



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LAS TECTITAS Y
MICROESFERAS COMO INDICADORES DE IMPACTO
METEORÍTICO Y SU COMPARACIÓN CON OTROS
VIDRIOS NATURALES

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
Maestra en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Betsaida Lucinda Avila Suárez

DIRECTOR:

Dr. Jesús Solé Viñas



Ciudad Universitaria, UNAM, Ciudad de México, 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Al Doctor Jesús Solé Viñas, al Instituto de Geología, y a la Universidad Nacional Autónoma de México, por la formación que me han dado.

Agradecimientos

- Expreso mi más profundo agradecimiento a mi tutor de tesis **Dr. Jesús Solé Viñas**, por su paciencia, amistad, enseñanzas y colaboración durante el desarrollo de todo este trabajo. Igualmente a la **Dra. Teresa Pi Puig**, por estar al pendiente de la experimentación y su compromiso y ayuda con una parte de la experimentación. Ambos son extraordinarias personas y agradezco a Dios el ponerles en mi camino.
- También quisiera expresar de manera especial mi agradecimiento a la **Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz** y al **Dr. Alejandro Heredia Barbero**, por permitirme desarrollar una parte de la experimentación en su laboratorio, gracias por tanta amabilidad, paciencia, compromiso y por compartir tantos conocimientos, es grato coincidir con investigadores así de buena onda.
- Gracias a los Doctores que son miembros de mi jurado de tesis, en especial a la **Dra. María Guadalupe Cordero Tercero** por dedicar parte de su tiempo y paciencia en la redacción de mi escrito, fue demasiado amable conmigo y aprendí mucho. Gracias a la **Dra. Adela Margarita Reyes Salas** por asesorarme con el uso del microscopio electrónico y su amabilidad y paciencia en tantas sesiones y al **Dr. Fernando Ortega Gutierrez** por su tiempo dedicado a la lectura y análisis de mi trabajo; gracias nuevamente a ambos.
- A todos mis compañeros del laboratorio de Gases Nobles del Instituto de Geología de la UNAM, especialmente al **Dr. Thomas Boulesteix** por su tomarse el tiempo de explicarme algunas técnicas experimentales y su asesoría para utilizar los equipos dentro del laboratorio, también a la **Dra. Laura Culí** por su amistad y atención en cuanto al avance de mi tesis. A la señora **Maricruz Rodríguez** por ser una linda persona, escucharme y apoyarme, siempre estuvo al pendiente de cada cosa que sucedía, gracias por todo.
- Quiero agradecer profundamente a mis padres y mi familia especialmente a mi niño y a mi niña **Astrid** por su apoyo moral en todo momento, son lo mejor de mi vida, de hecho esto no hubiera sido posible sin ustedes. Los quiero a todos.
- A la Universidad Nacional Autónoma de México (**UNAM**), por abrirme sus

puertas desde hace 15 años, porque crecí como persona y profesionalmente, estoy orgullosa de pertenecer a la máxima casa de estudios porque encontré a grandes personas que hoy forman parte de mi vida y que me han enseñado muchas cosas a lo largo de todos estos años.

- Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (**CONACYT-México**), le agradezco la beca recibida durante la maestría, así como los apoyos que recibí por parte del **Instituto de Geología**.

Resumen

Las tectitas son vidrios que se localizan en varias zonas del planeta conocidos como “strewn fields”. Los más grandes se encuentran en Norteamérica, Europa Central, Costa de Marfil y Australasia. No es tan claro el mecanismo exacto de su formación, pero se ha observado que geoquímicamente se requieren condiciones específicas de impacto, las cuales son detalladas en el presente trabajo.

El estudio de las tectitas y vidrios asociados a éstas, así como la identificación de nuevos campos en donde puede haber tectitas, proporcionará importantes contribuciones para el entendimiento de los cráteres de impacto. Los objetivos del trabajo fueron investigar la geoquímica y el origen de las tectitas, utilizando diversas técnicas analíticas y también comparar estos resultados con los que se encontraron en la literatura.

En este trabajo, se muestran los resultados del estudio realizado sobre las muestras de tectitas (moldavita, tectita de Asia y el vidrio de Libia) y dos tipos de vidrios naturales (dos fulguritas y obsidiana), así como la metodología para la obtención de microesferas tanto de la época actual (sedimento reciente del Instituto de Geología, UNAM) como del Pleistoceno tardío (que se conoce como Younger Dryas, sedimento de la Cuenca de Santiaguillo en México), este último hallazgo es nuevo.

Además, se destacan los datos obtenidos en el vidrio del desierto de Libia, cuyas características son muy diferentes a las dos tectitas anteriormente mencionadas, por lo que se sugiere que el vidrio de Libia no es una tectita común, probablemente es un fundido de tipo tagamita (suevita). La comparación de los datos obtenidos de las dos tectitas y el vidrio del desierto de Libia con los vidrios naturales (fulguritas y obsidiana) apuntan a que las primeras tienen un origen muy distinto al de éstos últimos.

Los resultados arrojados por las técnicas analíticas empleadas reproducen los datos que se han publicado anteriormente, tanto en el caso de las tectitas como en el caso de las microesferas, y en algunos casos proporcionan información nueva, por lo que se comprueba que la metodología empleada en el presente trabajo permite la obtención de buenos resultados a partir de muestras desconocidas.

Palabras clave: Tectitas, microesferas, strewn fields, Younger Dryas, vidrio de Libia.

Abstract

Tektites are glasses that are distributed throughout the Earth, but are usually found in very specific sites known as “strewn fields” (North America, Central Europe, Ivory Coast and Australasia, as well as other minor ones). The exact mechanism for its formation is not so clear, but it has been observed that geochemically requires specific impact conditions, which are detailed in the present work.

The study of the tektites and glasses associated with them, as well as the identification of new fields where there may be tektites, will provide important contributions for the understanding of impact craters; thus the objectives of the work were to characterize the geochemistry and the origin of the tektites, using various analytical techniques and also compare these results with those found in the literature.

In this way, the results of the study on three samples of tektites (moldavite, tektite from Asia (indochinite)), the Libyan glass and two types of natural glasses (two fulgurites and one obsidian) are shown, including the methodology for obtaining microspheres both of the present time (sediment of the Institute of Geology, UNAM) and the late Pleistocene period known as Younger Dryas (sediment of the Santiaguillo Basin in Mexico), this last finding is new.

In addition, the data found on the Libyan glass, whose characteristics are very different from the two tektites mentioned above, is highlighted, so it is suggested that the Libyan glass is not a common tektite, it is probably a tagamite-type melt (suevite). Also, the comparison of the data obtained from the two tektites and the Libyan glass with the natural glasses suggest that the former have a very different origin than the latter.

The results obtained by the analytical techniques used, reproduce the data that have been published previously, both in the case of tektites and in the case of microspheres, and in some cases they provided new information, which is why it is verified that the methodology used in this work allows obtaining good results from unknown samples.

Keywords: Tektites, microspheres, strewn fields, Younger Dryas, Libyan glass.

Índice general

Resumen	V
Abstract	VII
Índice de figuras	XIII
Índice de tablas	XVII
1. Introducción	1
1.1. Rocas Verdes del Cinturón de Barberton, África	2
1.2. Pérmico - Triásico	2
1.3. Triásico - Jurásico	3
1.4. Cretácico - Paleógeno (Límite K/Pg)	3
1.5. Eoceno - Oligoceno	4
1.6. Younger Dryas	4
2. Planteamiento del problema	7
2.1. Justificación	7
2.2. Hipótesis	8
2.3. Objetivos	8
2.3.1. Objetivo General	8
2.3.2. Objetivos Particulares	8
3. Antecedentes	9
3.1. ¿Qué es un vidrio?	9
3.2. Vidrios de Impacto	9
3.3. Vidrio del Desierto de Libia (LDG)	12
3.4. Vidrio de Darwin	13
3.5. Esferas del Cráter de Lonar	13
3.6. Tectitas	13
3.6.1. Características Generales de las Tectitas	14
3.6.2. Distribución de las Tectitas	16
3.7. Otros Vidrios Naturales	16

ÍNDICE GENERAL

3.8. Fulguritas	18
3.8.1. Obsidiana	18
3.8.2. Perlita	19
3.8.3. Taquilas	19
3.8.4. Friccionitas o Pseudotaquilas	19
3.8.5. Buchitas	20
3.8.6. Ópalos	20
3.9. Microesferas	21
3.9.1. Microtectitas y Microkristitas	21
3.9.2. Microesferas en sedimentos	22
3.9.3. Micrometeoritos	24
3.10. Esferas Extraterrestres	26
3.11. Esferas Antropogénicas	26
3.12. Volchovitas	28
3.13. Iberulitas	30
3.14. Ooides y Pisoides	30
3.15. Achneliths	30
3.16. Resumen de los distintos tipos de vidrio y microesferas	31
3.17. Cráteres de Impacto	36
3.17.1. Características de un cráter de impacto	36
3.17.2. Tipos de cráteres de impacto	37
3.17.3. Etapas de formación de un cráter de impacto	39
3.18. Formación de las Tectitas y Vidrios de Impacto	42
3.18.1. Campo de Norteamérica	44
3.18.2. Campo de Costa de Marfil	45
3.18.3. Campo de Australasia	47
3.18.4. Campo de Europa Central	50
3.18.5. Nuevos Campos de Tectitas	51
4. Metodología Experimental	55
4.1. Microscopio	60
4.1.1. Microscopio Petrográfico	61
4.1.2. Microscopio Electrónico de Barrido (SEM)	61
4.2. Difracción de Rayos X	62
4.3. Espectroscopia Infrarroja y Raman	64
4.4. Espectrometría de Masas por Ablación Láser de Plasma Inductivamente Acoplado (LA-ICP-MS)	68
4.5. Espectroscopia de Disociación Inducida por Láser - (LIBS)	71
4.6. Calentamiento y Fusión Láser Para la Extracción de Gases Nobles	73
4.7. Calentamiento y Fusión Láser para la Extracción de Volátiles	74
4.8. Termogravimetría	76

