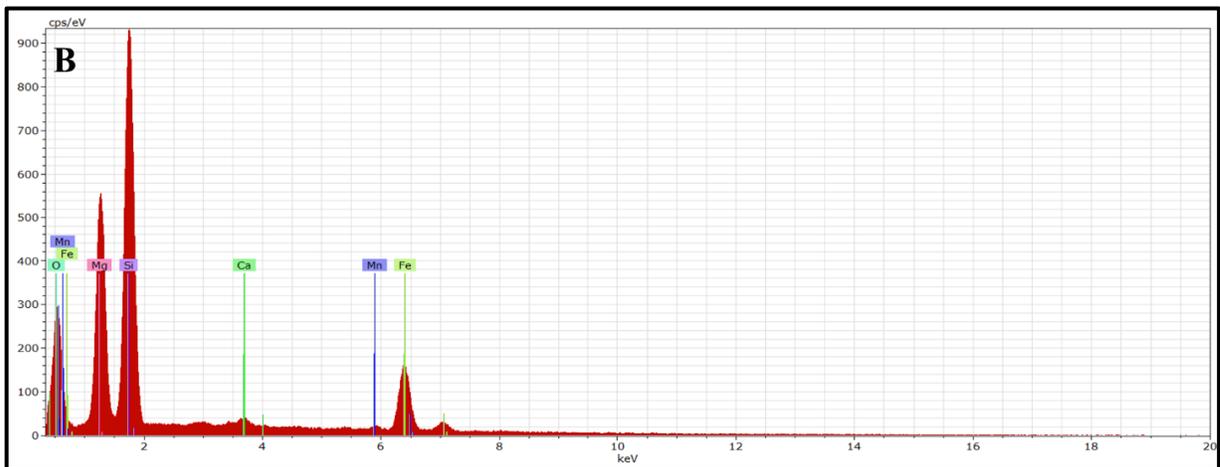
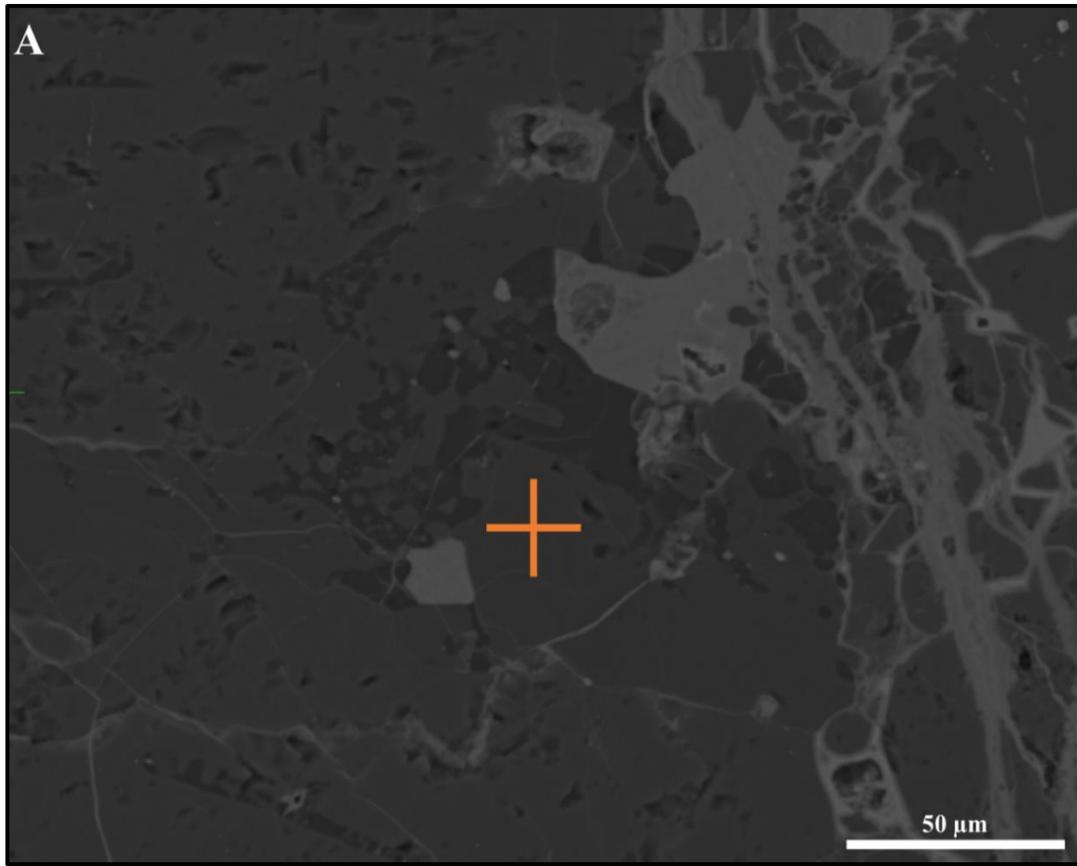


Figura E.6: Ubicación y espectro EDS del punto 6 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-028 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 6; B) Espectro composicional EDS del punto 6 (píroxeno de bajo Ca).

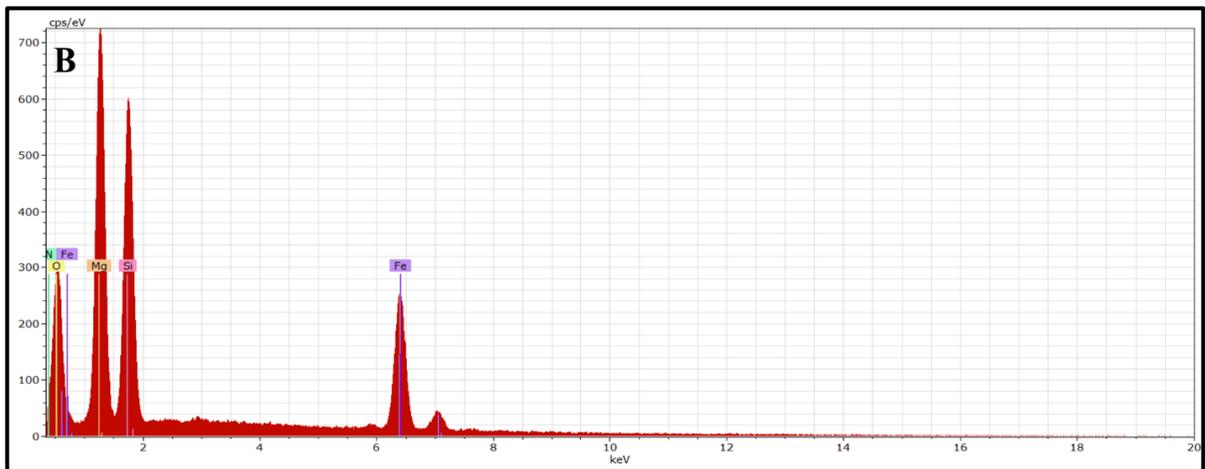
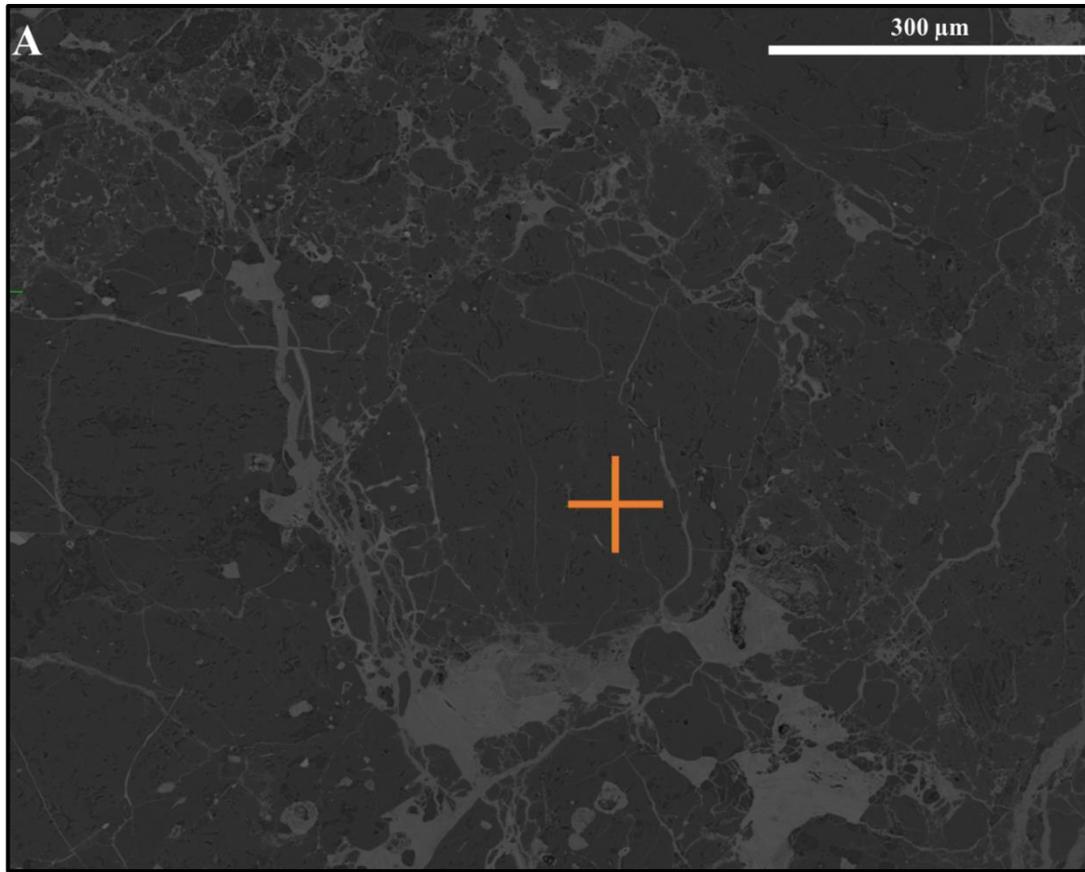


Figura E.7: Ubicación y espectro EDS del punto 7 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-028 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 7; B) Espectro composicional EDS del punto 7 (piroxeno de bajo Ca). Medición descartada por error en análisis (contenido de N).

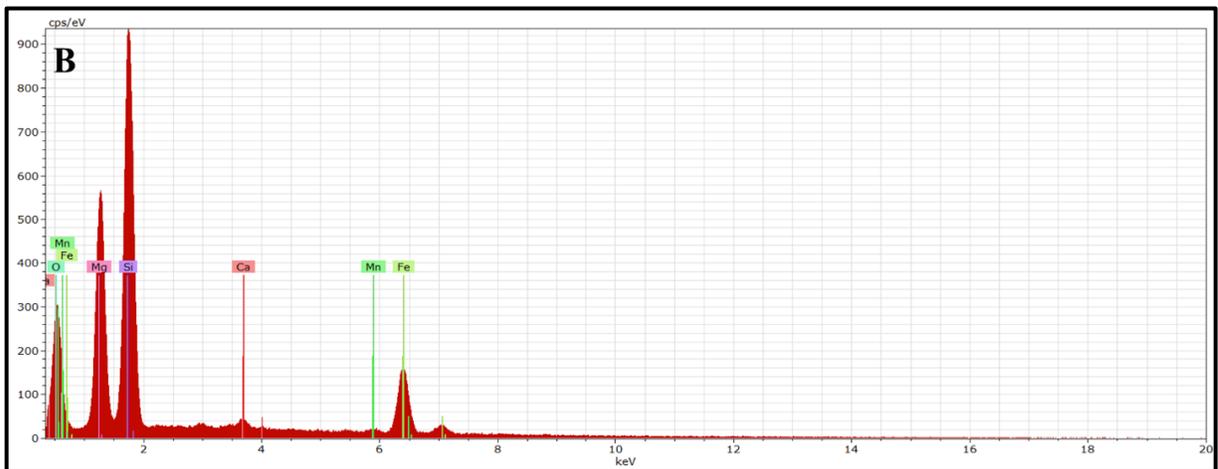
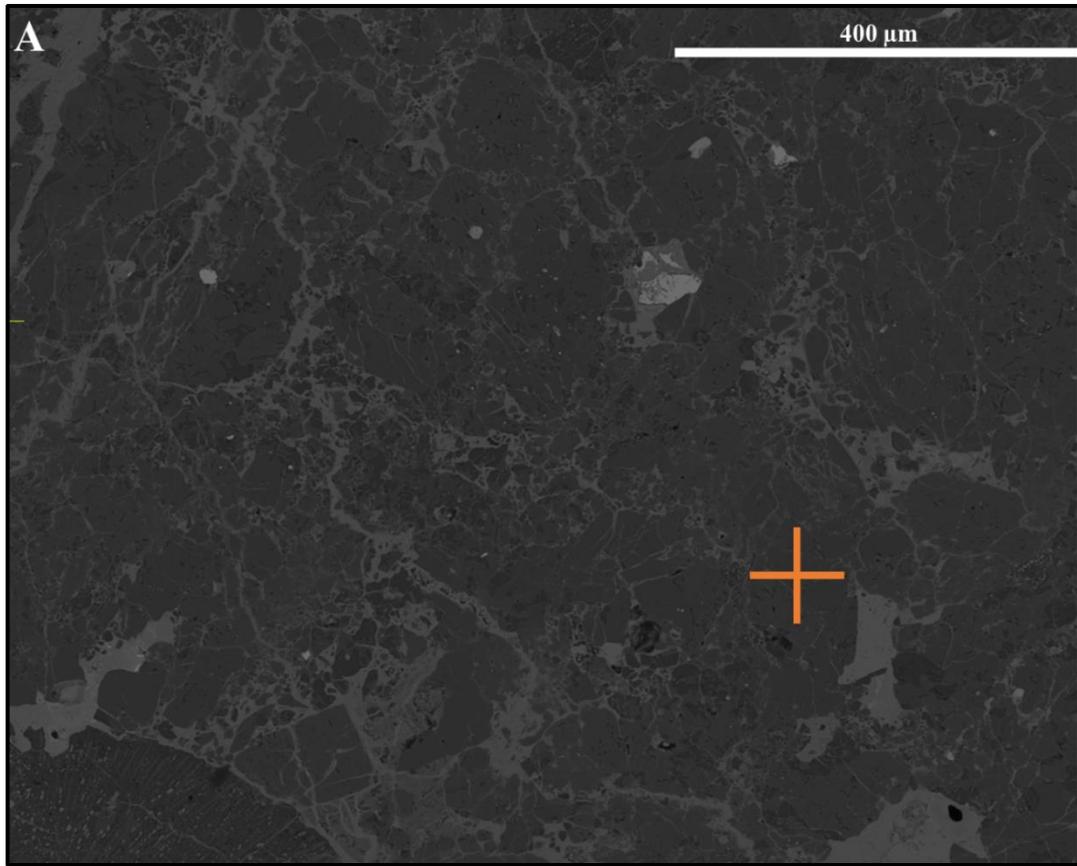


Figura E.8: Ubicación y espectro EDS del punto 8 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-028 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 8; B) Espectro composicional EDS del punto 8 (piroxeno de bajo Ca).