5. Resultados	77
5.1. Microscopio Petrográfico	77
5.1.1. Imágenes del Estudio realizado en sedimento actual	79
5.2. Microscopio Electrónico de Barrido	81
5.2.1. Tectitas	81
5.2.2. Obsidianas	86
5.2.3. Fulguritas	88
5.2.4. Microesferas (YDB)	91
5.2.5. Microesferas (Muestras de caída reciente)	93
5.3. Difracción de Rayos X	104
5.3.1. Espectros de Difracción de Rayos X para los distintos vidrios	104
5.3.2. Patrón de Difracción de Rayos X en donde se compara a la Obsidiana con las Tectitas	105
5.4. Espectroscopia Raman	106
5.5. Espectroscopia Infrarroja	106
5.6. LA-ICP-MS	107
5.6.1. Análisis de la concentración obtenida de las tierras raras normalizado con respecto al condrito	108
5.7. LIBS	110
5.7.1. Espectroscopia de Disociación Inducida por Láser (a presión atmosférica).	110
5.8. Calentamiento y fusión láser para la extracción de gases nobles	111
5.9. Calentamiento y Fusión Láser para la Extracción de Volátiles	112
5.10. Termogravimetría (Análisis Térmico Diferencial)	113
6. Discusión de los Resultados	115
7. Conclusiones	121
Bibliografía	123
8. Anexo	129
8.1. Nomenclatura	129
A. Apéndice. Microscopio Electrónico para los distintos vidrios	131
Circón en el vidrio del desierto de Libia	131
Análisis de las obsidianas	134
Análisis de la Fulgurita de Zacatecas	138
Análisis de la Fulgurita del Sahara	140
Análisis de una microesfera de la Cuenca de Santiaguillo (YDB)	142
Análisis de las microesferas del Instituto de Geología (sedimento actual)	144
Análisis de la microesfera 4 pulida, sedimento actual del Instituto de Geología, UNAM	161

ÍNDICE GENERAL

Análisis de la microesfera 5 pulida, sedimento actual del Instituto de Geología, UNAM	164
B. Apéndice. Difracción de rayos X	167
Patrón de difracción de rayos X de las tectitas	
Vidrio de Libia	168
C. Apéndice. Espectroscopia Raman	173
Vidrio del desierto de Libia	173
Tectita de Asia	174
Moldavita	175
Fulgurita de Zacatecas	176
Fulgurita del Sahara	177
Obsidiana	178
D. Apéndice. Espectroscopía Infrarroja	181
Espectros de FTIR del vidrio del desierto de Libia	181
Espectros de FTIR de la tectita de Asia	181
Espectros de FTIR de la moldavita	182
Espectros de FTIR de la fulgurita del Sahara	182
Espectros de FTIR de la fulgurita de Zacatecas	183
Espectros de FTIR de la obsidiana	183
E. Apéndice. LA-ICP-MS	185
Valores obtenidos de tierras raras (en ppm)	
para cada tectita mediante LA-ICP-MS	185
F. Apéndice. Patrón de LIBS para los vidrios naturales	187
Patrón de LIBS en un intervalo de 250 nm - 450 nm	188
Patrón de LIBS en un intervalo de 450 nm - 650 nm	189
Patrón de LIBS en un intervalo de 650 nm - 950 nm	190

Índice de figuras

1.1. Tectitas del campo de Australasia (Howard, 2011).	1
1.2. Microesferas recuperadas en una sección de la provincia de Meili. a) y b) son microesferas de hierro, c) es una microesfera de magnetita-silicato y d) es una microesfera vítrea. Tomada de (Zhang <i>et al.</i> , 2014)	3
1.3. Fotomicrografía de esferas de glauconita (Kirkham, 2003).	3
1.4. Imagen de una esfera de clinopiroxeno(cpx) en el microscopio electrónico de barrido. Los cristales gris claro son de clinopiroxeno y la región gris oscura es la matriz vítrea Glass (2002).	4
1.5. Esferas magnéticas de 20 μm - 100 μm de diámetro. Esferas de carbón vesicular de más de 3 mm de diámetro. Se encontraron también nanodiamantes dentro de las esferas de carbono (Firestone, 2009).	6
3.1. Distribución global de los depósitos de obsidiana (Heide y Heide, 2011) .	19
3.2. Ubicación del cráter de impacto Chicxulub, la imagen de la derecha es satelital.	21
3.3. En la imagen de la izquierda se observa una sección pulida de una esfera de olivino de la Formación Oceánica (aproximadamente 40 Ma). Mientras que la imagen de la derecha muestra una sección pulida de una esfera del Jurásico con pequeñas perlas de Fe-Ni (Taylor y Brownlee, 1991) . .	23
3.4. Se muestran las volchovitas (un tipo de tectitas con una edad de 10,000 años). Nótese las distintas formas que presentan (Villermoux, 2012). . .	29
3.5. Un ejemplo de un cráter de impacto simple en la Tierra, el cráter Roter Kamm en Namibia (2.5 km en diámetro, de edad de 3.7 Ma) (Koeberl y Martinez-Ruiz, 2012).	37
3.6. Una típica estructura de impacto erosionada sobre la Tierra. Esta estructura de impacto se encuentra en Australia central y tiene 143 Ma. El cráter originalmente tenía un diámetro de 25 km. La estructura circular al centro es el remanente erosionado de la elevación central y tiene 6 km de diámetro (Koeberl y Martinez-Ruiz, 2003).	38
3.7. Cuenca multianillo Chicxulub (Canales-Garcia <i>et al.</i> , 2018).	39
3.8. Etapas de formación de un cráter de impacto (Osinski y Pierazzo, 2013) Capítulo 1.	41

ÍNDICE DE FIGURAS

3.9. Ubicación de los cráteres de impacto que han producido muestras de impactitas.	42
3.10. Simulación del campo de tectitas ubicado en el oeste de África. Las condiciones son para un proyectil con un ángulo de impacto de 30 ° y 1 km de diámetro a 20 km/s. (a) muestra los primeros 2 segundos desde el impacto. El impacto del proyectil inicia la fusión y la deformación en la roca objetivo que es rápidamente eyectada de lo que será el cráter. Las partículas derretidas se muestran en amarillo y son las precursoras de las tectitas, el material que no se funde está en verde y el proyectil fundido en color azul. (b) muestra los fundidos que darán origen a las tectitas (Howard, 2011).	43
3.11. Campo de tectitas de América del Norte. Se observa la ubicación de la zona de impacto del cráter Chesapeake Bay.	45
3.12. Campo de tectitas de África, se observa la ubicación de la zona de impacto del cráter Bosumtwi en Ghana.	46
3.13. Mapa geológico simplificado del área circundante de la estructura de impacto Bosumtwi mostrando la procedencia de las rocas y la distribución de las brechas	47
3.14. Campo de Australasia. Ubicación de los cráteres hipotéticos en Laos que se muestran en el artículo mencionado anteriormente.	48
3.15. Campo de Europa Central. Ubicación del cráter Ries en Alemania.	51
3.16. Lugares del continente americano en donde se han encontrado vidrios que se piensa son tectitas, en algunos casos hay un cráter de impacto asociado y en otros no.	52
3.17. Ubicación de la estructura B. P. que correspondería al cráter que originó al vidrio del desierto de Libia.	53
4.1. Fotografía de las muestras de vidrio que se estudian en este trabajo. La primera imagen del lado izquierdo muestra a las tectitas (verde (moldavita), marrón (indochinita)) y vidrio (el transparente del desierto de Libia)). La figura de en medio muestra las obsidianas y la figura de la derecha muestra las fulguritas (la más pequeña es la fulgurita del Sahara y la otra es la fulgurita de Zacatecas).	55
4.2. Se muestra el mapa geológico de la Cuenca de Santiaguillo y la ubicación de donde se tomaron las muestras (Roy <i>et al.</i> , 2015).	56
4.3. Relación profundidad-edad de las microesferas que corresponden a la época del YDB (Roy <i>et al.</i> , 2015).	57
4.4. Muestras del sedimento de la Cuenca de Santiaguillo antes de ser tratadas para su análisis.	58
4.5. Del lado izquierdo se muestra el tratamiento que se le hizo a cada muestra de sedimento con el ácido acético glacial y del lado derecho se muestra el Frantz en donde se separó la parte magnética de dicho sedimento.	58
4.6. Muestra del sedimento obtenido con un imán de neodimio en la azotea del Instituto de Geología de la UNAM.	59

4.7. En la imagen se observa que se pulieron dos de las cinco esferas analizadas.	59
4.8. Estereomicroscopio marca Zeiss modelo Discovery. V8 Stereo, con una cámara Axio cam ERc 5s equipado con luz COL 1500 ECO, del LANGEM, Instituto de Geología de la UNAM.	61
4.9. Laboratorio de Difracción de Rayos X ubicado en el LANGEM, instituto de Geología, UNAM.	64
4.10. Equipo de FT-IR en donde se analizaron las muestras en el Instituto de Ciencias Nucleares de la UNAM.	67
4.11. Equipo de LA-ICP-MS ubicado en el LANGEM del Instituto de Geología de la UNAM.	70
4.12. Equipo LIBS ubicado en el LANGEM del Instituto de Geología de la UNAM. En la parte superior izquierda se muestra el espectrógrafo, del lado derecho se encuentra el láser y el equipo en donde se colocan las muestras, mientras que en la parte inferior se observa el espectrómetro de masas.	72
4.13. Vista general de la instrumentación que se utilizó para obtener los gases nobles. Las flechas muestran algunas componentes del sistema (Solé, 2009).	73
4.14. Vista general de la instrumentación que se utilizó para obtener los volátiles.	75
5.1. La imagen izquierda muestra la superficie de la tectita de Asia, mientras que la de la derecha muestra una imagen interior de la misma. (Escala 1000 μm).	77
5.2. Superficie del vidrio de Libia (izquierda). La imagen de la derecha muestra el interior del mismo. (Escala 1000 μm).	78
5.3. Superficie de la moldavita. (Escala 1000 μm).	78
5.4. Las dos imágenes superiores muestran las microesferas encontradas en el sedimento de la Cuenca Santiaguillo a una profundidad de 142 cm – 144 cm, mientras que la imagen inferior muestra la microesfera encontrada a una profundidad de 148 cm – 150 cm. (Escala de 200 μm).	79
5.5. Imágenes de las microesferas encontradas en la azotea del Instituto de Geología a una escala de 200 μm .	80
5.6. Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico para el vidrio de Libia	81
5.7. Imagen de la tectita de Asia obtenida mediante el microscopio electrónico.	83
5.8. Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico para la moldavita.	85
5.9. Imagen obtenida del microscopio electrónico para la obsidiana	86
5.10. Imagen de la fulgurita de Zacatecas obtenida mediante el microscopio electrónico.	88
5.11. Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico de la fulgurita del Sahara.	90
5.12. Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico para la microesfera encontrada correspondiente al Younger Dryas.	91
5.13. Imagen obtenida del microscopio electrónico para la microesfera que se encontró en la muestra de caída reciente.	93