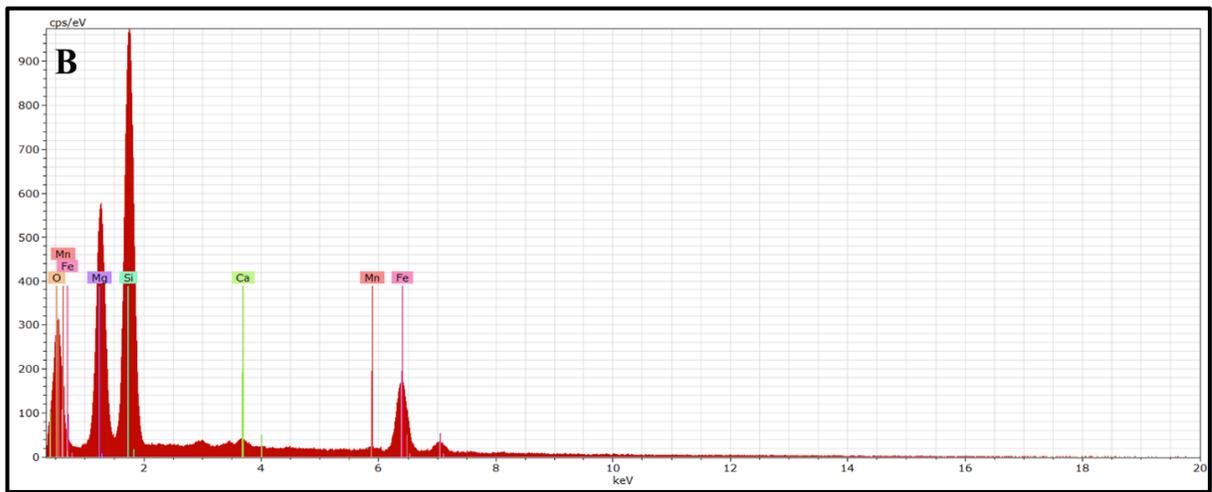
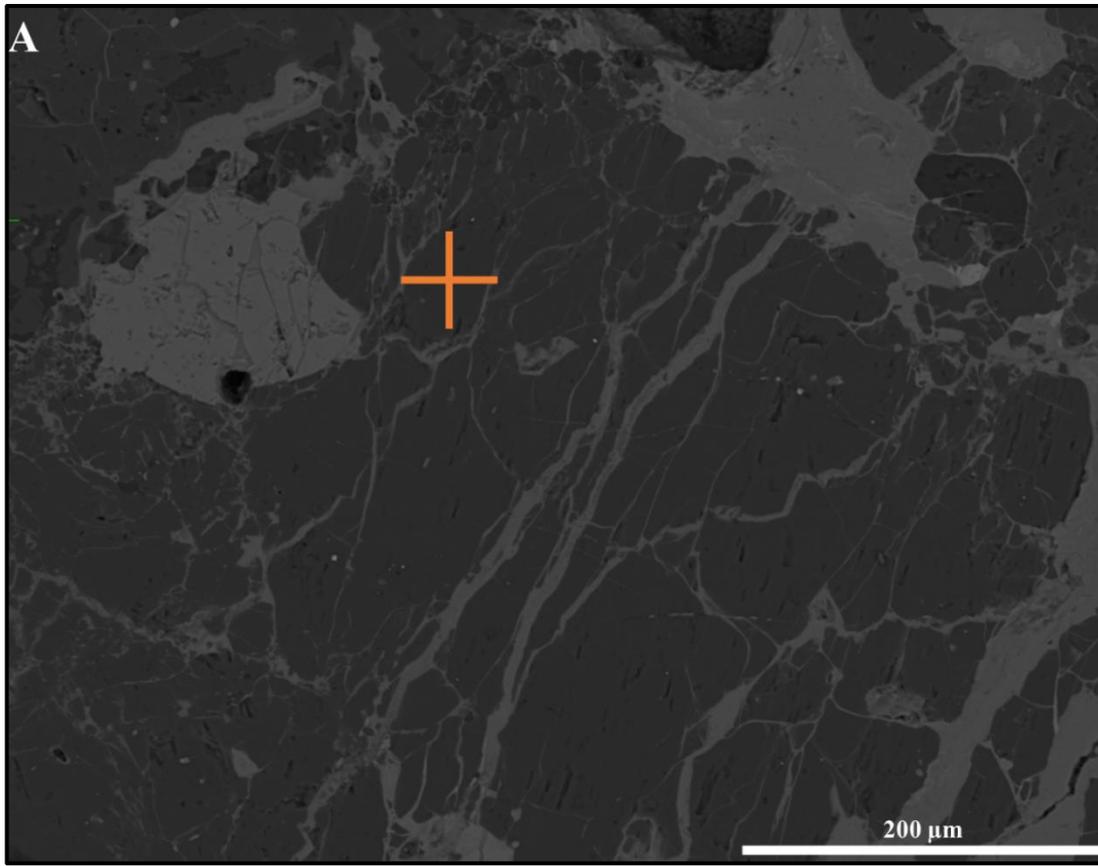


Figura E.9: Ubicación y espectro EDS del punto 9 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-028 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 9; B) Espectro composicional EDS del punto 9 (píroxeno de bajo Ca).

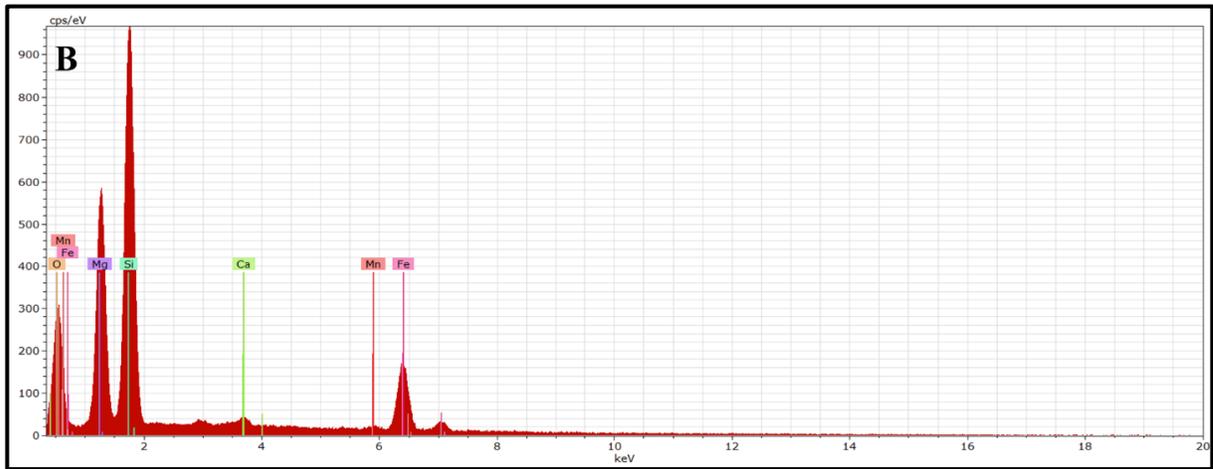
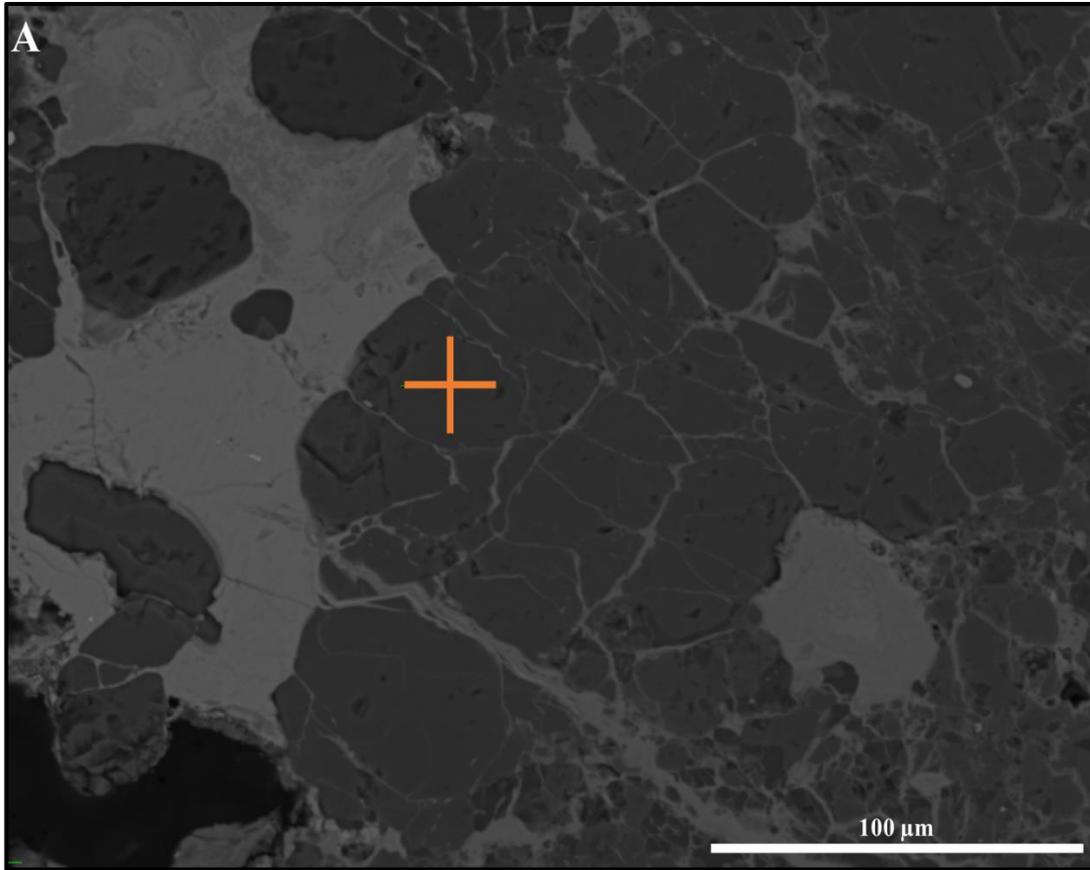


Figura E.10: Ubicación y espectro EDS del punto 10 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-028 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 10; B) Espectro composicional EDS del punto 10 (piroxeno de bajo Ca).

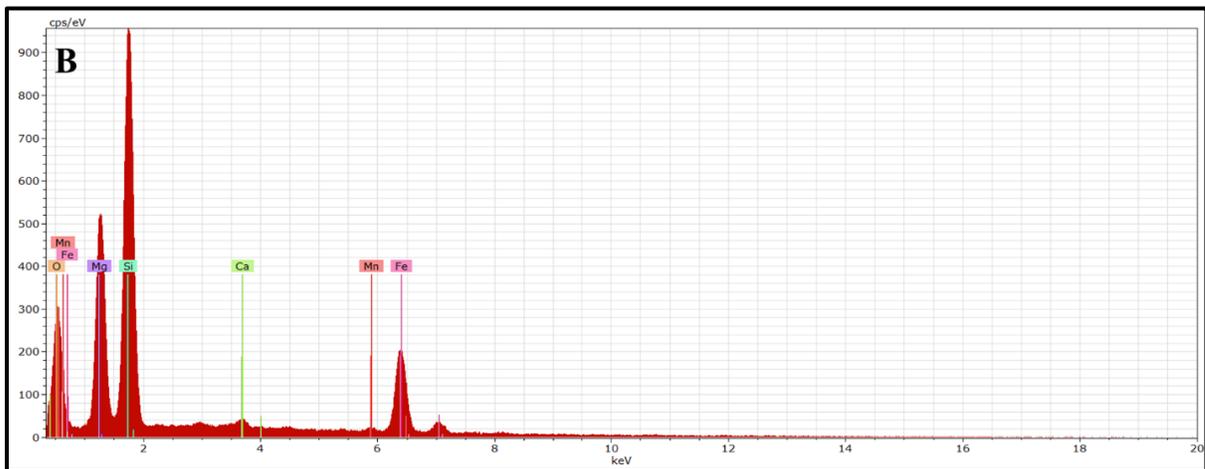
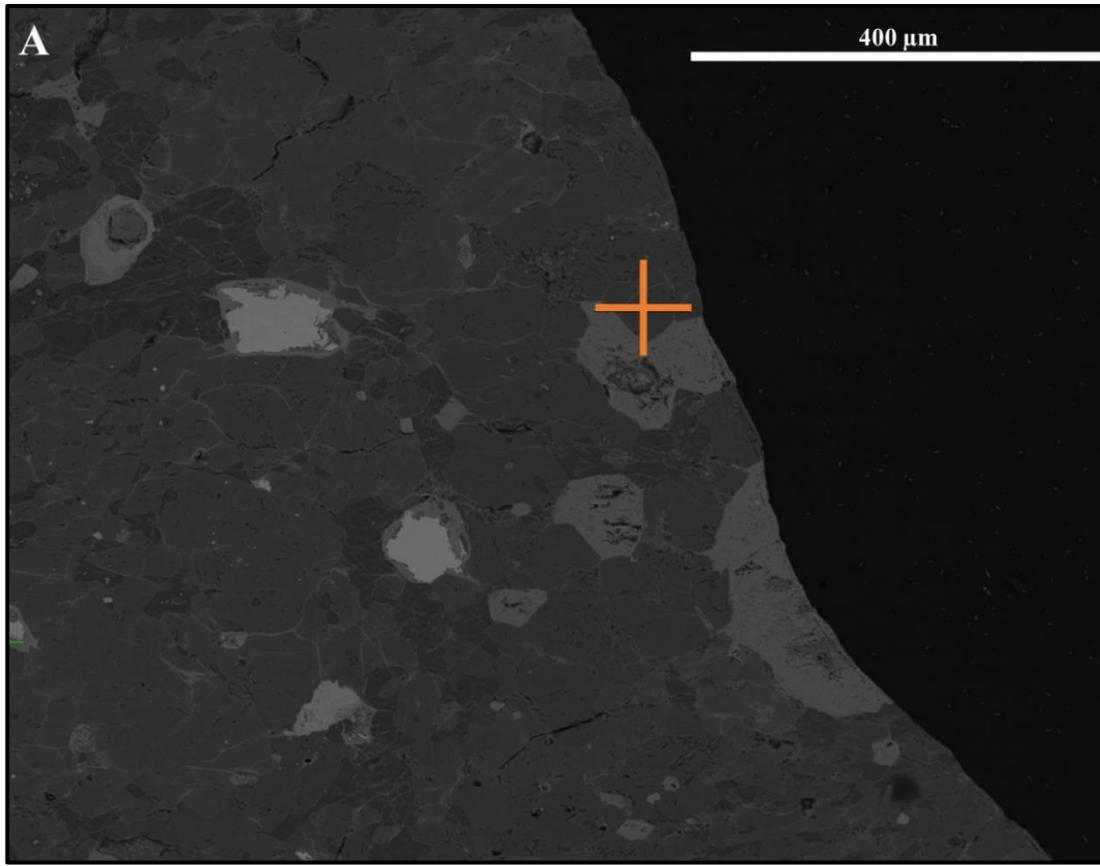


Figura E.11: Ubicación y espectro EDS del punto 1 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-145 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 1; B) Espectro composicional EDS del punto 1 (píroxeno de bajo Ca).