ÍNDICE DE FIGURAS

5.14. Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico del interior de la microesfera del sedimento reciente.	95
5.15. Figura de resultados. Espectro.	96
5.16. Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico del interior de otra de las microesferas encontradas en el sedimento reciente.	97
5.17. Imagen de la tercer microesfera. Las dos áreas marcadas muestran las regiones de donde se obtuvieron los análisis. Se eligieron de esta manera debido a que representan regiones muy distintas sobre la microesfera.	98
5.18. Espectro de la microesfera 3.	99
5.19. Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico de la parte interna de la microesfera 4, se muestran las áreas estudiadas con elipses en color amarillo y verde.	100
5.20. Espectro de la abundancia química del interior de la microesfera, específicamente del área marcada con el número 5.	101
5.21. Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico del interior de la microesfera número 5, del sedimento reciente.	102
5.22. Espectro que muestra la abundancia química de los elementos presentes en el área número 1 de la microesfera 5.	103
5.23. Difractogramas obtenidos para cada uno de los vidrios estudiados.	104
5.24. Difractograma de tres vidrios distintos.	105
5.25. Concentración de tierras raras presentes en las muestras de tectitas, se normalizó con respecto al condrito CI (en escala logarítmica) contra su número atómico. Los datos encontrados en la literatura están representados por zonas sombreadas de color similar a las líneas que representan las muestras analizadas en este trabajo. Los datos para el vidrio de Libia se tomaron de Barrat <i>et al.</i> (1997), para las tectitas de Asia de Lee (2017) y para las moldavitas de Skála <i>et al.</i> (2009).	108
5.26. Espectro de emisión atómica (240 nm – 900 nm) producido a partir de 5 pulsos láser (5 mJ, 30 Hz, con un tiempo de integración de 1200 ms)	110
5.27. Termograma que muestra el cambio de la masa con respecto a la temperatura para las muestras estudiadas en este trabajo.	113
6.1. Gráfica que muestra la concentración en ccSTP/g de los compuestos volátiles para los distintos tipos de vidrio	119

Índice de tablas

3.1. Características de los diferentes tipos de vidrios y microesferas.	32
4.1. Relación profundidad-edad del sedimento de la Cuenca de Santiaguillo. En color rojo se muestra el periodo correspondiente al Younger Dryas (Roy <i>et al.</i> , 2015) de acuerdo con la interpolación que se muestra en la Figura 4.3.	57
4.2. Datos de cada uno de los vidrios naturales para el análisis de su contenido de volátiles.	74
5.1. Análisis de la composición química (en óxidos) para el vidrio de Libia. .	82
5.2. Análisis químico de la tectita de Asia.	83
5.3. Análisis de la composición química para la moldavita	85
5.4. Análisis de la composición química de la obsidiana	86
5.5. Análisis químico de la Fulgurita de Zacatecas.	88
5.6. Análisis químico de la Fulgurita del Sahara.	90
5.7. Análisis químico de la microesfera del sedimento correspondiente al Youn- ger Dryas.	91
5.8. Análisis químico elemental obtenido para la microesfera del sedimento de caída reciente.	93
5.9. Análisis químico del interior de la microesfera.	95
5.10. Análisis químico del interior de la microesfera.	97
5.11. Análisis químico del interior de la microesfera, para el área marcada con la elipse de color verde.	98
5.12. Tabla de análisis químico del área marcada por una elipse amarilla en la microesfera 3.	99
5.13. Análisis químico del área marcada con el número 5 de la microesfera 4. .	100
5.14. Análisis de la composición química del área marcada como una elipse con el número 1 para la microesfera número 5.	102
5.15. Concentración de los compuestos volátiles de cada una de las muestras. Se observa que la moldavita presenta la concentración más baja de los mismos, mientras que el vidrio de Libia es el que tiene mayor concentra- ción de volátiles.	112

ÍNDICE DE TABLAS

- 6.1. Análisis químico de las tectitas y del vidrio de Libia, obtenido con microscopía electrónica mediante EDS. 117
- 6.2. Análisis químico de las tectitas y del vidrio de Libia McCall (2001). . . 117

Capítulo 1

Introducción

Las tectitas siempre han sido consideradas como objetos misteriosos, anómalos en términos del registro geológico. ¿Son terrestres o extraterrestres? Se ha considerado que provienen de la Luna, de cometas, u otras fuentes extraterrestres. Como se mencionará más adelante con detalle, estos pequeños objetos vítreos se han encontrado sólo en algunas áreas de la Tierra (McCall, 2001), por ello es importante continuar con el estudio de las tectitas y otros objetos naturales parecidos, para elucidar su origen y esclarecer algunos misterios que todavía existen sobre su formación.

En este trabajo lo que se pretende es analizar las características físicas y químicas de las tectitas Indochinita y Moldavita y las del desierto de Libia así como comparar las mismas con otros vidrios terrestres tales como las fulguritas (Fulgurita del Sahara y Fulgurita de Zacatecas) y una obsidiana; los resultados obtenidos se compararán con lo que ya se ha publicado en la literatura (ver Figura 1.1).



Figura 1.1: Tectitas del campo de Australasia (Howard, 2011).

Debido a lo que se conoce sobre su origen y la relación que presentan en cuanto a composición con algunas microesferas terrestres, también se pretende analizar las microesferas de un sedimento de la época del Younger Dryas. Éstas se han buscado en

todos o casi todos los límites geológicos en donde ha habido extinciones y, aunque no se ha encontrado una correlación en muchos casos, tanto las tectitas como las microesferas aparecen con cierta frecuencia en el registro geológico. A continuación se mencionan algunos ejemplos de ello.

1.1. Rocas Verdes del Cinturón de Barberton, África

Algunos horizontes de esferas con edades de entre 3.5 Ga y 3.2 Ga están entre los depósitos más antiguos de los grandes impactos que han ocurrido en la Tierra. La evidencia de impacto está limitada al contenido de elementos altamente siderófilos y composiciones isotópicas de Cr. Las capas de esferas de las rocas verdes del cinturón de Barberton han sido interpretadas como resultado de un gran impacto de cometa o asteroide (Koeberl *et al.*, 2015).

De acuerdo con estudios recientes se ha llegado a la conclusión de que hubo: i) el impacto de un cuerpo condrítico en un objetivo sedimentario, ii) una mezcla de un componente condrítico con el precursor de las esferas, el cual probablemente se condensó en una pluma de vapor de impacto, iii) exhalaciones de Re causado por las altas temperaturas durante y en el transcurso del evento de impacto, iv) transporte de esferas y del sedimento seguido por una removilización menor post-impacto de Ni, Cr, Co y de elementos altamente siderófilos (Koeberl *et al.*, 2015).

1.2. Pérmico - Triásico

Los dos escenarios tanto de vulcanismo como de impacto son las formas más plausibles para interpretar las causas de la extinción biológica más importante al final del Pérmico. En muchas regiones se ha reportado ampliamente la existencia de microesferas, particularmente en China. En Guizhou se encontraron algunas microesferas de bario, consideradas de origen extraterrestre, sin embargo, no hay ninguna evidencia que soporte la teoría de que las microesferas encontradas en el Sur de China del límite Pérmico-Triásico tienen un origen de impacto (Figura 1.2) (Zhang *et al.*, 2014).

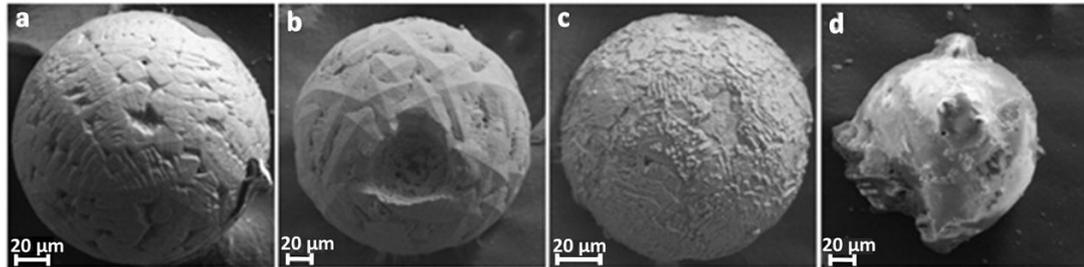


Figura 1.2: Microesferas recuperadas en una sección de la provincia de Meili. a) y b) son microesferas de hierro, c) es una microesfera de magnetita-silicato y d) es una microesfera vítrea. Tomada de (Zhang *et al.*, 2014)

1.3. Triásico - Jurásico

En un estudio realizado en un área de Bristol, se encontraron esferas de glauconita; (Figura 1.3), se piensa que son microtectitas alteradas diagenéticamente. Éstos serían los primeros ejemplos reconocidos en Inglaterra, además de que son idénticas en morfología a las esferas encontradas en el límite Cretáceo-Paleógeno (límite K/Pg) aunque no hay presencia de la anomalía de iridio. Sin embargo, en la región sólo se ha localizado un cráter de impacto dentro del mar y corresponde en edad al periodo Paleógeno (Kirkham, 2003).

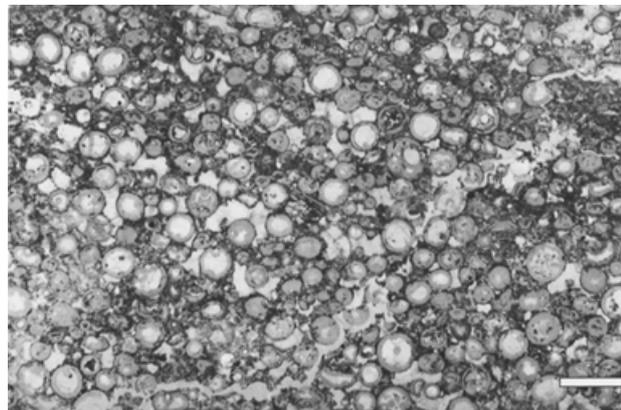


Figura 1.3: Fotomicrografía de esferas de glauconita (Kirkham, 2003).

1.4. Cretácico - Paleógeno (Límite K/Pg)

Los estudios recientes en microesferas del límite K/Pg han presentado evidencias de un posible origen de impacto, dichas evidencias incluyen texturas cristalinas, posiblemente del resultado de un enfriamiento rápido, que tienen semejanza morfológica con

las tectitas. Estas microesferas presentan altas concentraciones de elementos siderófilos. Las diferencias principales que presentan las microesferas encontradas en los sedimentos que corresponden a este periodo son que éstas presentan mayor concentración de Fe y muy poco contenido de Si en comparación con las microtectitas (Cisowski, 1988).

1.5. Eoceno - Oligoceno

Desde el punto de vista paleontológico, el límite Eoceno-Oligoceno es el evento más complejo del Cenozoico. Varios eventos alrededor de este límite incluyen una serie de extinciones sugiriendo cambios profundos e intensificación en la circulación profunda del agua marina (Keller, 1986).

Se han encontrado esferas de clinopiroxeno (Cpx) en muchos sitios alrededor del planeta (Ver Figura 1.4). Cuando se encontraron en los mismos sitios que las microtectitas en Norteamérica, se ubicaban en la misma capa o justo debajo de éstas, por lo que se pensó que pertenecían al campo de tectitas de Norteamérica, sin embargo, también se encontraron en sedimentos del Océano Índico y en el Océano Pacífico Ecuatorial. Posteriormente, basándose en velocidades de sedimentación determinadas bioestratigráficamente, se determinó que el evento de las esferas de Cpx precede al evento de las microtectitas de Norteamérica por 10 ka – 15 ka o menos (Glass, 2002).

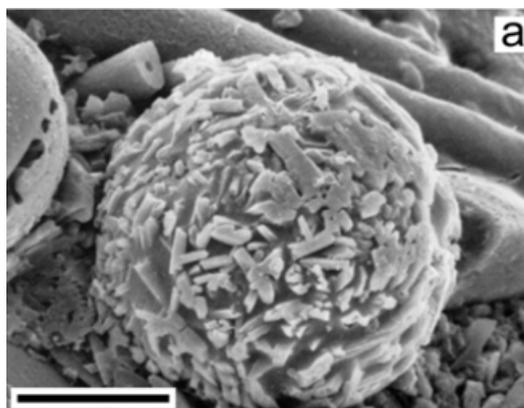


Figura 1.4: Imagen de una esfera de clinopiroxeno(cpx) en el microscopio electrónico de barrido. Los cristales gris claro son de clinopiroxeno y la región gris oscura es la matriz vítrea Glass (2002).

1.6. Younger Dryas

El Younger Dryas fue un periodo geológico de enfriamiento de algunos sitios de la Tierra comprendido entre 12,900 y 11,600 años antes del presente. Se le denominó

“Younger Dryas” por *Dryas octopetala*, una flor silvestre de color amarillo pálido de la familia de las rosas típica de los ambientes fríos del Ártico. El Younger Dryas, uno de varios cambios climáticos bruscos que tuvieron lugar cerca del final del Pleistoceno tardío, fue precedido por un repentino intervalo de calentamiento global. Un segundo evento de calentamiento climático abrupto, hace aproximadamente 11,600 años, marcó el final de Younger Dryas y el comienzo del Holoceno (11,700 años al presente) y el clima moderno del planeta (Don, 2019).

Se ha propuesto que este evento “catastrófico” que enfrentó el planeta fue responsable de cambios ambientales, incendios forestales a escala continental, la extinción de mamíferos en el Pleistoceno tardío y la desaparición de la cultura de Clovis en América del Norte (el primer asentamiento continental de la región bien documentado según Holliday *et al.* (2014)).

Hay hipótesis que sugieren que las erupciones volcánicas, el gran impacto de un núcleo cometario, los patrones de circulación atmosférica modificados por la forma cambiante de las capas de hielo y un periodo prolongado de actividad reducida de las manchas solares pudieron haber jugado un papel importante para que surgiera este episodio tan cambiante en el planeta (Don, 2019).

Entre los indicadores que existen para afirmar que dicho evento tuvo lugar como consecuencia de un impacto extraterrestre, es el descubrimiento de microesferas magnéticas en diversos sedimentos (partículas que miden entre 10 μm - 250 μm) así como, el descubrimiento de esferas de carbono; de acuerdo con Firestone (2009), son de impacto porque dentro de su composición química se encuentra el Os y otros elementos siderófilos, así como la existencia de anomalías de Ir en los sitios donde se tomaron las muestras. En la Figura 1.5 se observan algunos ejemplos de los marcadores de impacto encontrados en varios sitios de la capa YDB (Younger Dryas Boundary).

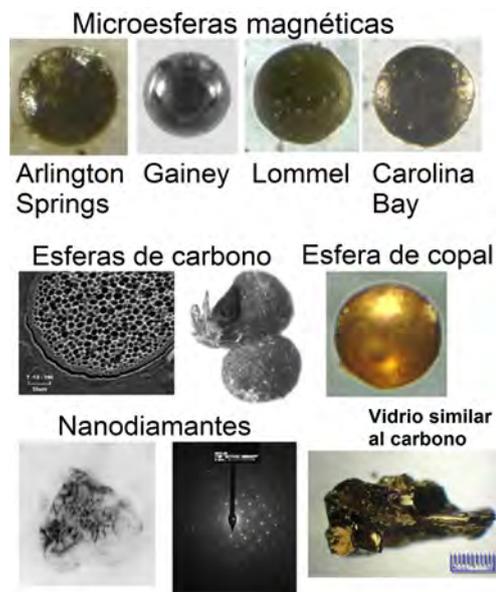


Figura 1.5: Esferas magnéticas de $20\ \mu\text{m}$ - $100\ \mu\text{m}$ de diámetro. Esferas de carbón vesicular de más de $3\ \text{mm}$ de diámetro. Se encontraron también nanodiamantes dentro de las esferas de carbono (Firestone, 2009).

Como se observa, se han realizado diferentes estudios en todo el mundo y algunos apoyan la idea de que hubo un impacto meteorítico que provocó todos los cambios asociados a esta época y otros que mencionan que no tiene nada que ver una cosa con la otra (Pinter *et al.*, 2011). Se han encontrado en capas de sedimento algunas microesferas que, de acuerdo con su composición, podrían apoyar la hipótesis de que ocurrió un impacto meteorítico. En el presente trabajo se estudiaron algunas microesferas encontradas en dos tipos de sedimento.

Planteamiento del problema

2.1. Justificación

Las tectitas, microtectitas, microesferas y demás evidencias de impacto meteorítico han dado soporte las teorías que surgieron sobre la extinción masiva del límite K/Pg, que cambió el curso de la vida en la Tierra. Debido a que estos vidrios de impacto han sido tan importantes para entender la evolución geológica y biológica en nuestro planeta, es importante caracterizarlos y diferenciarlos de otros vidrios (tales como las fulguritas y los vidrios volcánicos), para poder tener la certeza de que la información que se obtiene de ellos es útil para interpretar el registro geológico. También es necesario distinguirlos de los micrometeoritos y los productos de contaminación antropogénica, entre otros objetos.

En este trabajo se estudiaron diferentes tipos de objetos vítreos, en particular las tectitas y las microesferas. Para distinguir a las tectitas de otros objetos parecidos se realizó una búsqueda bibliográfica de textos relacionados con materiales parecidos en cuanto a textura, morfología y composición química. Esto incluye materiales muy diversos, muchos de los cuales no están relacionados con impactos meteoríticos, pero que interesa compararlos con las tectitas para caracterizarlas mejor y saber qué sí es y qué no es una tectita.

Además del estudio bibliográfico comparativo se realizaron análisis en muestras de tectitas, vidrios y fulguritas para comparar los datos obtenidos con los mencionados en la literatura. Para realizar los análisis anteriores, primero fue necesario conocer e implementar diversas técnicas analíticas empleadas en el estudio de este tipo de objetos. En segundo lugar, se realizó una búsqueda de micrometeoritos en dos lugares diferentes: un sedimento de aproximadamente 13 mil años de antigüedad en la cuenca de Santiaguillo en Durango y en la azotea del Instituto de Geología de la UNAM. Tanto en los sedimentos de la cuenca en Durango como en el polvo actual de la azotea se encontraron microesferas. Las muestras de microesferas de la cuenca en Durango se tomaron a una profundidad cuya edad es equivalente a la edad de los sedimentos del Younger Dryas en el lago de Cuitzeo, en los que la Dra. Alcántara Israde y colaboradores descubrieron

micrometeoritos (Israde-Alcántara *et al.*, 2012). La idea fue analizar materiales de ambos sedimentos, de edades similares, para buscar micrometeoritos o vidrios de impacto en Durango y en su caso, compararlos (morfología, composición química, etc.) con los que encontraron en Michoacán los investigadores antes mencionados.

2.2. Hipótesis

Las tectitas son vidrios formados por impactos meteoríticos, aunque los campos en donde se han encontrado no siempre están asociados a un cráter de impacto conocido. En la superficie de la Tierra existen otros tipos de vidrios como las obsidianas (de origen volcánico) y las fulguritas (generadas por rayos), entre otros. Aunque actualmente se acepta que las tectitas son materiales de la corteza terrestre que se fundieron durante la formación de un cráter de impacto, hay duda sobre si los vidrios de Libia son en realidad tectitas. La hipótesis de trabajo para esta tesis es que sí son tectitas y que es posible discernir su origen mediante la comparación de sus propiedades químicas y morfológicas con las de otros vidrios terrestres y extraterrestres.

En los sedimentos correspondientes al Younger Dryas en Michoacán se encontraron micrometeoritos que, al parecer, sólo se localizan en esa capa y son evidencia de un impacto. Proponemos la hipótesis de que es posible encontrar micrometeoritos en sedimentos de edad similar en otros sitios en México. Por razones circunstanciales (equivalencia de edad con el Younger Dryas y disponibilidad), se aprovecharon los sedimentos de una cuenca en Durango obtenidos originalmente para otros propósitos.

2.3. Objetivos

2.3.1. Objetivo General

Establecer una metodología, basada en técnicas analíticas, que permita discriminar a los vidrios originados por impacto de otros vidrios.

2.3.2. Objetivos Particulares

- Estudiar la bibliografía sobre los vidrios de origen terrestre y extraterrestre para conocer sus características y morfología.
- Implementar y utilizar una variedad de técnicas analíticas para el análisis de tectitas y microesferas.
- Determinar el origen de las tectitas a partir de la geoquímica de los elementos traza (especialmente REE) y volátiles.
- Buscar la presencia de microesferas en dos sedimentos, uno de una profundidad que corresponde a la edad aproximada del Younger Dryas y otro reciente, y analizarlas para determinar su origen.

Capítulo 3

Antecedentes

3.1. ¿Qué es un vidrio?

El término “vidrio”, es comúnmente utilizado para referirse al producto de fusión de materiales inorgánicos que han sido enfriados bajo ciertas condiciones sin cristalizar. Se caracterizan por tener ciertas propiedades bien definidas y éstas difieren de las de los líquidos y de las de los sólidos cristalinos. Los estudios de difracción electrónica y los de rayos X muestran que los vidrios presentan muy poco orden de los átomos que los constituyen (Paul, 1989).