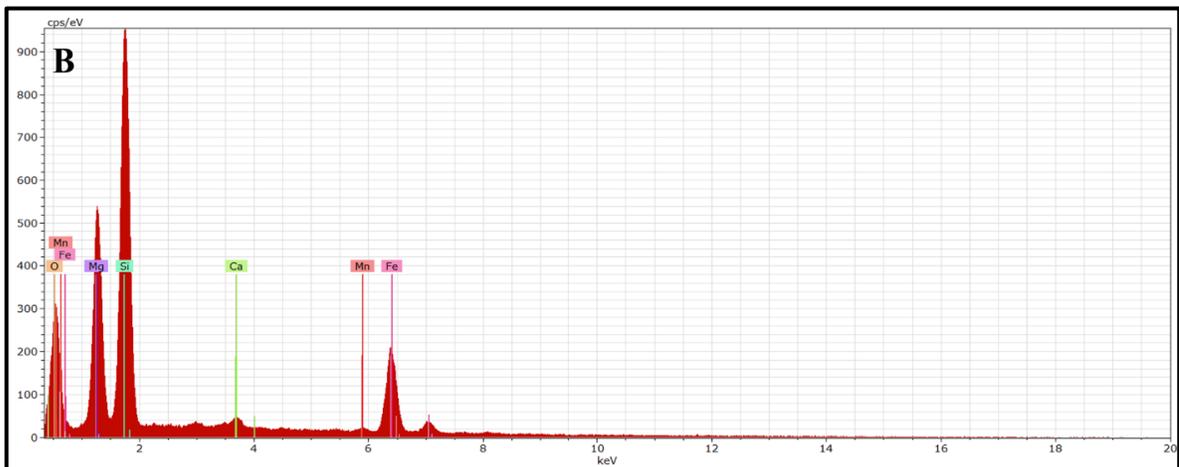
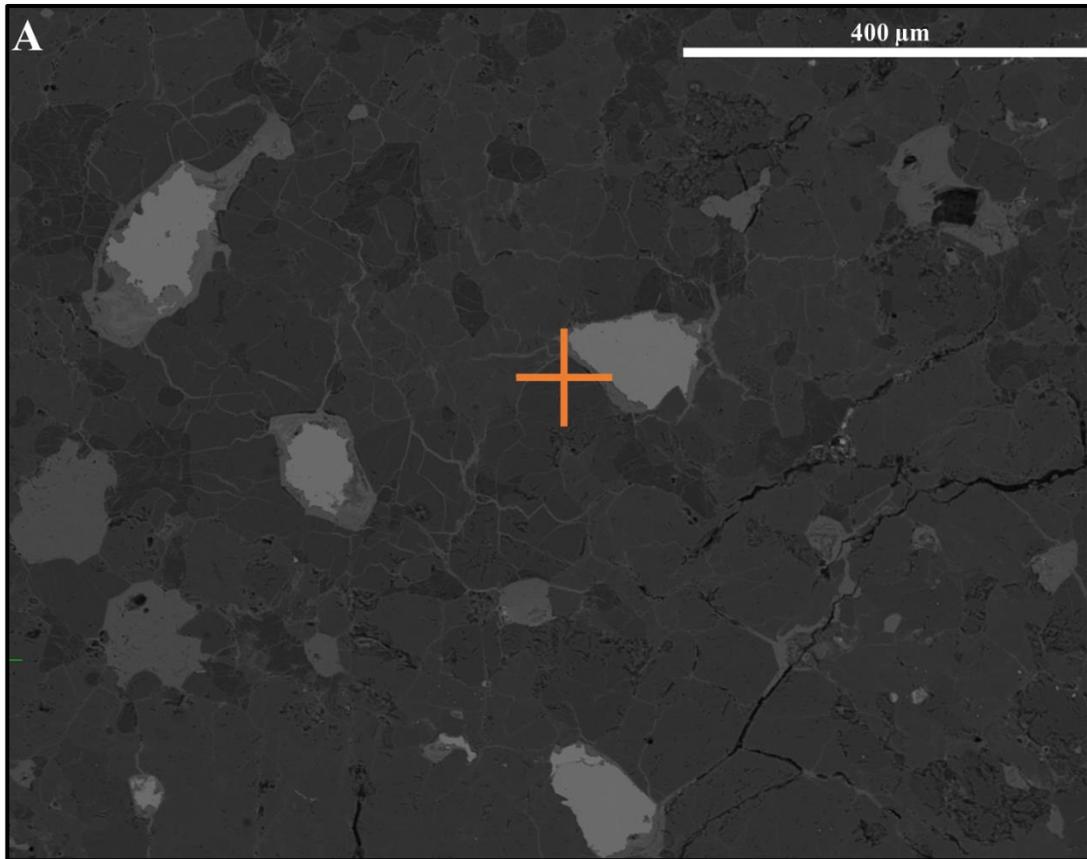


Figura E.12: Ubicación y espectro EDS del punto 2 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-145 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 2; B) Espectro composicional EDS del punto 2 (píroxeno de bajo Ca).

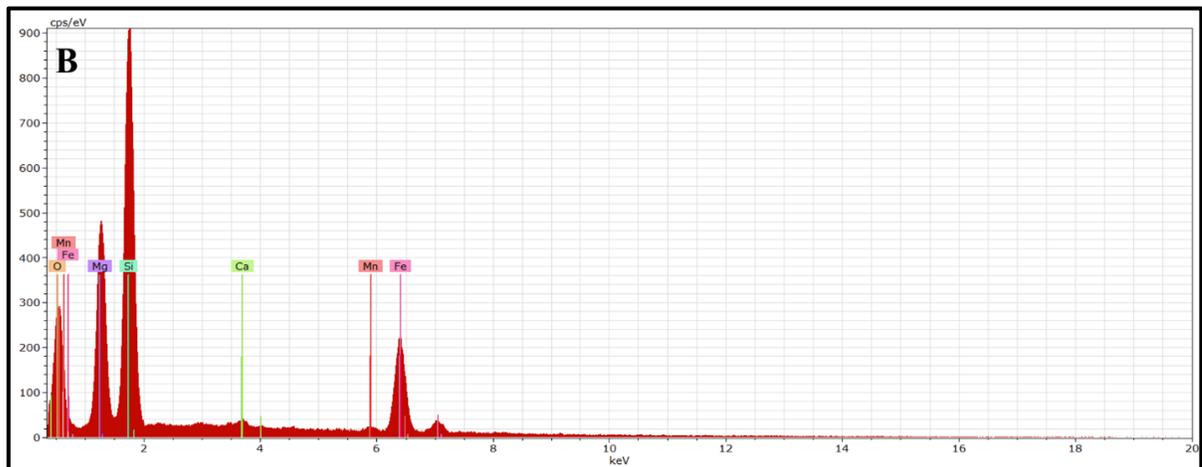
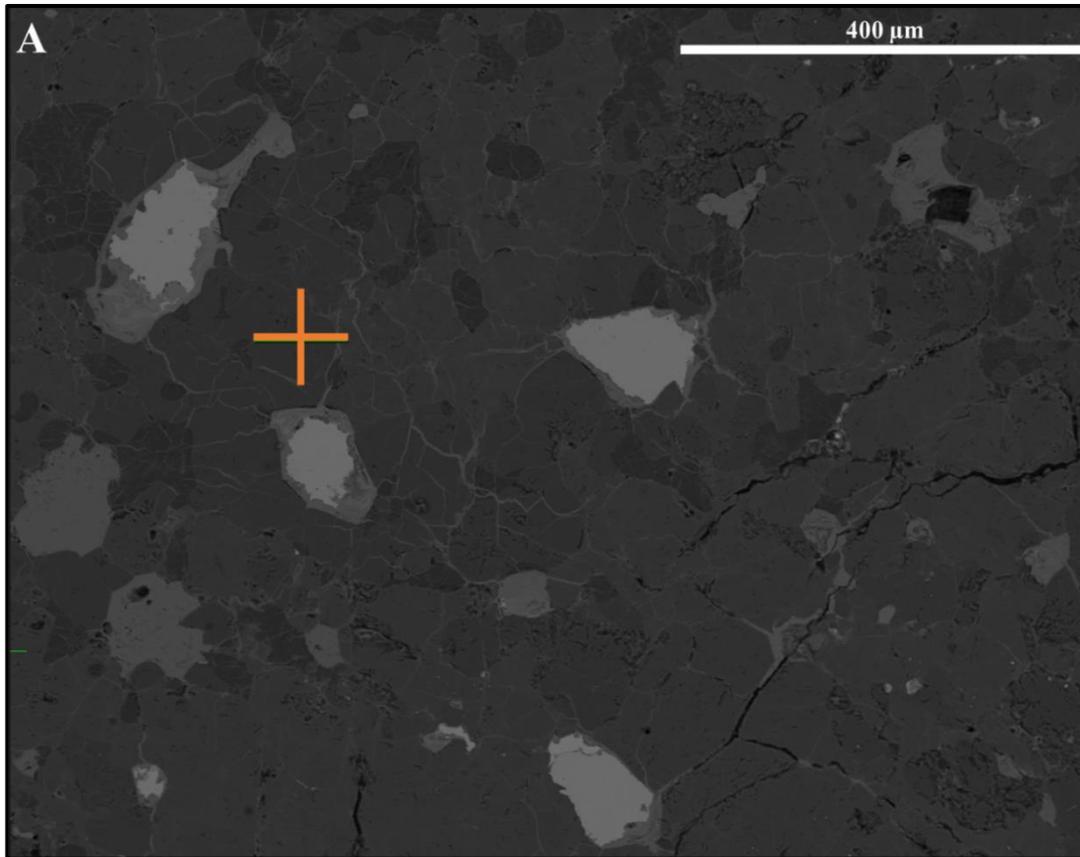


Figura E.13: Ubicación y espectro EDS del punto 3 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-145 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 3; B) Espectro composicional EDS del punto 3 (píroxeno de bajo Ca).

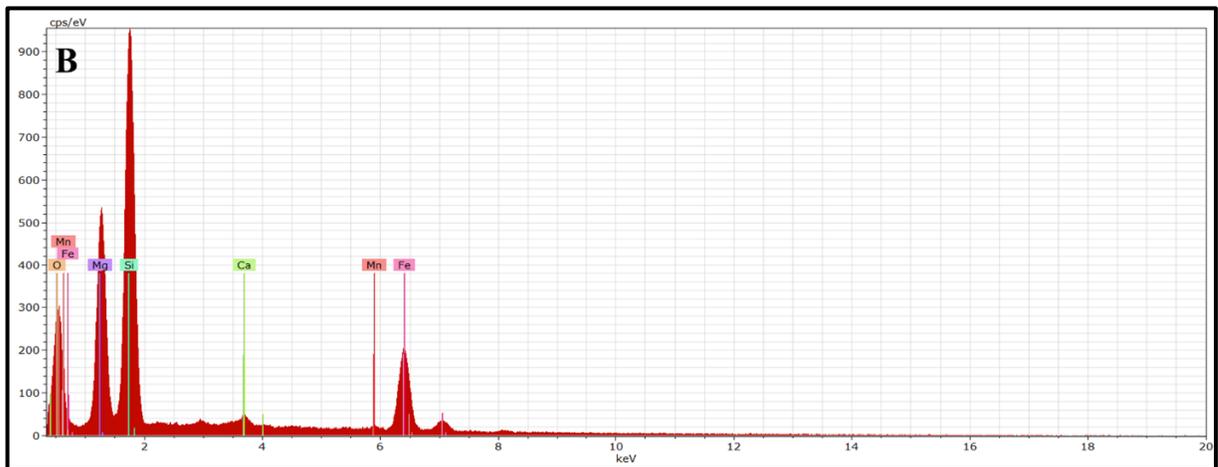
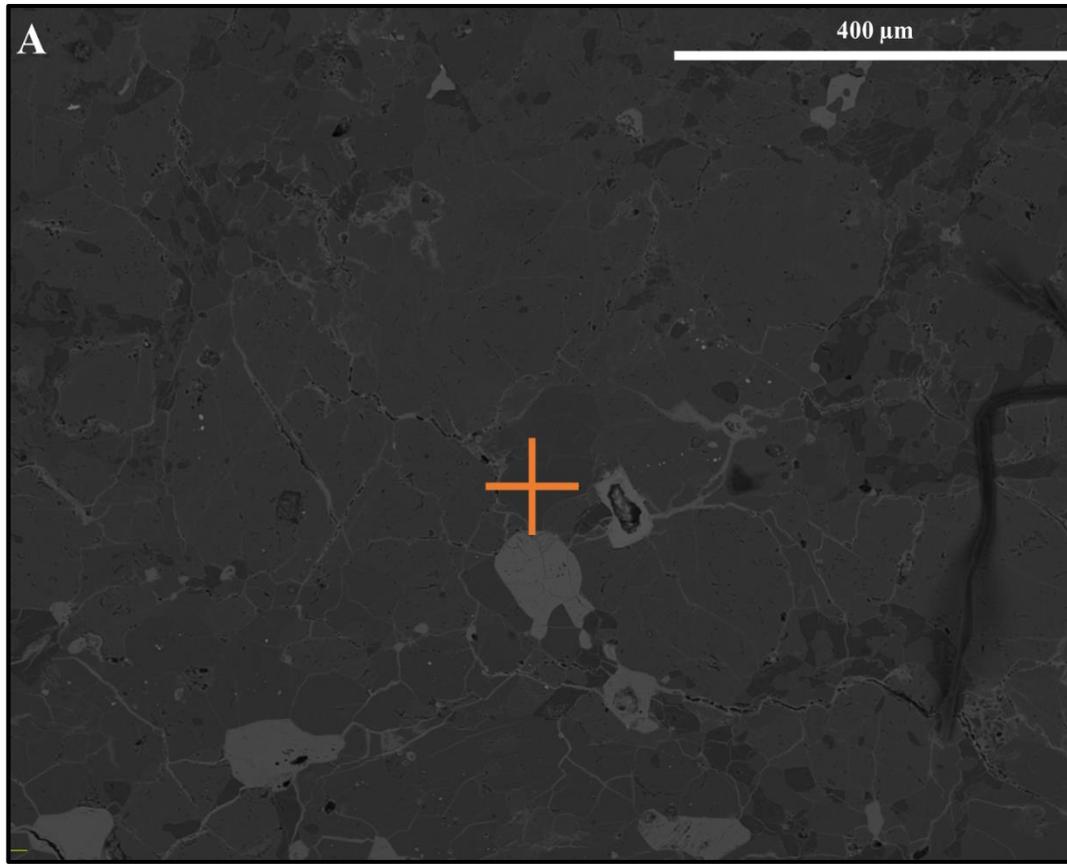


Figura E.14: Ubicación y espectro EDS del punto 4 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-145 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 4; B) Espectro composicional EDS del punto 4 (piroxeno de bajo Ca).