Por lo que, un vidrio es un sólido obtenido por el súper-enfriamiento de un líquido y por lo tanto son materiales amorfos, pero no todos los materiales amorfos son necesariamente vidrios, por ejemplo, hay materiales que pueden ser obtenidos en estado amorfo mediante diferentes tipos de métodos, como por condensación de vapores en sustratos fríos, bombardeo de neutrones sobre sólidos cristalinos u otras partículas pesadas, evaporación de algún disolvente o mediante altas presiones, entre otros (Rao, 2002).

Los vidrios se pueden producir a partir de arena, que contiene cuarzo, a partir de la ceniza de plantas halófitas (de la familia Chenopodiaceae), a partir de evaporaciones terrestres del mineral trona ($\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) o a partir de limo y ceniza de madera. Así, el cuarzo, con algunos minerales accesorios y limo de los cuales éste último presenta un alto contenido de calcita (CaCO_3) son los componentes principales de las rocas de la superficie terrestre (Wedepohl *et al.*, 2011).

A continuación se describen los diferentes tipos de vidrios que existen en la superficie terrestre.

3.2. Vidrios de Impacto

Sabemos que la Tierra comparte cierto espacio orbital con una variedad de objetos que la atraviesan y que además varían de tamaño, desde partículas muy pequeñas,

3. ANTECEDENTES

como el polvo hasta cuerpos que miden unos miles de kilómetros de diámetro. A estos cuerpos los conocemos como meteoroides, asteroides y cometas y que pueden tener velocidades conocidas como hipervelocidades desde 20 km/seg hasta 70 km/seg; una de las consecuencias geológicas de que haya un impacto de uno de estos cuerpos con el planeta es la formación de los “vidrios de impacto”.

Los “vidrios de impacto” se forman en los sitios donde un meteorito o núcleo cometario impactó con la Tierra. Las investigaciones detalladas acerca de los vidrios de impacto son, en general, más raras que para las tectitas. Un requerimiento para reconocer y confirmar una estructura de impacto meteorítico es la presencia de indicadores de choque, ya sea en gran escala (p.ej., conos de fragmentación), microscópicos (p.ej. características de deformación planar en minerales), polimorfismo de alta presión (p.ej. coesita y stishovita), elementos siderófilos (p.ej. el iridio), isotópicos (p.ej. osmio), o anomalías en entornos geológicos específicos (p.ej. volcanismo o diapirismo de sal) (Osinski y Pierazzo, 2013) Capítulo 1.

La temperatura inicial de un fundido de impacto está en función de la cantidad del calor residual que queda en la descompresión. Como resultado, a diferencia de los fundidos endogénicos, los fundidos de impacto pueden ser y son, como regla inicialmente sobrecalentados. Como las rocas se forman de una variedad de minerales diferentes, los cuales varían también en su compresibilidad, la mayoría de los minerales compresibles retienen más calor residual y se descomponen térmicamente o se funden a presiones de choque más bajas que los minerales que no son compresibles. Los primeros signos petrográficos de fusión de impacto son fundidos de minerales individuales o más a menudo de minerales mezclados (Osinski y Pierazzo, 2013) Capítulo 1.

Estudios de campo en algunos sitios revelan que los productos de fusión de impacto se encuentran dentro y alrededor de los cráteres de impacto en una variedad de configuraciones, incluyendo hasta miles de kilómetros de distancia del cráter en el caso de las tectitas. Estos depósitos de fusión de impacto varían de rocas fundidas cristalinas con texturas faneríticas a afaníticas, a cuerpos vítreos a menudo vesiculados o como partículas individuales. La generación de vidrios de impacto es particularmente común y son encontrados en su mayoría en cráteres de impacto nuevos sin importar la litología del objetivo (Osinski y Pierazzo, 2013).

Algunos autores han reconocido que debería realizarse una distinción importante entre los “vidrios minerales” y los “vidrios de roca”, éstos representan los fundidos de roca completa y tienen la composición de una roca o una mezcla de minerales. Mientras que los “vidrios minerales” se subclasifican en dos tipos principales según Stöffler. El primer grupo son los típicamente denominados “vidrios diapléticos” en la literatura moderna, pero también han sido denominados “vidrios tetomórficos”; dichos vidrios se forman sin fundido, por transformación del estado sólido y retienen su morfología y composición idéntica del mineral precursor. Son considerados efectos metamórficos de choque en el estado sub-sólido (Osinski y Pierazzo, 2013).

En contraste, los llamados vidrios normales muestran evidencia de flujo y vesiculación y claramente representan un producto de fundido y pueden formarse por dos mecanismos diferentes a saber, ya sea por fusión en los límites del grano de los mi-

nerales o poros, lo cual representa fusión de composición mezclada, o también pueden formarse vía fusión de minerales específicos individuales con impedancia de choque baja y puntos de fusión dentro de la matriz de la roca. En este caso se tienen los fundidos monominerales (por ejemplo los también llamados “lechatelierita” o “sílice fundida”). Una característica común de todos los vidrios de impacto, excepto las variedades diapléticas, son los cristalitas de enfriamiento o microlitos con piroxeno, plagioclasa y olivino (Osinski y Pierazzo, 2013). A continuación se describen los diferentes productos impactos:

a) Productos de fusión por impacto en rocas cristalinas: Este es el caso en el cual, cantidades insignificantes de roca sedimentaria se funden. Como consecuencia, las estructuras formadas por fusión por impacto en silicatos muestran gran variedad de cristalinidad, contenido de clastos y vesicularidad. En general se acepta que las rocas por fusión de impacto que provienen de objetivos cristalinos en cráteres de impacto intermedio o grande tienen una composición relativamente homogénea cuando es comparada con los materiales originales del objetivo (Osinski y Pierazzo, 2013).

b) Productos de fusión por impacto en rocas sedimentarias: Las rocas sedimentarias están presentes en el punto de impacto de aproximadamente el 70 % de las estructuras con algún impacto conocidas en el mundo. La fusión por impacto de rocas sedimentarias clásticas terrígenas, dominadas por ser areniscas ricas en SiO_2 , que también incluyen conglomerados, es quizá la mejor comprendida (Osinski y Pierazzo, 2013).

Los carbonatos están presentes en aproximadamente 1/3 de las estructuras de impacto del mundo. Históricamente, esto sugirió que los carbonatos se descomponían durante el impacto para producir CO_2 y óxidos. Las relaciones de fases del CaCO_3 , sin embargo, sugieren que el fundido es una respuesta dominante, la descomposición ocurre sólo a temperaturas muy altas después de la liberación de presión (Osinski y Pierazzo, 2013).

En términos geoquímicos, en los productos de fundido de cráteres producidos en objetivos sedimentarios, en general, presentan composiciones ampliamente variables (Osinski y Pierazzo, 2013).

c) Productos de fusión por impacto en rocas mezcladas: Una característica prominente de las brechas de superficie fundida de los cráteres formados en rocas mezcladas son las partículas de vidrio que miden centímetros. La geoquímica muestra que estos vidrios se derivan predominantemente de la porción cristalina de la secuencia del blanco. Trabajos recientes utilizando técnicas de micro haz de alta resolución, han mostrado que la fusión por impacto derivada de las porciones sedimentarias de estas secuencias también es común. Estos productos de fundido son típicamente de grano fino y se mezclan en la masa de roca o dentro de cuerpos largos de vidrios de sílice (Osinski y Pierazzo, 2013).

d) Productos de fusión por impacto en rocas marinas: Aproximadamente el 20 % de los cráteres de impacto conocidos ocurren en ambientes marinos. Dypvik y F. Jansa (2003), notaron que las rocas fundidas y los vidrios se producen también durante impactos marinos y han sido documentados en varios sitios. En trabajos recientes se ha documentado la presencia de brechas de impacto con superficies fundidas, incluyendo

partículas fundidas mezcladas con sílice-carbonato en la estructura más pequeña de Lockne, Suecia, de 13.5 km, sugiriendo que volúmenes substanciales de impactitas se generan durante eventos de impacto marino (Osinski y Pierazzo, 2013).

e) Productos de fusión por impacto en eyecciones distales: Hay dos importantes tipos de impactitas que ocurren en depósitos de eyecciones distales, las tectitas y las esferas. Se ha mostrado que las concentraciones de ^{10}Be en las tectitas más jóvenes, (un excelente indicador de la profundidad del sedimento), que la fuente terrestre debió estar a cientos de metros de profundidad. (Koeberl, 1994). Como se ha explicado y se explicará, las tectitas son pobres en volátiles, y contienen menos del 0.02 % (200 ppm) de H_2O (Osinski y Pierazzo, 2013).

3.3. Vidrio del Desierto de Libia (LDG)

El vidrio del desierto de Libia (LDG, por sus siglas en inglés Libyan Desert Glass) es un vidrio natural muy rico en sílice cuyas muestras se presentan de forma irregular esparcidas sobre 6500 km² en las dunas de arena de la región sur de Egipto. Las piezas de color amarillo claro a verde se usaron durante miles de años para producir una variedad de artefactos. La naturaleza, la fuente rocosa y el mecanismo de formación del enigmático vidrio han sido debatidos polémicamente desde su primera descripción científica por Clayton y Spencer (1933, 1934). Este vidrio consiste predominantemente en una masa de suelo vítrea. Contiene una variedad de inclusiones como cuarzo, cristobalita, lechatelierita, circón, badeleyita, rutilo, anatasa, corindón, ortopiroxeno y es muy rico en aluminio (Greshake *et al.*, 2018).

Su mecanismo de formación todavía no se comprende completamente, algunas líneas pardas y turbias que se encuentran en varios fragmentos del vidrio contienen evidencia clara de un componente extraterrestre con enriquecimientos en elementos del grupo del platino (Fe, Mg, Cr, Ni y Co) y también una firma isotópica de Os extraterrestre que proporciona evidencia sólida de un origen de impacto del vidrio. Esta visión está respaldada por el hallazgo de características metamórficas de choque en granos de cuarzo en areniscas del campo del LDG (Greshake *et al.*, 2018).

La presencia de inclusiones de material con contenido de ortopiroxeno rico en aluminio, que probablemente represente material granulítico profundo y distante a la superficie, es una indicación adicional de un origen de impacto. Según lo anterior, el LDG se formó muy probablemente por la fusión inducida por el choque de material arenoso derivado de un basamento cristalino Precámbrico, rocas intrusivas o arenisca cretácica de la meseta GilfKebir durante un impacto con un asteroide. Sin embargo, hasta ahora no se ha identificado una estructura de impacto como el cráter de origen para el vidrio de Libia (Greshake *et al.*, 2018).