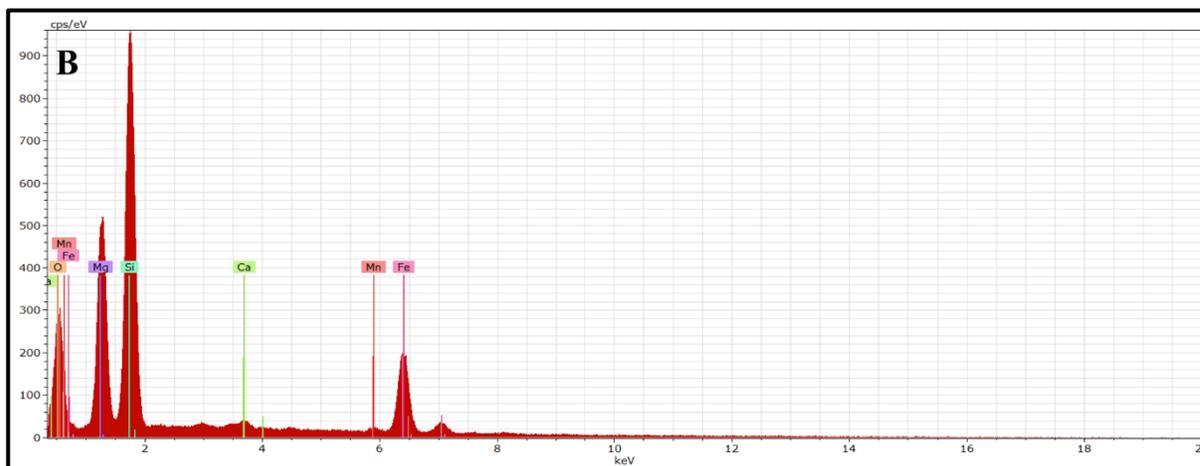
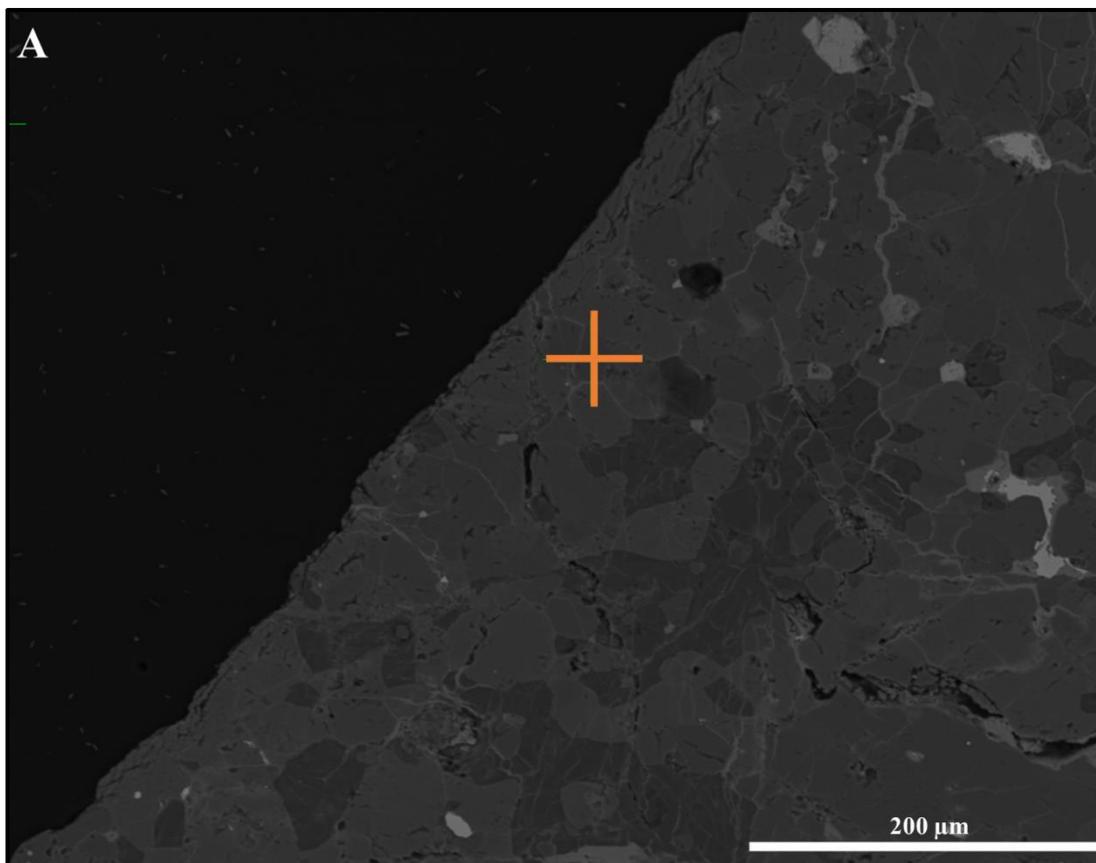


Figura E.15: Ubicación y espectro EDS del punto 5 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-145 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 5; B) Espectro composicional EDS del punto 5 (piroxeno de bajo Ca).

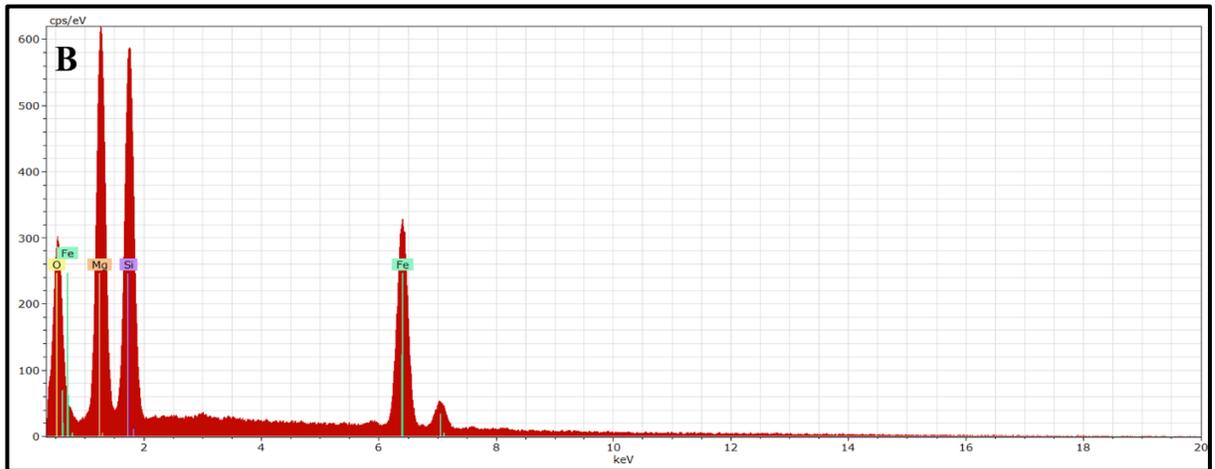
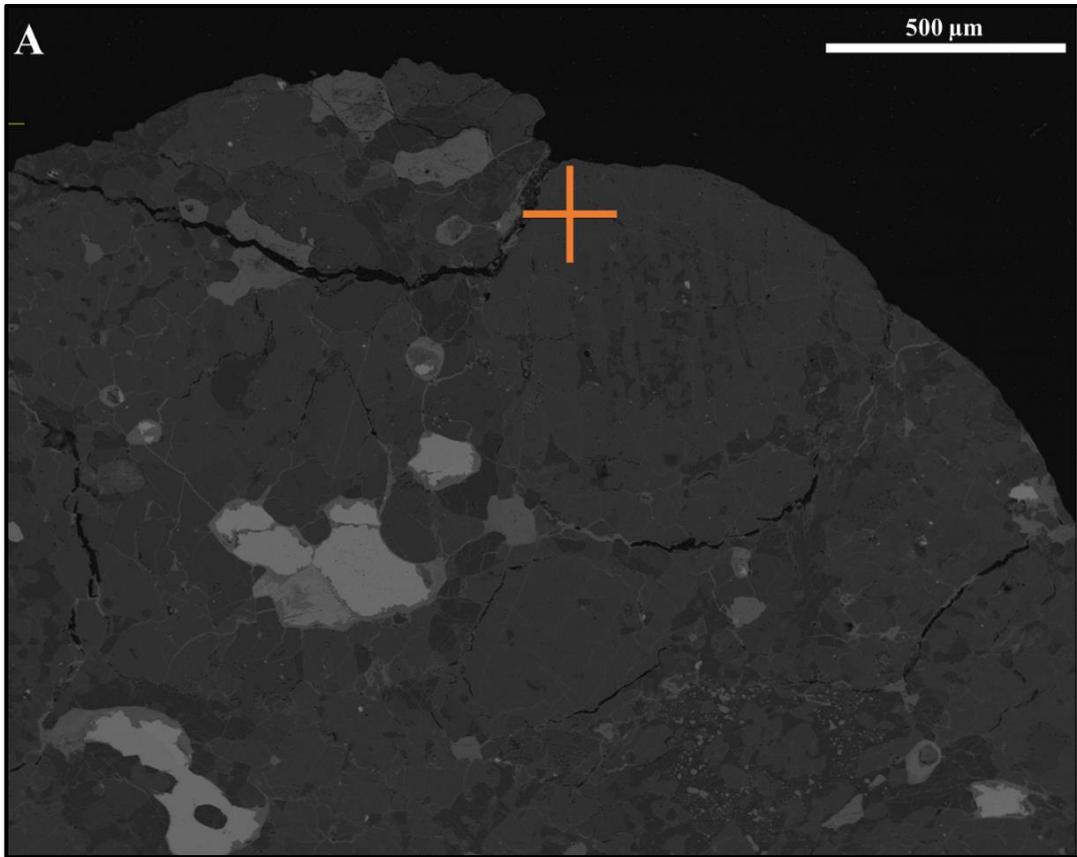


Figura E.16: Ubicación y espectro EDS del punto 6 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-145 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 6; B) Espectro composicional EDS del punto 6 (olivino).

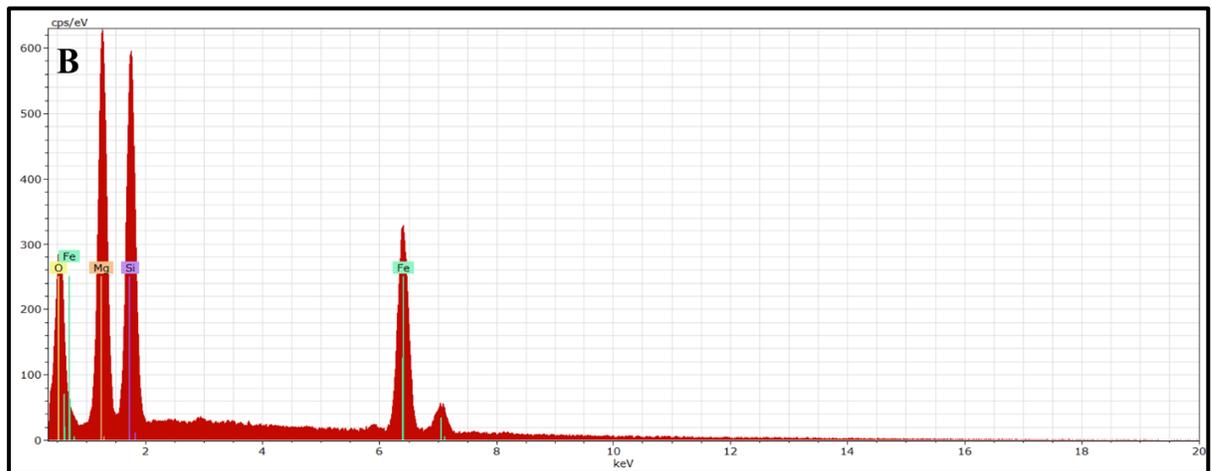
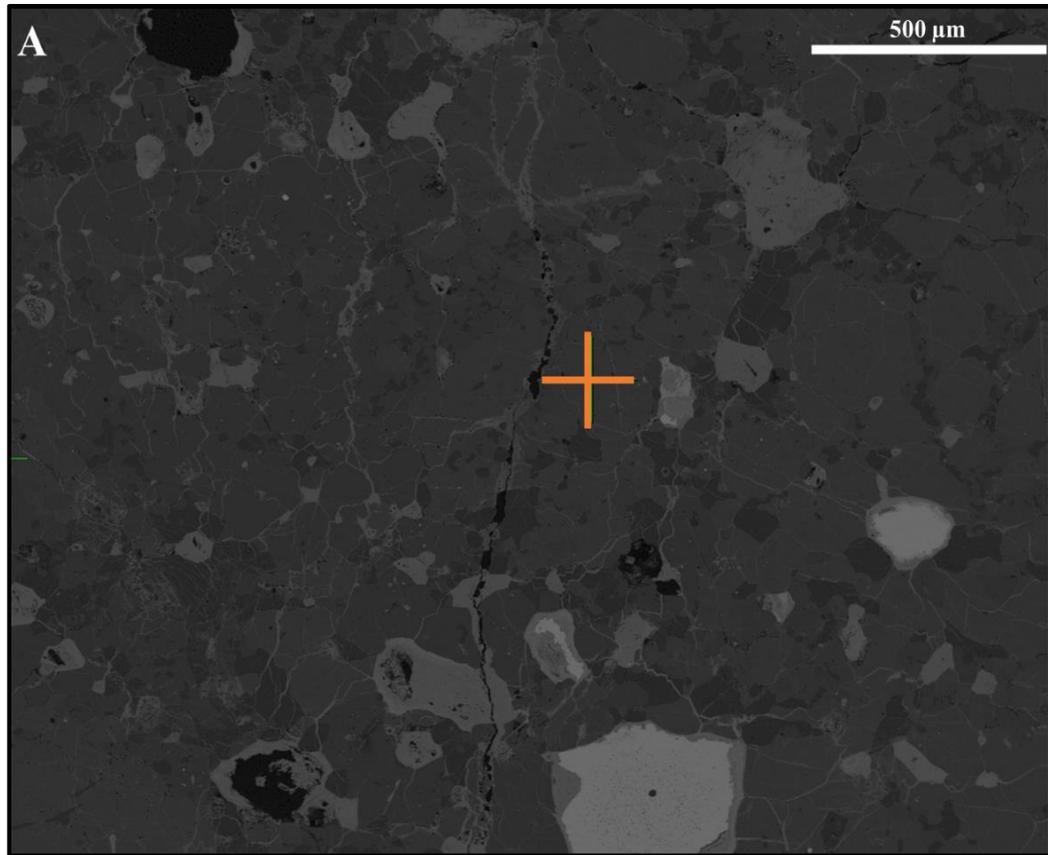


Figura E.17: Ubicación y espectro EDS del punto 7 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-145 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 7; B) Espectro composicional EDS del punto 7 (olivino).

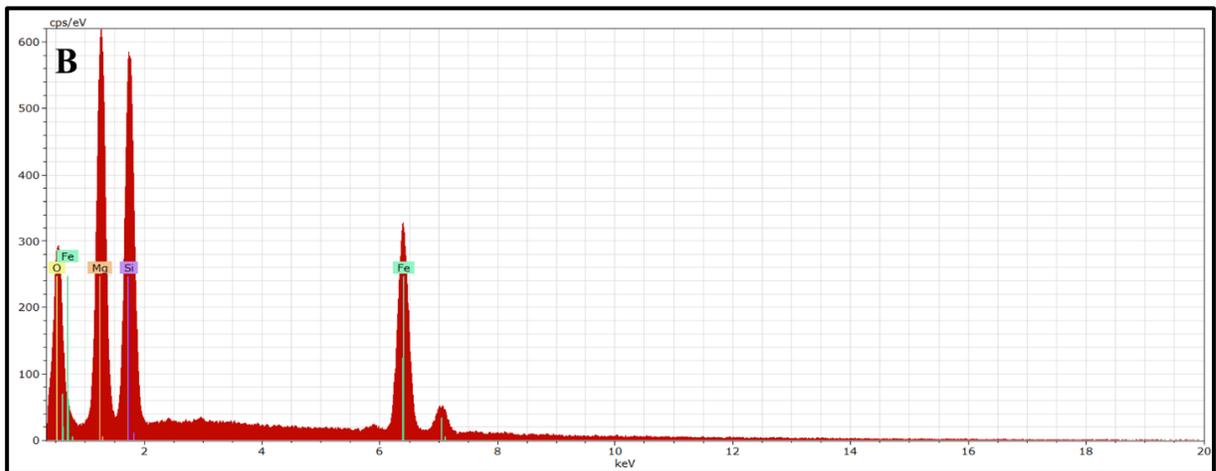
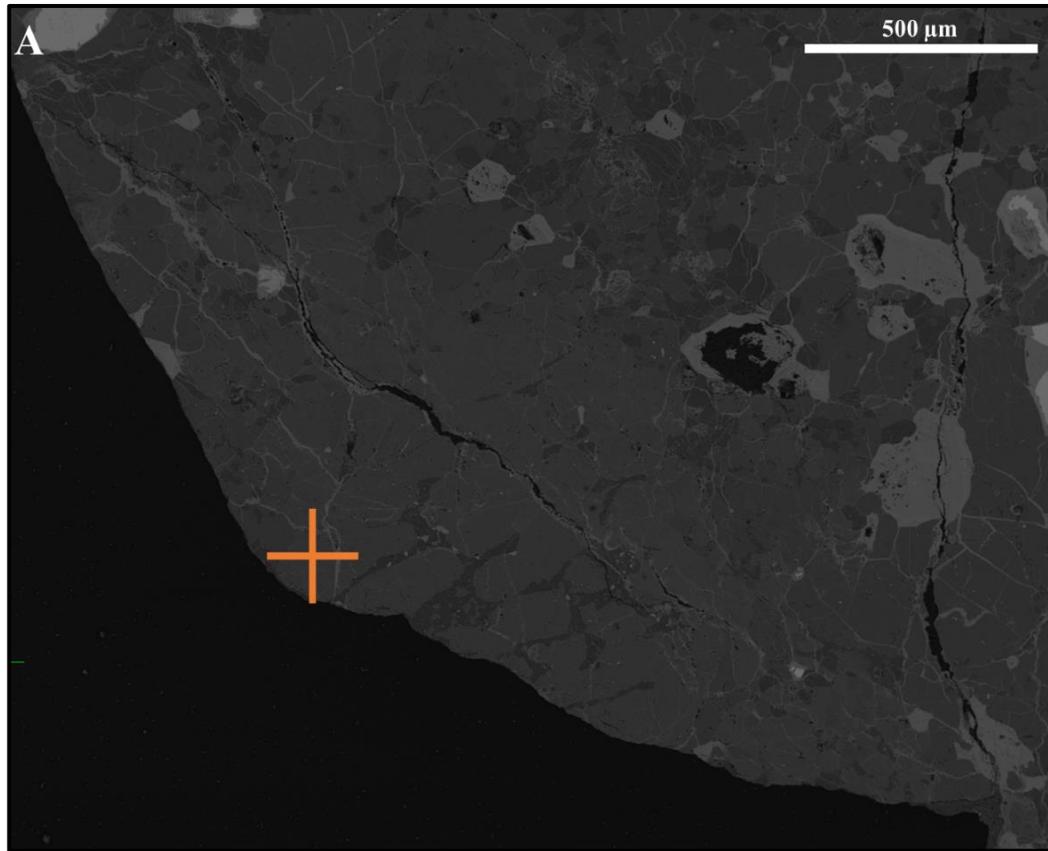


Figura E.18: Ubicación y espectro EDS del punto 8 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-145 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 8; B) Espectro composicional EDS del punto 8 (olivino).

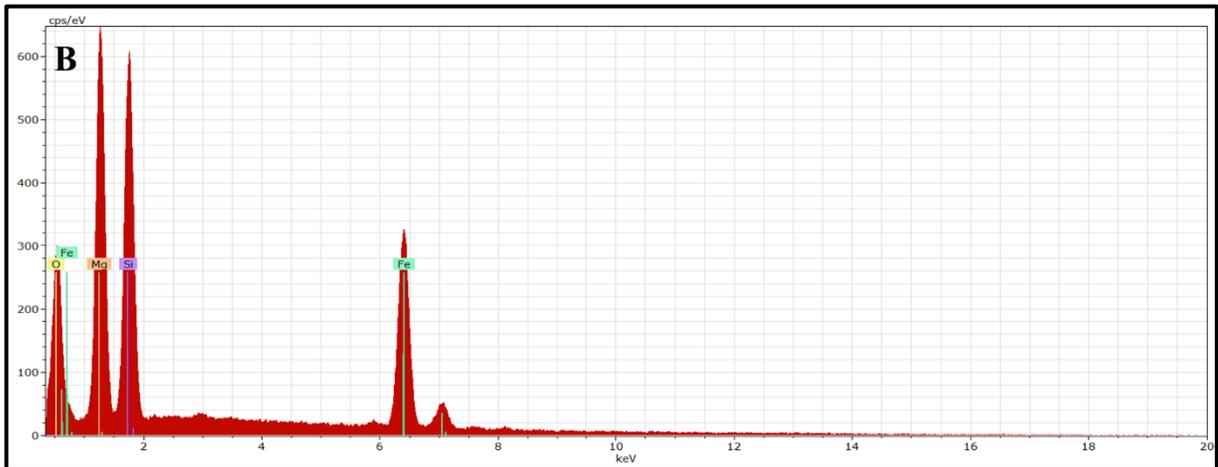
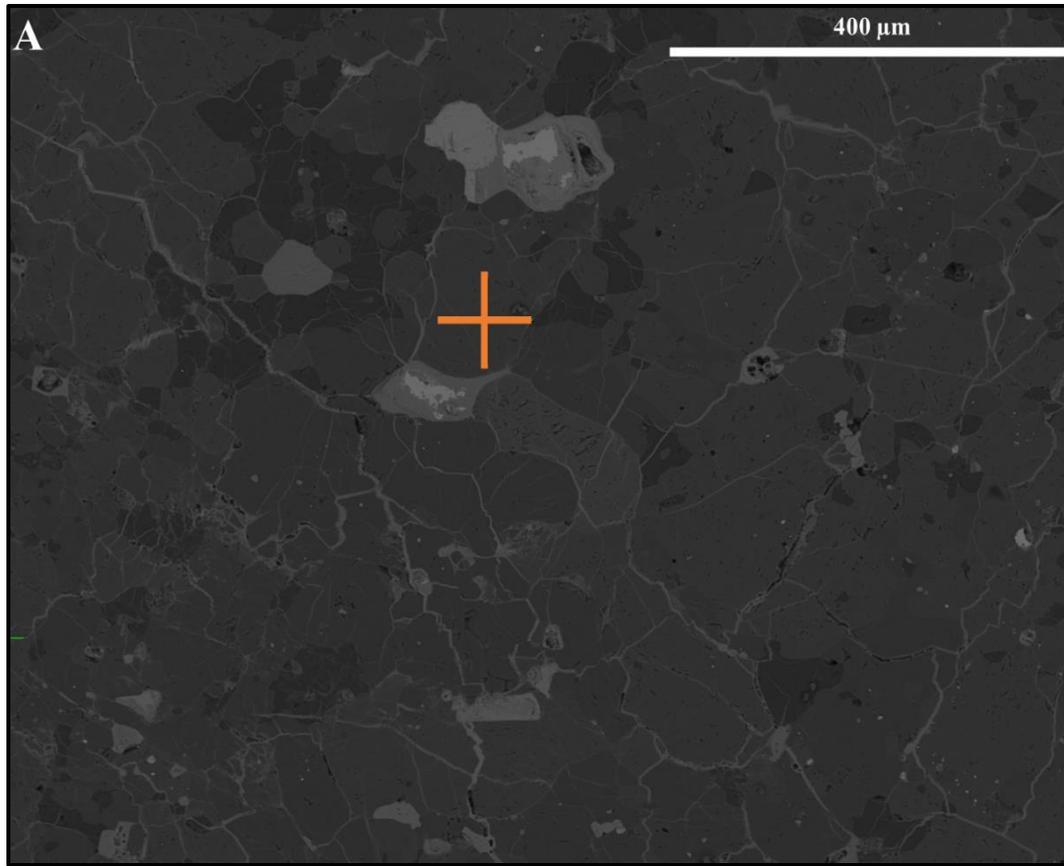


Figura E.19: Ubicación y espectro EDS del punto 9 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-145 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 9; B) Espectro composicional EDS del punto 9 (olivino).

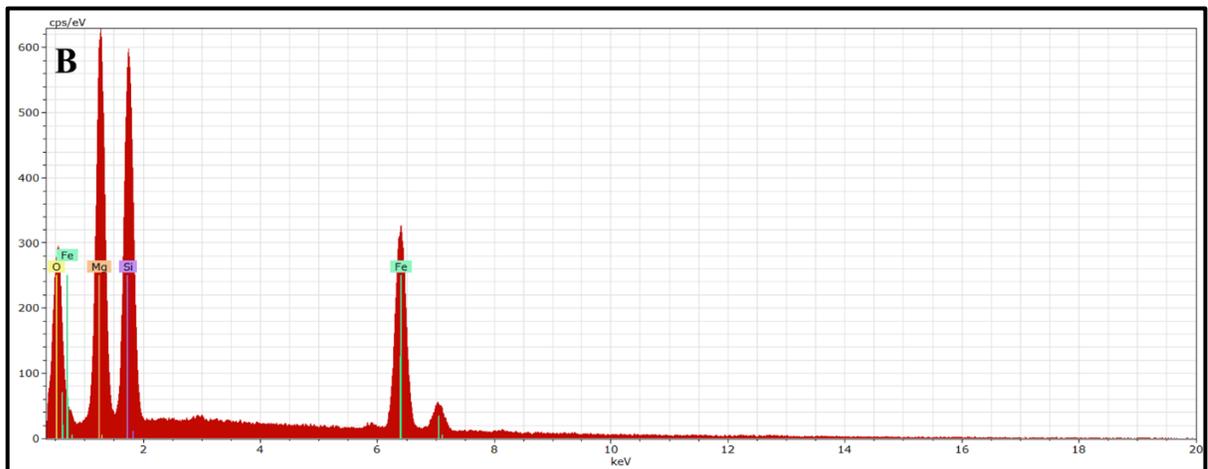
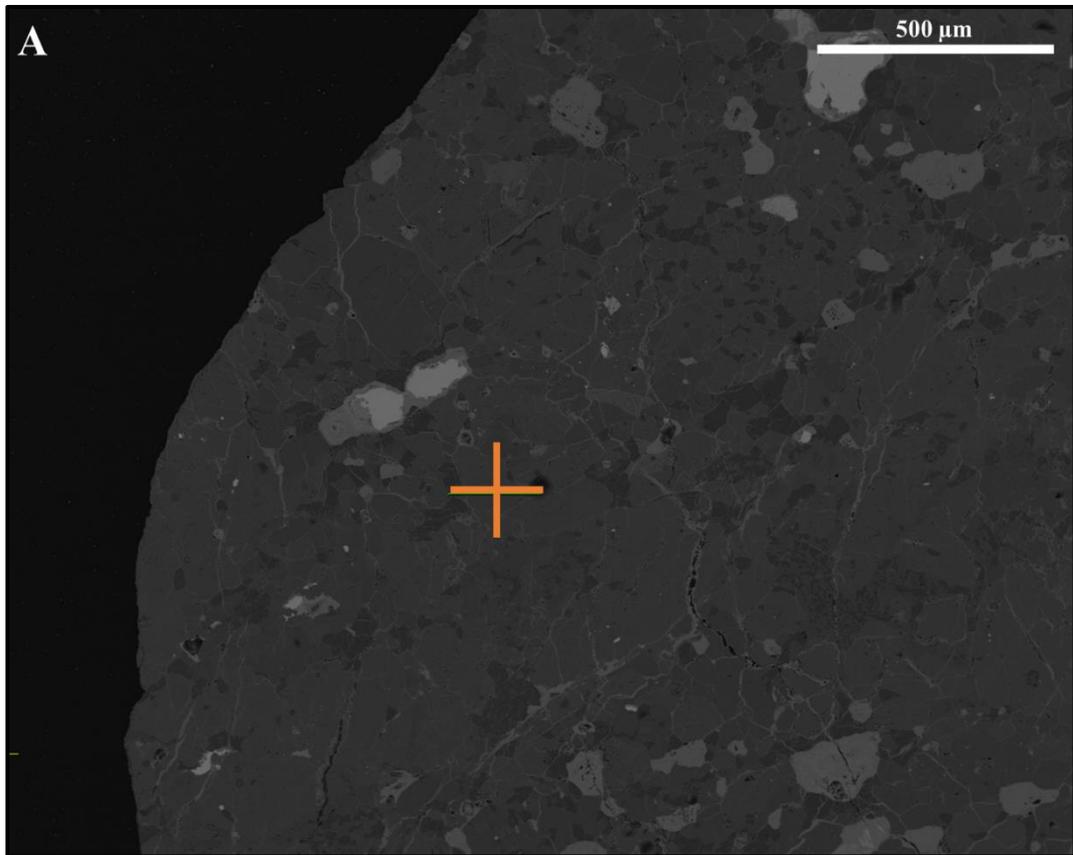