Más recientemente, el LDG se ha interpretado como restos de eyección originados por impactos dispersos que producen una serie de cráteres poco profundos erosionados en los últimos 29 Ma (Greshake *et al.*, 2018).

3.4. Vidrio de Darwin

Estas gotas de impacto se encuentran en un área de 410 km² al sur de Queenstown, en Tasmania. Éstas se originaron en el cráter de Darwin, un cráter de 1.2 km de diámetro producido por el choque con un cuerpo pequeño (asteroide o núcleo cometario). La variación en el color de este vidrio parece estar controlada por la abundancia del FeO y la disminución de SiO₂. Los vidrios son generalmente negros (Howard, 2009). Mientras que los micrometeoritos se distribuyen por igual alrededor del planeta, las microtectitas e impactitas, como el vidrio de Darwin, se encuentran únicamente en cierto lugar y en un estrato definido. Las esferas verde/blancas están compuestas principalmente de rocas metamórficas locales, pero otras negras/verdes contienen menos sílice y más Mg, Fe, Cr, Ni y Co componentes que posiblemente son material extraterrestre del asteroide (Larsen, 2017).

3.5. Esferas del Cráter de Lonar

Está ubicado en el distrito de Buldana, Maharashtra, India, es un cráter de 1.88 km de diámetro, creado por un impacto de un asteroide ocurrido hace más de medio millón de años. La roca objetivo de este cráter es el basalto del Deccan, el cual hizo erupción en un intervalo muy corto de tiempo cerca del límite K/Pg hace 66 Ma (Verma *et al.*, 2008). Hay impactitas con forma de gota dispersas alrededor del cráter muy bien preservado que difieren de la mayoría de las esferas sobre la Tierra, pero se asume que tienen más en común con las impactitas basálticas en forma de gota que se han encontrado en la Luna y en Marte. Comparando su composición química con el basalto de alrededor, las esferas están enriquecidas en Cr, Co y Ni, interpretadas como remanentes de impacto con un asteroide condrítico (Larsen, 2017).

3.6. Tectitas

Las tectitas se distinguen de los vidrios volcánicos por su composición y petrografía. La primera descripción de éstas en la literatura científica apareció en el siglo XVIII por Mayer (1788) quien mencionó que las tectitas de Checoslovaquia eran un tipo de obsidiana. Verbeek (1897) menciona que él estaba de acuerdo con que éstas habían sido expulsadas por volcanes de la Luna (Glass, 1990). Suess (1900) las llamó tectitas por la palabra griega “tektos” que significa fundido, creía que las tectitas eran extraterrestres y propuso que eran vidrios de meteoritos; sin embargo, su origen era controversial. Hoy en día, la mayoría de investigadores acepta el origen terrestre de las tectitas (Glass, 1990).

Las tectitas son objetos de vidrio, de colores y formas variadas, que se encuentran únicamente en ciertas partes del mundo (Bagnall, 1991). El primer interés humano en

3. ANTECEDENTES

las tectitas ocurrió durante el periodo Aurignaciano (cultura arqueológica que surgió en el Paleolítico superior) por el hombre de Cro-Magnon, quien probablemente utilizó estas rocas vidriosas como simples herramientas (Bagnall, 1991). Pero también fueron usadas por él mismo como rocas ornamentales (McCall, 2001). En China, las tectitas fueron llamadas Lei-gong-mo, que se traduce como “palos de tinta lanzados desde el cielo por el Dios del trueno”, otras culturas las consideraban desde una perspectiva metafísica deduciendo que había una conexión entre la Tierra y el cielo (Howard, 2011).

En 1844, Carlos Darwin fue el primero en estudiar seriamente a las tectitas y llegó a la conclusión de que no eran más que obsidias terrestres (un tipo de vidrio volcánico). Esta teoría fue popular un tiempo, después se dieron cuenta de que no había volcanes cerca de las áreas en donde se encontraban las tectitas, por lo que la teoría perdió seguidores (Bagnall, 1991). La primera sugerencia de que el origen de las tectitas era extraterrestre fue por Victor Streich quien, en 1893, expresó que tenían forma de meteorito, por lo que para 1897, Verbeek propuso su origen lunar.

El experto en meteoritos Berwerth rechazó el concepto de meteoritos vítreos. Descubrió que las tectitas muestran una similitud química muy cercana con las rocas sedimentarias, en particular de las areniscas y sugirió que éstas fueron producto de antiguas culturas humanas. Al pasar el tiempo, la controversia sobre la naturaleza y el origen de las tectitas continuaba en debate. Para algunos investigadores como Nininger, eran eyecciones de impactos lunares, mientras que otros como John O’Keefe, consideraban que los volcanes lunares eran la fuente de las tectitas. Por otro lado, muchos científicos como el laureado premio Nobel Harold C. Urey y el experto en tectitas Virgil Barnes, tomaron la postura de que éstas eran esencialmente terrestres, originadas por el impacto de uno o más asteroides con la Tierra. Las muestras lunares obtenidas por el Apolo XI en 1969 mostraron que las tectitas no estaban asociadas con la Luna y efectivamente, anulaban la hipótesis lunar (Bagnall, 1991).

Una prueba de que las tectitas tienen un origen terrestre es proporcionada por la composición de los gases que están presentes en las burbujas de las tectitas, pues nos podrían dar información acerca de la atmósfera en la cual se formaron (Jessberger y Gentner, 1972).

Los elementos mayores, elementos traza y las composiciones isotópicas de las tectitas sugieren que el material parental fue probablemente un depósito sedimentario terrestre. Los rayos cósmicos producen radioisótopos; el ^{10}Be se cree que ha sido formado por bombardeo de rayos cósmicos en la atmósfera superior y después incorporado en los depósitos de la superficie terrestre, los cuales pueden ser el material parental de las tectitas, por lo que expresaría el tiempo de residencia de las tectitas en la superficie terrestre. Estudios con Sm/Nd y Rb/Sr han dado evidencia de que las tectitas se derivan de sedimentos (Glass, 1990).

3.6.1. Características Generales de las Tectitas

En apariencia, las tectitas color negro (que representan la mayor variedad) parecen obsidias, (McCall, 2001), algunas otras son traslúcidas o transparentes café o verde,

las más conocidas son las que tienen forma de salpicadura, las de forma de ablación (erosionada) y las de tipo Muong Nong (Glass, 1990). El material del cual las tectitas se forman hace que superficialmente parezcan obsidianas, pero los análisis petrográficos y químicos revelan diferencias significativas (McCall, 2001). Además de que tienen contornos irregulares con diferentes morfologías, así como alto contenido de inclusiones y es muy bajo su contenido de agua a diferencia del que está presente en las obsidianas (Howard, 2011).

Características superficiales en las tectitas como hoyos, ranuras y crestas distinguen a éstas de otro tipo de vidrios y rocas. Por definición, las tectitas no contienen minerales cristalinos cogenéticos y muestran capas de flujo, burbujas alargadas y vesículas. Contienen lechatelierita, SiO₂ polimórfico que puede formarse a altas presiones o altas temperaturas (>1700 °C) o ambas a la vez. Las capas de éstas pueden contener parcialmente inclusiones minerales no fundidas como de circón y cromita heredadas del impacto en las rocas, pero éstas no se han reportado en las tectitas con forma de salpicadura (Howard, 2011).

De manera general, las tectitas han sido encontradas en Europa Central, Australia, China y el Sureste de Asia, por el Océano Índico, Costa de Marfil, Oeste de África y Norte América. Hay diferencias superficiales entre tectita y meteorito, tiempo y condiciones de degradación terrestre y también un tipo de modificación secundaria. Los asteroides (fuente de la que proceden los meteoritos) revelan superficies de fusión vítrea, esas “cortezas de fusión” recubren finamente su interior rocoso. El proceso que causa esto (fundirse debido a un intenso calentamiento por fricción al atravesar la atmósfera terrestre) es conocido como ablación. Algunas tectitas sufren un proceso similar, éste implica la refundición de parte del vidrio de forma de salpicadura y el movimiento de la masa fundida hacia la parte superior de la misma y es solidificada una vez que el proceso térmico ha terminado (McCall, 2001).

Las tectitas de formas irregulares son muy frecuentes en Indochina, Tailandia y China, también se han reportado en Filipinas República Checa y Georgia, Estados Unidos. No hay registros de que haya en Australia y Costa de Marfil. Todas las tectitas han pasado centenares de miles o millones de años en la superficie de la Tierra o en el subsuelo de formaciones geológicas y han sido objeto de diversas modificaciones (McCall, 2001).

Las principales diferencias petrográficas que tienen las tectitas con las obsidianas son las siguientes: 1) la estructura de flujo, formada por bandas alternadas (paralelas o en remolinos) 2) inclusiones de vidrio silíceo; y 3) ausencia de microlitos. Las tectitas no contienen fragmentos líticos, a diferencia de muchos de los vidrios de impacto, algunas sí contienen granos de cristal relicto de la roca sedimentaria de origen, indicando su origen de fusión de una roca parental sedimentaria (McCall, 2001).

De acuerdo con su composición química, las tectitas se parecen a los granitos (rocas ígneas silíceas terrestres) y un tipo de arenisca (roca sedimentaria silíceas terrestre). Las tectitas y la obsidiana tienen un contenido similar de sílice. El vidrio de la tectita es virtualmente anhidro, mientras que los productos de diferenciación de las rocas ígneas contienen más agua. El contenido de elementos traza es muy utilizado para

identificar los materiales geológicos precursores. Los elementos de tierras raras no se ven afectados significativamente por los procesos de impacto y pueden ser utilizados para identificar las extensiones de los campos en donde los vidrios son encontrados y sus materiales precursores, así como para determinar las fuentes de las estructuras de impacto (McCall, 2001).

3.6.2. Distribución de las Tectitas

Las tectitas se encuentran en cuatro campos claramente definidos y en tres de éstos están ubicados cráteres conocidos que son contemporáneos y compatibles en composición geoquímica e isotópica con los materiales de los cuales las tectitas se formaron durante la fusión que sufrió la roca por el impacto. Estos cuatro campos de tectitas, así como sus cráteres conocidos son (Howard, 2011):

- 1) Norte América, cráter Chesapeake Bay, EU (35 Ma, D=45-90 Km)
- 2) Oeste de África (Costa de Marfil), cráter Bosumtwi, Ghana (1.07 Ma, D=10.5 Km)
- 3) Europa Central, cráter Ries, Alemania (14.7 Ma, D=24 Km)
- 4) Australasia, cráter aún no descubierto (800 ka), aunque actualmente hay distintas hipótesis acerca de la existencia de éste y se encuentra el cráter de Darwin en Tasmania.