Figura E.20: Ubicación y espectro EDS del punto 10 en microscopio electrónico de barrido para el condrito DM-145 (SEM). A) Imagen de electrones retrodispersados (BSE), cruz anaranjada indica la localización del punto 10; B) Espectro composicional EDS del punto 10 (olivino).

**F. MAPAS MINERALÓGICOS EN FALSO COLOR
OBTENIDOS CON QEMSCAN®**

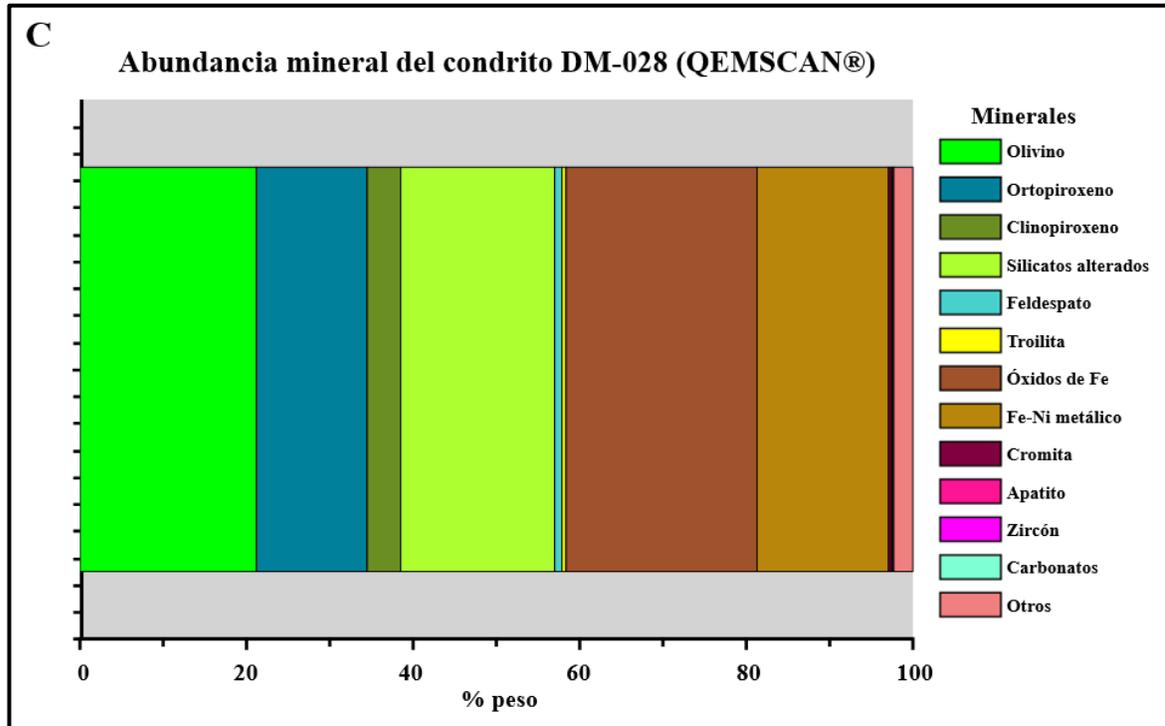
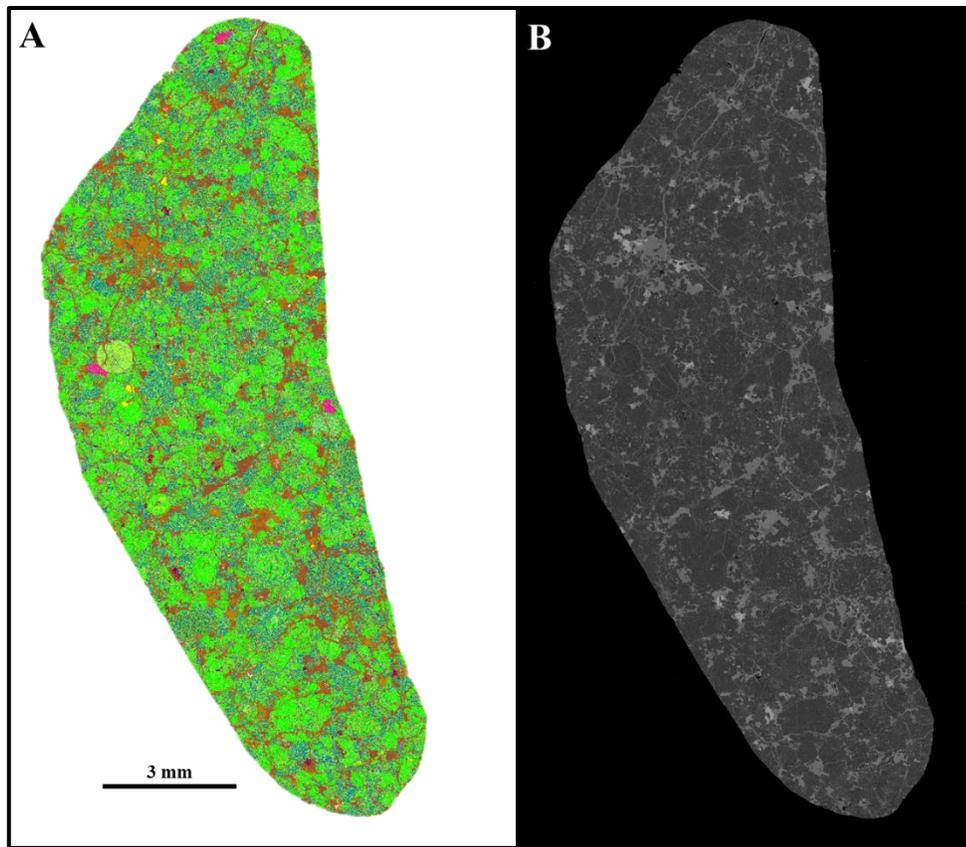


Figura F.1: Mapa mineralógico en falso color del condrito DM-028 (QEMSCAN®). A) Mapa mineralógico en falso color de la superficie del condrito; B) imagen de electrones retrodispersados (BSE); C) esquema de la abundancia mineral y la leyenda correspondiente

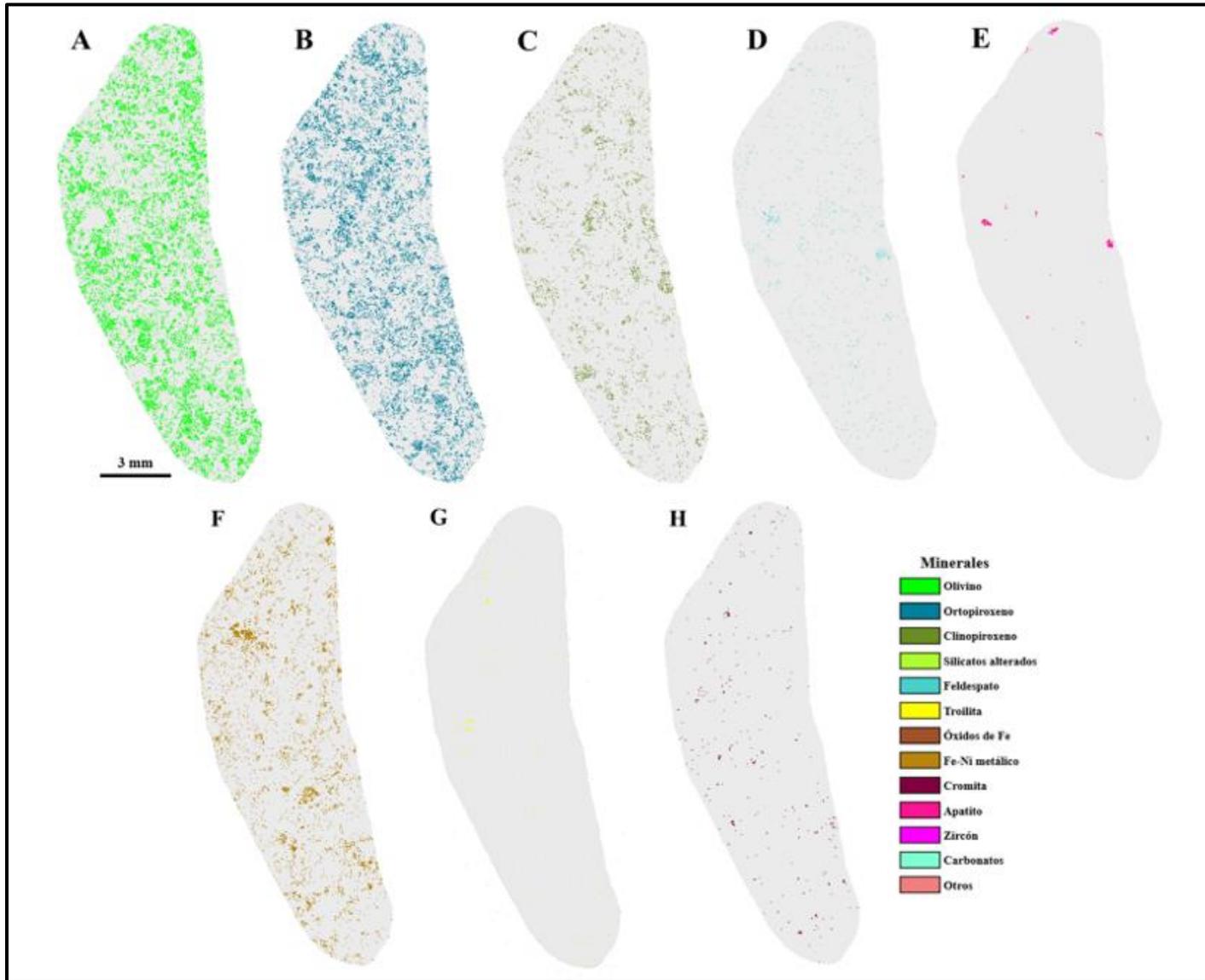


Figura F.2: Mapas de mineralogía primaria en falso color del condrito DM-028 (QEMSCAN®). A) Olivino; B) ortopiroxeno; C) clinopiroxeno; D) feldespato; E) apatito; F) Fe-Ni metálico; G) troilita; H) cromita.

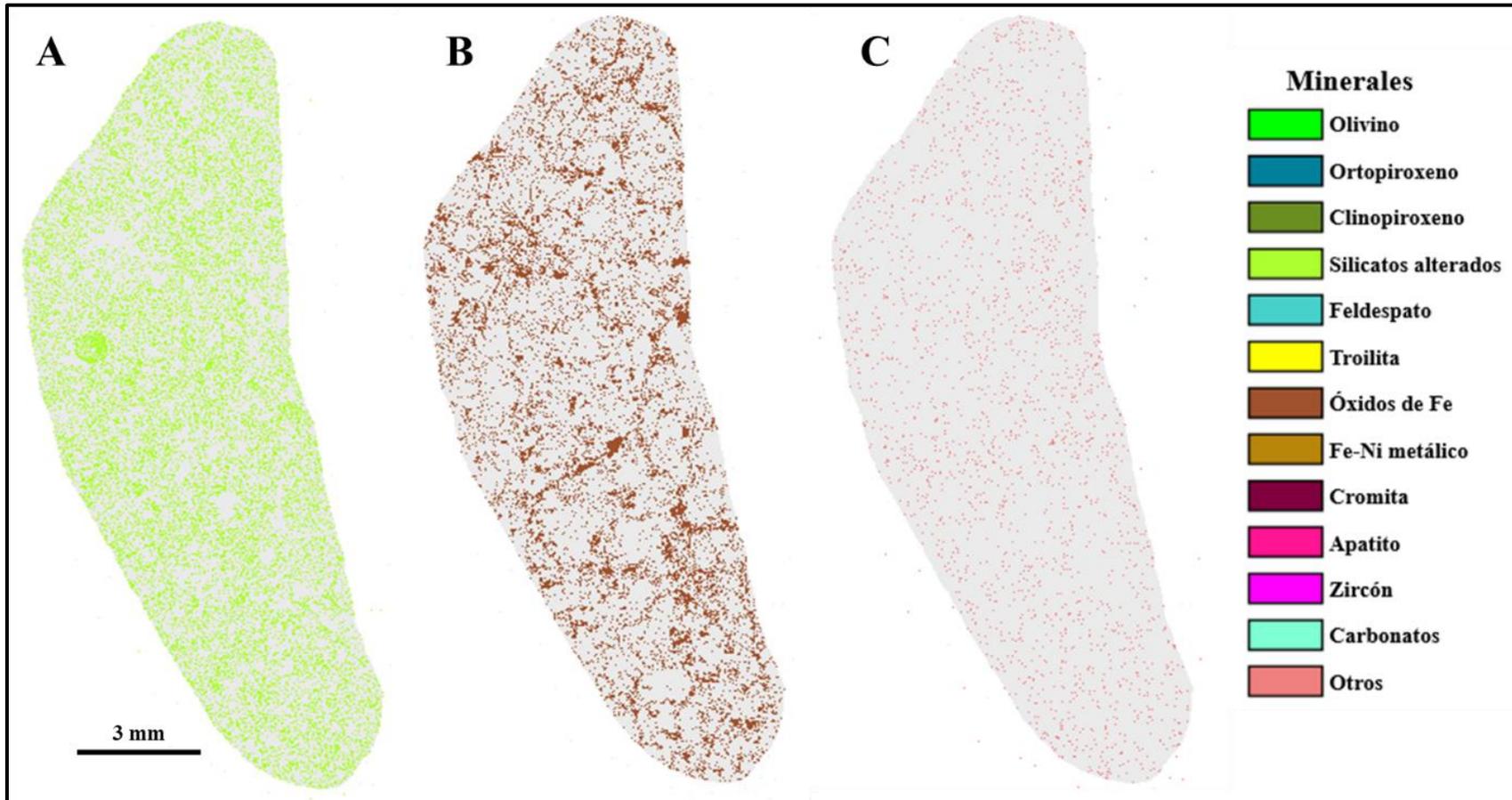


Figura F.3: Mapas mineralogía secundaria en falso color del condrito DM-028 (QEMSCAN®). A) Silicatos alterados; B) óxidos de Fe; C) otros.