El transporte y la mezcla de las rocas y minerales de impacto metamorfoseados durante la formación y excavación de cráteres de impacto produce una amplia variedad de impactitas distintas que pueden encontrarse dentro y alrededor de los cráteres de impacto. La característica metamórfica de choque más documentada son las llamadas características de deformación planar, particularmente en el cuarzo, aunque también ocurre en otros minerales (por ejemplo, feldespato o circón). A altas presiones, la onda de choque puede destruir el orden cristalográfico interno de los feldespatos y cuarzos que se convierten en vidrios, los cuales continúan con sus formas cristalinas originales, es decir, presentan morfologías cristalinas, pero en su interior presenta una forma amorfa (vidrio). Estos son vidrios diaplécticos. La extremadamente rápida compresión-descompresión también produce polimorfismo metaestable, incluyendo coesita y stishovita a partir del cuarzo, y el diamante y lonsdaleita del grafito (Osinski y Pierazzo, 2013).

3.7. Otros Vidrios Naturales

El proceso genético de los fundidos riolíticos sobre la superficie terrestre depende de la estructura geológica (Heide y Heide, 2011). Las tectitas e impactitas se forman de manera muy diferente, como ya se mencionó anteriormente.

La existencia de obsidias y tectitas en la naturaleza provee evidencia de la estabilidad de las etapas vítreas por más de 1 Ma en diferentes contextos geológicos y bajo cambios en las condiciones climáticas. Pequeñas variaciones en el contenido de volátiles

pueden causar cambios notables en la reología y resistencia química (Heide y Heide, 2011).

Los vidrios naturales se pueden clasificar de acuerdo con sus diferentes orígenes en (Heide y Heide, 2011):

-Vidrios ígneos: Derivan de procesos magmáticos

-Vidrios metamórficos: Derivan de rocas cristalinas preexistentes que están sujetas a cambios químicos y estructurales, como temperatura, presión, fuerza de cizallamiento y por el ambiente químico.

-Sólidos biogenéticos no cristalinos y sedimentarios: Son el resultado de la precipitación y consolidación de soluciones inorgánicas por secreción, solidificación o envejecimiento de materia orgánica.

Dichos sólidos no cristalinos se pudieron formar debido a distintos procesos tales como:

-Procesos magmáticos:

Vidrios basálticos

- Sideromelano
- Taquilita
- Reticulita

Vidrios komatiíticos

Vidrios lunares

Vidrios riolíticos:

- Obsidiana
- Perlita
- Piedra pómez

-Procesos metamórficos:

Vidrios diapléticos

Vidrios pirometamórficos:

- Buchita
- Fulgurita

Friccionitas/Pseudotaquilitas

Vidrios meteoríticos:

- Maskelynitas
- Corteza de fusión
- Cónchos vítreos

Procesos sedimentarios:

Ópalos

Geyseritas

Procesos biogenéticos

Retinita

Kieselgur (Tierra de diatomeas)

3.8. Fulguritas

Son el resultado de la fusión y reducción química con enfriamiento rápido de materiales de la superficie o cercanos a la superficie en la Tierra por el impacto de relámpagos. Existen tres tipos de acuerdo con el material de origen: fulguritas de arena, de suelo y de roca. Las primeras son las más comunes, principalmente aquellas cuya composición es casi totalmente de SiO_2 , recibiendo entonces el nombre de lechatelierita (vidrio puro de sílice) (Reyes-Salas *et al.*, 2017). Los tubos de fulgurita pueden ser de hasta 20 m de largo, con diámetros de 1 cm a 10 cm. Estos vidrios son ejemplos de un vidrio de rápida formación (intervalo de enfriamiento <1 K/s) de suelos heterogéneos o rocas. Burbujas y vesículas son componentes comunes en toda fulgurita, indicando que el proceso de fusión ocurrió paralelamente al de ebullición y evaporación. La cantidad, tamaño y forma de éstas es muy variable y se atribuye a la expansión de los gases tales como aire y vapor de agua generados en el proceso de impacto, pero la mayoría son tubos irregulares y huecos (Reyes-Salas *et al.*, 2017). Como en las tectitas, la composición de las fulguritas está controlada por procesos de evaporación selectiva (Heide y Heide, 2011).

3.8.1. Obsidiana

Las obsidianas son los materiales vítreos más comunes distribuidos por el planeta, mientras que las tectitas, fulguritas y fricciónitas o inclusiones vítreas en minerales, como los vidrios lunares, revelan composiciones químicas particulares de acuerdo con sus condiciones genéticas específicas. Algunas de las propiedades de las obsidianas muestran diferencias significativas comparadas con los vidrios magmáticos y metamórficos (Heide y Heide, 2011).

La reología del fundido en la formación de la obsidiana está determinada por el contenido de cristales, el contenido de volátiles disueltos en él, y especialmente el contenido de agua, la cinética de desgasificación y las dimensiones de la cámara magmática. El contenido constante de volátiles en los diferentes depósitos indica un pequeño gradiente volátil en el cuerpo magmático. La mayoría de las obsidianas son rocas riolíticas silíceas subalcalinas ($\text{SiO}_2 > 70\%$). La liberación de flúor y de cloro se detecta en los experimentos de desgasificación con obsidianas (Heide y Heide, 2011).

En la Figura 3.1 se muestra su ubicación, que como se puede observar se encuentran distribuidas en arcos de isla primitivos (en un estado temprano de formación), en arcos de isla desarrollados completamente, márgenes continentales activos, zonas de extensión de cratones continentales y zonas de extensión de cuencas volcánicas (Heide y Heide, 2011).

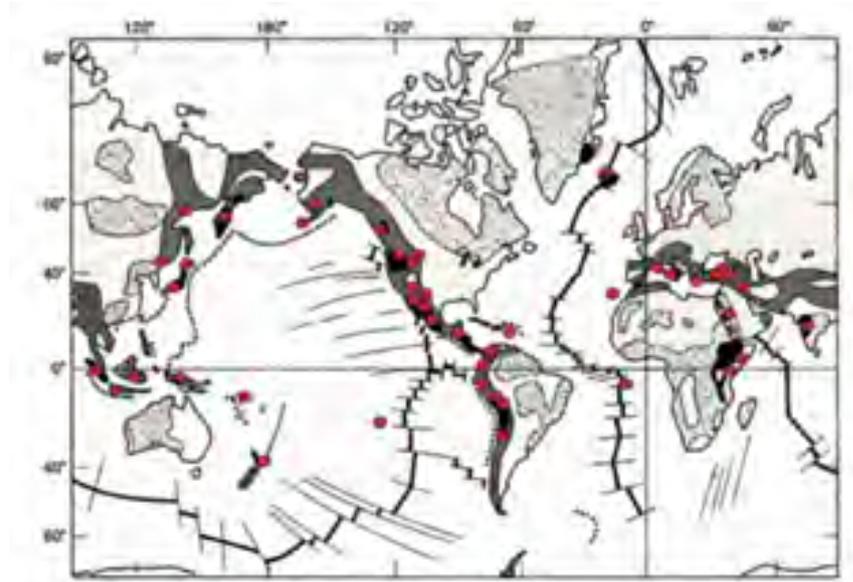


Figura 3.1: Distribución global de los depósitos de obsidiana (Heide y Heide, 2011)

3.8.2. Perlita

Su formación está asociada con el vulcanismo y la presencia de obsidiana. El entorno geológico sugiere que el vulcanismo y la formación de perlitas tiene lugar en ambientes submarinos. Las perlitas son consideradas como una obsidiana hidratada; su contenido de agua en la matriz del vidrio es alto (2% p/p) (Heide y Heide, 2011).

3.8.3. Taquilitas

Se encuentran en los flujos basálticos submarinos y también en cenizas volcánicas llamada “arena negra” como fibras o como una espuma solidificada. Los vidrios lunares son idénticos químicamente a la anortosita o basalto, y tiene características particulares como sedimentos lunares no consolidados. Los vidrios basálticos se encuentran también preservados en meteoritos formados hace más de 4 Ga. Los elementos mayores y traza de los vidrios basálticos son similares a los de los basaltos cristalinos (Heide y Heide, 2011).

3.8.4. Friccionitas o Pseudotaquilitas

Son rocas compuestas de vidrio encontradas en las superficies deslizantes de los derrumbes y fallas, y, tienen una composición química bastante heterogénea y con variadas inclusiones. Presentan un contenido de agua de aproximadamente 0.4% p/p (concentración porcentual en peso) el cual se determinó en el vidrio de Langtang en

3. ANTECEDENTES

el Himalaya. Sin embargo, la porosidad y las inhomogeneidades como los procesos de alteración secundaria hacen difícil determinar el contenido de agua original y el CO₂. Presenta microporos y burbujas en el intervalo de centímetros (Heide y Heide, 2011).

La formación de pseudotaquilitas o fricciones generalmente requiere dos procesos básicos de formación: fragmentación y producción del fundido. Las redes de venas de pseudotaquilitas han sido interpretadas como un producto de la interacción entre la onda de choque y las rocas donde se forman, por lo que éste tipo de rocas están asociadas a fallas o cráteres de impacto. (Osinski y Pierazzo, 2013)

3.8.5. Buchitas

Son vidrios individuales o capas vítreas en xenolitos formados por procesos piro-metamórficos con lava. La génesis de la buchita está controlada por energía térmica de fundido volcánico y volátiles magmáticos. Son visibles las variaciones de color en la capa vítrea lo que indica que no es homogénea la composición química sobre una escala de milímetros (Heide y Heide, 2011).

3.8.6. Ópalos

El ópalo es producto de procesos volcánicos y sedimentarios, el agua contenida en los ópalos volcánicos está en el intervalo de entre 10 % p/p y 20 % p/p. Los ópalos sedimentarios presentan fluorescencia, mientras que los vidrios volcánicos no. Las diferencias de propiedades están relacionadas a la temperatura de formación, la concentración y la composición de electrolitos y el pH de la solución de precipitación (Heide y Heide, 2011).

3.9. Microesferas

3.9.1. Microtectitas y Microkristitas

Son esferas de tamaño submilimétrico formadas por grandes impactos de cuerpos menores con la Tierra. Están formadas por la roca terrestre fundida y evaporada. Las microtectitas, las cuales son vidrio en su mayoría, pueden derivarse de gotas fundidas individuales y como condensados de vapor. Las más famosas (pero alteradas) se encuentran en la capa que presenta el enriquecimiento de Ir del límite Cretáceo-Paleógeno, originadas en el cráter Chicxulub de Yucatán, México (Larsen, 2017). En la Figura 3.2 se muestra una imagen de la ubicación del mismo. Mientras que las microkristitas se piensa que son condensados de vapor y difieren de las microtectitas en que tienen una parte de vidrio y otra parcialmente cristalina.