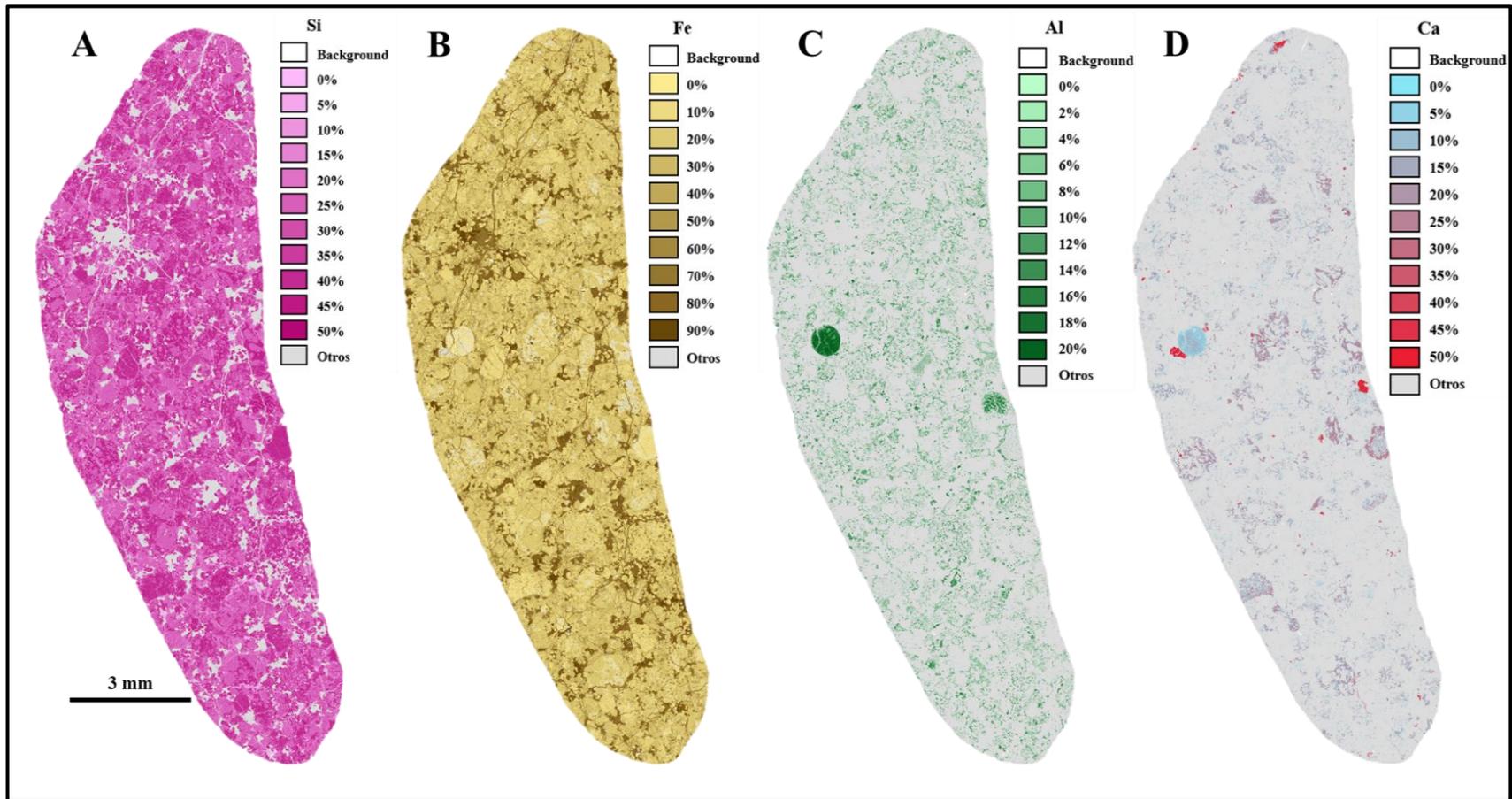


Figura F.4: Mapas de concentración de elementos del condrito DM-028 (QEMSCAN®). A) Concentración de Si; B) concentración de Fe; C) concentración de Al; D) concentración de Ca.

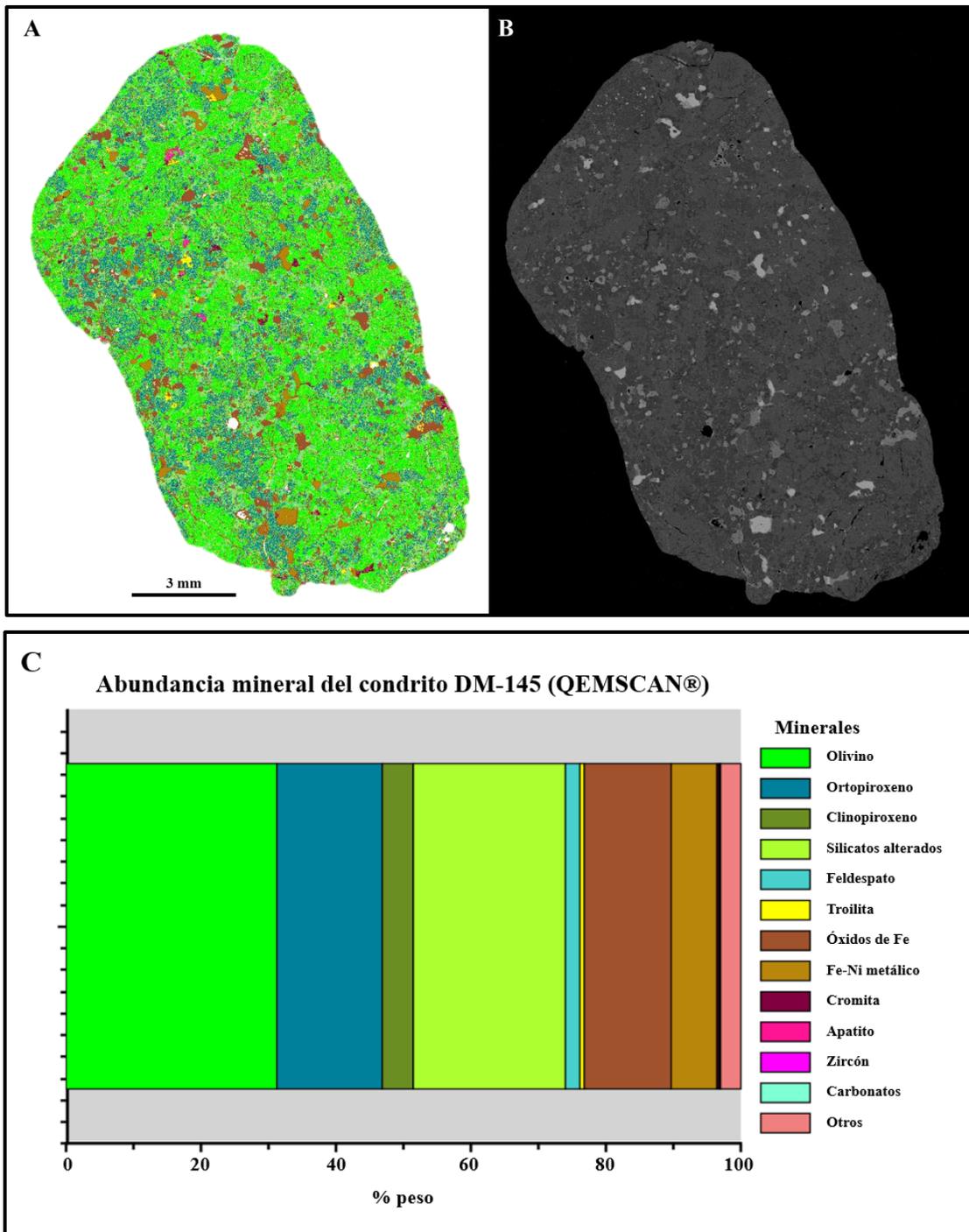


Figura F.5: Mapa mineralógico en falso color del condrito DM-145 (QEMSCAN®). A) Mapa mineralógico en falso color de la superficie del condrito; B) imagen de electrones retrodispersados (BSE); C) esquema de la abundancia mineral y la leyenda correspondiente.

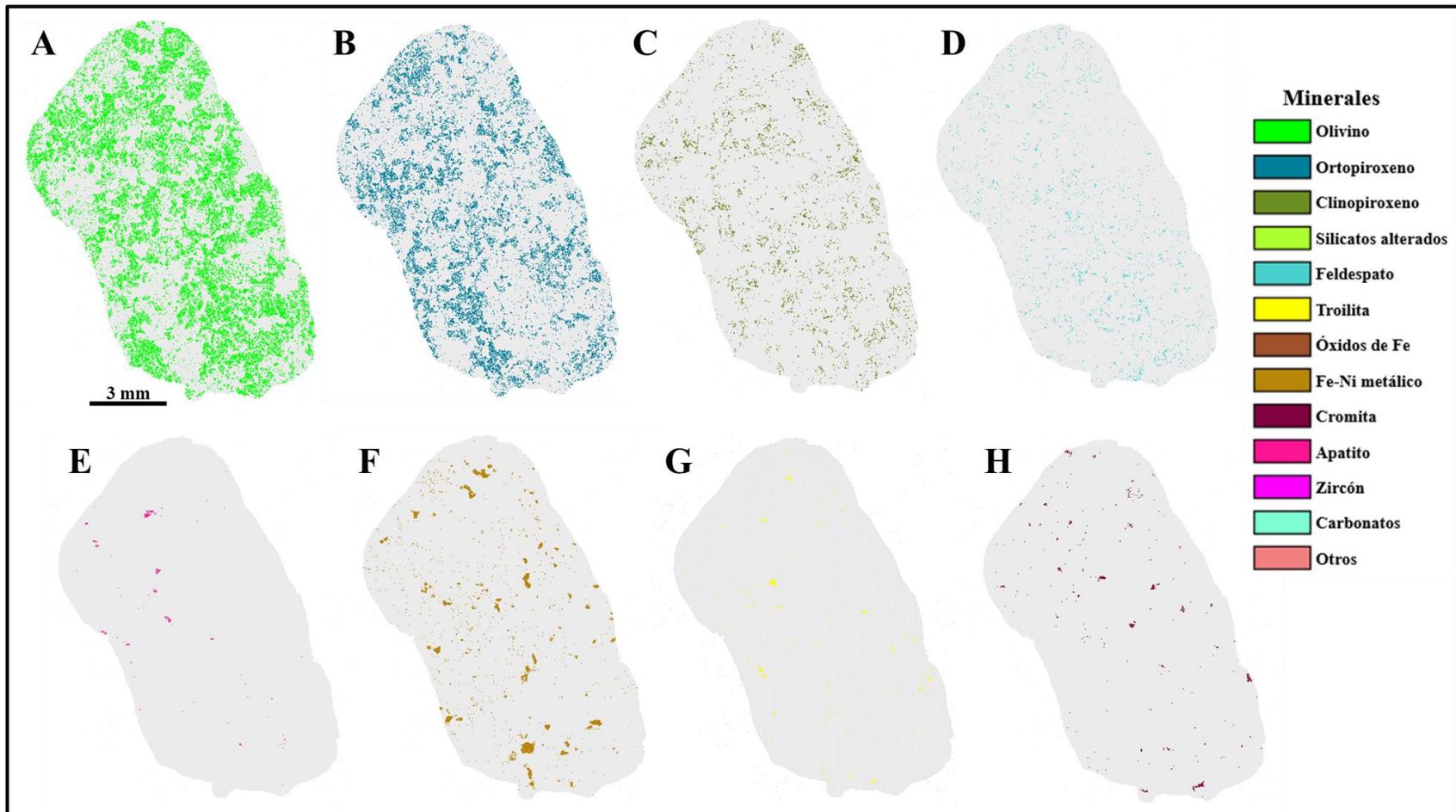


Figura F.6: Mapas mineralogía primaria del condrito DM-145 (QEMSCAN®). A) Olivino; B) ortopiroxeno; C) clinopiroxeno; D) feldespato; E) apatito; F) Fe-Ni metálico; G) troilita; H) cromita.

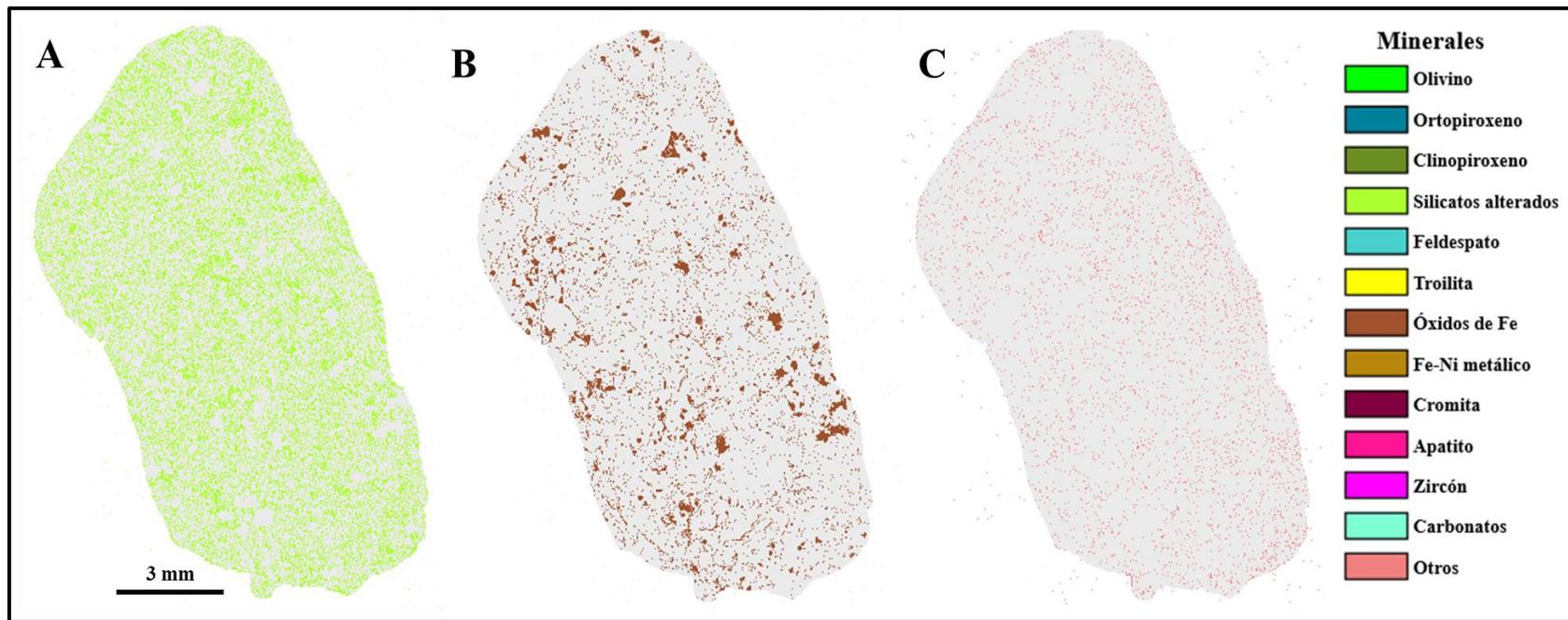


Figura F.7: Mapas mineralogía secundaria del condrito DM-145 (QEMSCAN®). A) Silicatos alterados; B) óxidos de Fe; C) otros.

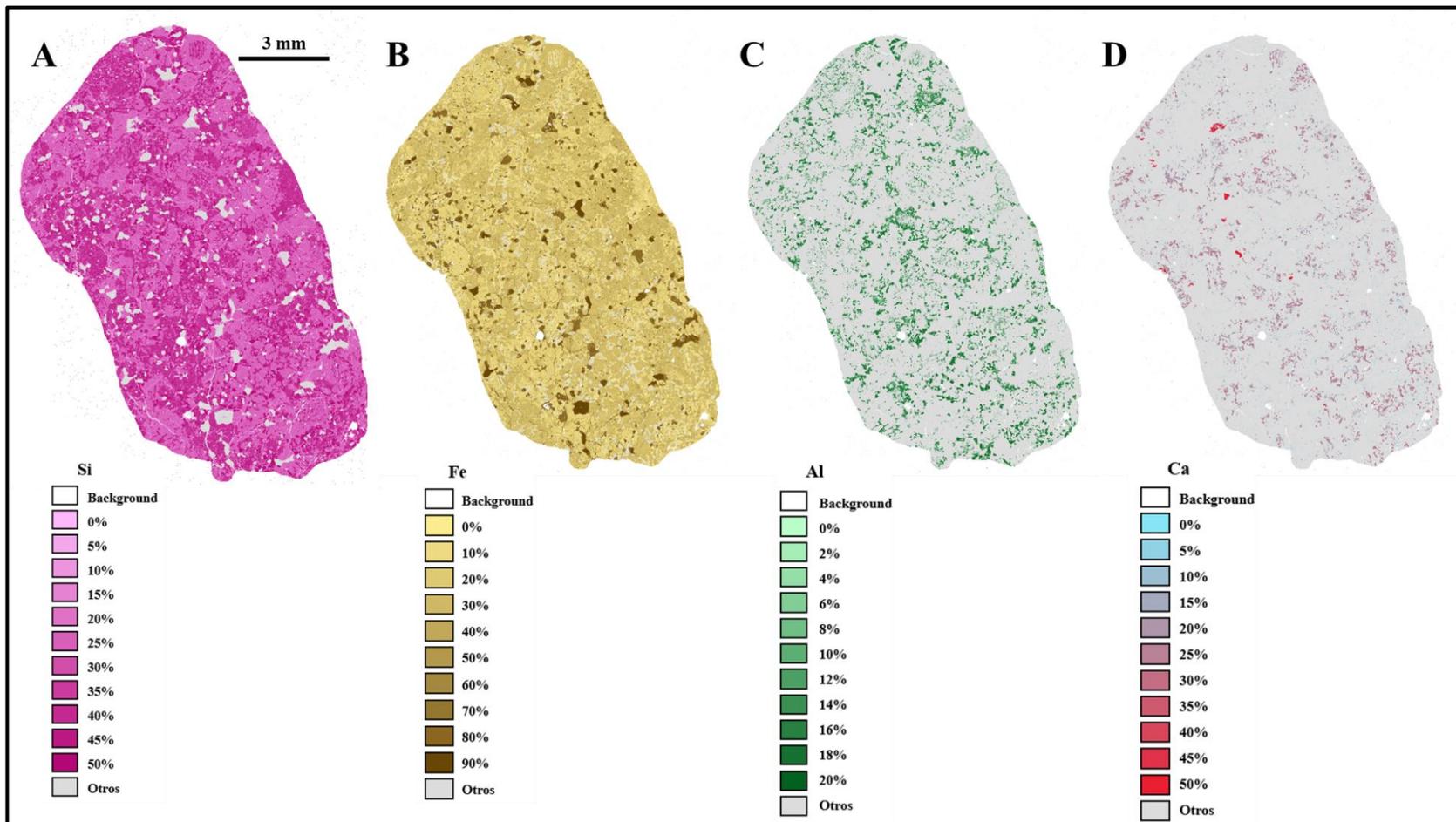


Figura F.8: Mapas de concentración de elementos del condrito DM-145 (QEMSCAN®). A) Concentración de Si; B) concentración de Fe; C) concentración de Al; D) concentración de Ca.

**G. DISTRIBUCIÓN DEL TAMAÑO DE GRANO
OBTENIDO CON QEMSCAN®**

Distribución del tamaño de grano para el condrito DM-028 (QEMSCAN®)

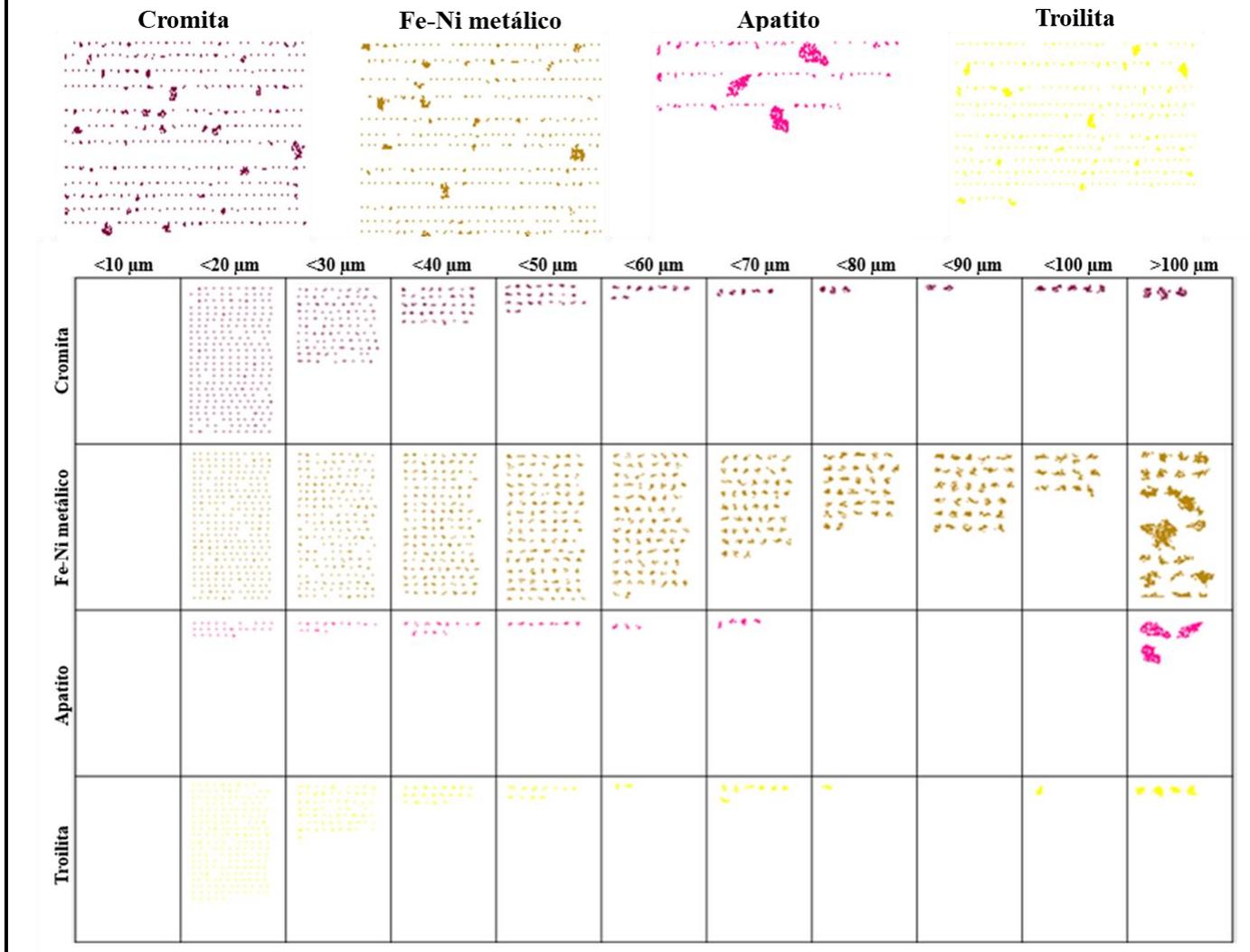


Figura G.1: Distribución del tamaño de grano para cromita, Fe-Ni metálico, apatito y troilita del condrito DM-028 (QEMSCAN®).

Distribución del tamaño de grano para el condrito DM-145 (QEMSCAN®)

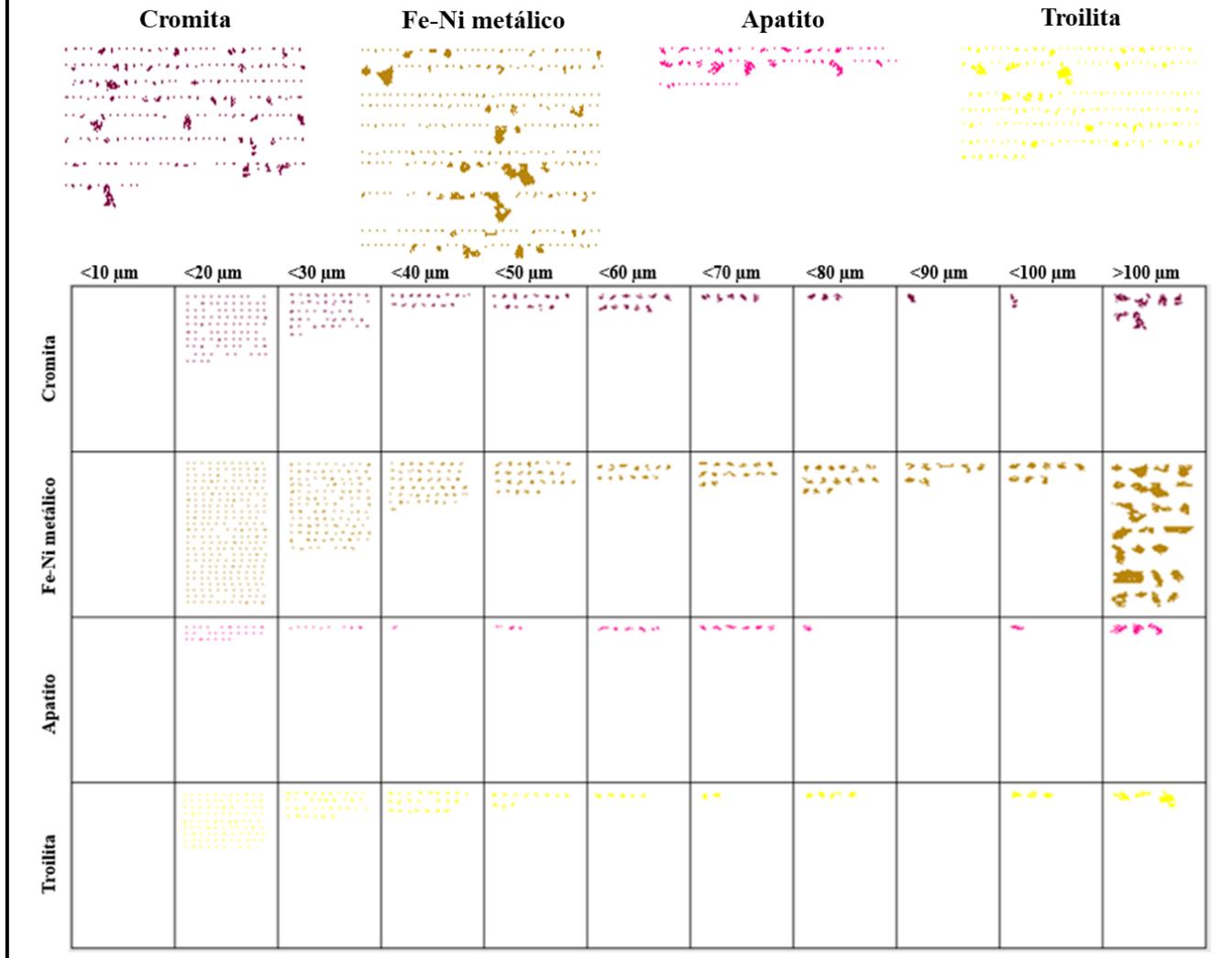


Figura G.2: Distribución del tamaño de grano para cromita, Fe-Ni metálico, apatito y troilita del condrito DM-145 (QEMSCAN®).