Figura 3.2: Ubicación del cráter de impacto Chicxulub, la imagen de la derecha es satelital.

3.9.2. Microesferas en sedimentos

Son objetos que pueden ser tanto semiesféricos y los hay esféricos de 25 μm a 2 mm de diámetro producidos por la fusión de polvo interplanetario durante su entrada a la atmósfera. La evidencia de que dichas esferas son extraterrestres ha sido presentada por Marvin y Einaudi (1967). Los tres tipos principales de esferas cósmicas son descritas por Blanchard et. al. (1978) quienes examinaron material recuperado de muestras de sedimentos marinos profundos. Esferas de hierro (tipo I) comprenden entre el 25 % y 50 % de esferas magnéticas, también contienen metales con Fe-Ni; las esferas vítreas con alto contenido de hierro (tipo G), su composición química muestra que tienen más del 50 % de FeO y tienen predominantemente magnetita dendrítica en la matriz del vidrio. Algunas contienen metales con Fe-Ni y las esferas pétreas (tipo S) son el tipo más común y están compuestas por olivino, magnetita y vidrio (Taylor y Brownlee, 1991).

Los micrometeoritos pueden proporcionar información sobre el origen y evolución de asteroides y cometas y variaciones en el flujo del polvo que llega a la Tierra, así como los disturbios colisionales y dinámicos. Las esferas cósmicas se dividen en tres clases: (1) esferas cósmicas tipo S, en donde predominan los silicatos, (2) las de tipo (I) en donde predominan óxidos de hierro y metal, (3) esferas del tipo G, que son una clase intermedia. Debido a su mineralogía y mecanismos de formación de las esferas de tipo I, éstas pueden proporcionar conocimientos sobre la evolución química de la atmósfera superior de la Tierra (Genge *et al.*, 2017).

Aunque esas esferas cósmicas del tipo I se colectan fácilmente en sedimentos antiguos y recientes, su identificación como polvo extraterrestre es muy complicada. Dentro de sedimentos modernos el polvo magnético antropogénico es abundante e incluye partículas ricas de óxido de hierro (Genge *et al.*, 2017).

Desde los años noventa se han realizado investigaciones comparando texturas y composición química de esferas obtenidas de la capa de hielo de Groenlandia, sedimentos del mar profundo y de depósitos oceánicos profundos del Eoceno y Jurásico. Las microesferas que se han encontrado en sedimentos del fondo del mar son aproximadamente 70 % pétreas, 25 % de hierro y 5 % vítreas con alto contenido de hierro, que resulta similar a los valores encontrados por Blanchard et. al., (1978). Mediante diversos estudios se han encontrado cambios en la proporción de los tipos de esferas. Por ejemplo, en la colección más joven de esferas (muestras de Groenlandia), la mayoría son exclusivamente pétreas y tienen alta proporción de esferas vítreas, mientras que las esferas más antiguas (material del Jurásico) son en su mayoría de hierro, en la Figura 3.3 se muestran las imágenes de algunas de éstas (Taylor y Brownlee, 1991).

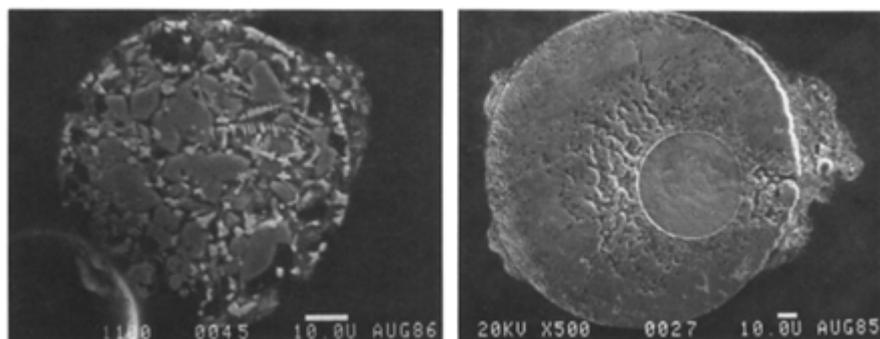


Figura 3.3: En la imagen de la izquierda se observa una sección pulida de una esfera de olivino de la Formación Oceánica (aproximadamente 40 Ma). Mientras que la imagen de la derecha muestra una sección pulida de una esfera del Jurásico con pequeñas perlas de Fe-Ni (Taylor y Brownlee, 1991)

Recientemente se han estudiado unas microesferas que, al igual que las tectitas, generan debate sobre su origen. Se piensa que dichas muestras, están relacionadas con el evento de impacto que ocurrió en el Younger Dryas (YD), que como ya se mencionó antes, contribuyó al enfriamiento de una parte del planeta y a una extinción masiva de la fauna y flora de Norte América (Firestone *et al.*, 2007).

Una capa negra, rica en carbono, que data de aproximadamente 12,900 años ha sido identificada en más de 50 sitios en Norteamérica como arcilla orgánica oscura. Firestone *et al.* (2007), descubrió microesferas magnéticas y otras posibles evidencias de un impacto de asteroide en Michigan directamente por debajo de la capa que se menciona anteriormente. Algunos investigadores, además de Firestone *et al.* (2007) también encontraron una capa sedimentaria, de <5 cm, que contiene altas concentraciones de microesferas magnéticas y granos, nanodiamantes y que presentan concentraciones de iridio y fulerenos que contienen helio extraterrestre. Esos indicadores están asociados con carbón, hollín, esferas de carbón, lo cual sugiere que pudo haber incendios forestales, esta capa se identifica como límite de la época geológica climática Younger Dryas (Firestone *et al.*, 2007).

También en la parte central de México (en el lago de Cuitzeo) se reportó una capa lacustre, rica en carbono que contiene algunos marcadores como nanodiamantes, microesferas y otros materiales inusuales que pertenecen al YD temprano. Se han propuesto diferentes hipótesis para explicar los marcadores del YDB, como la llamada “lluvia cósmica”, por incendios forestales, vulcanismo, antropogénesis o un impacto cósmico (Israde-Alcántara *et al.*, 2012).

Sin embargo, hay quienes no están de acuerdo con las hipótesis propuestas anteriormente ya que encuentran también microesferas pero que no corresponden con la edad en la que se ubica al Younger Dryas (Israde-Alcántara *et al.*, 2012). Vance T. (2014) menciona que por ejemplo no se conocen cráteres u otro tipo de indicadores de un impacto, en varias muestras estudiadas en diferentes localidades en donde se supone se experimentó dicho cambio climático, no coinciden con la edad del Younger Dryas,

entre otros datos.

3.9.3. Micrometeoritos

Los micrometeoritos han sido ampliamente encontrados en la Antártida, pero también se encuentran en sedimentos prehistóricos, desiertos, y en glaciares, lugares en los cuales se pueden confundir ya que existe influencia antropogénica. Los micrometeoritos pertenecen a la materia más antigua del Sistema Solar, esto es, remanentes minerales de su condensación. Sin embargo, las herramientas y actividades humanas han creado esferas no muy diferentes a los micrometeoritos (Larsen, 2017).

Como menciona Larsen (2017), la revolución industrial marcó un punto de inflexión importante en la historia: casi todos los aspectos de la vida diaria fueron influenciados de alguna manera, incluso las sedimentaciones geológicas, en estratos de 1760 en adelante se han encontrado esferas industriales antropogénicas, la mayoría de éstas han sido identificadas de acuerdo a sus propiedades morfológicas, presentan formas de salpicadura o con choques, marcas de radamiento, etc., la diferencia de estas esferas con los micrometeoritos es que los últimos no se encuentran en la Tierra en grandes cantidades y presentan formas aerodinámicas.

La mayoría de las esferas cósmicas recuperadas en la Tierra tienen una composición química condritica, lo cual es raro en las rocas terrestres. Cuando un micrometeorito entra en la atmósfera de la Tierra con un ángulo pronunciado, pasa por una única y rápida transformación que involucra fusión, diferenciación y recristalización; mientras que la ablación erosiona la roca, dejándola con propiedades y características aerodinámicas diferentes a cualquier otro objeto en la Tierra (Larsen, 2017).

Afortunadamente, el acceso a una fuente nueva y potencialmente grande de micrometeoritos en áreas muy pobladas contribuirán a un mapeo sistemático de variaciones isotópicas de un número sustancial de micrometeoritos en los años que vienen, así como más datos acerca de los cuerpos de los que proceden dichos micrometeoritos (Larsen, 2017).

La forma aerodinámica, junto con sus texturas superficiales: barrada/olivino porfídico, cristales de magnetita dendrítica o borde parcial de magnetita, y perlas de hierro con níquel son, en la mayoría de los casos, suficientes para la identificación de un micrometeorito. En caso de alguna duda, se recomienda hacer un análisis químico. Las esferas están divididas en tres tipos: esferas extraterrestres (que no son micrometeoritos), esferas antropogénicas y esferas terrestres que ocurren naturalmente (Larsen, 2017).

La evidencia definitiva para un origen extraterrestre de los micrometeoritos llegó hace más de 25 años con base en las mediciones de gases nobles y el análisis de núclidos cosmogénicos. Todas las partículas expuestas a una alta energía de radiación cósmica fuera de la magnetósfera de la Tierra están alteradas, y estos cambios en la composición pueden ser medidos por espectrometría de masas (Larsen, 2017).

También existe un número de criterios no isotópicos para la identificación positiva de micrometeoritos. En primer lugar, la mayoría de ellos tienen una composición condritica

tanto de elementos menores como mayores, lo cual resulta sencillo de observar en un análisis con EDS (Espectroscopia de Energía Dispersiva por sus siglas en inglés) (Larsen, 2017).

En segundo lugar, la presencia de níquel en la esfera puede sugerir un origen extraterrestre. La ausencia de níquel, sin embargo, no excluye la posibilidad, ya que el níquel y el hierro se diferencian dentro del núcleo del micrometeorito y no son detectables en la superficie. Muchas veces, la inercia del metal pesado empuja el núcleo hacia adelante en la dirección de la caída a la atmósfera durante la subsecuente desaceleración y ablación, y en casi el 5% de las esferas cósmicas se observa una perla de metal en su superficie, algunas veces con óxido de hierro en el borde y dentro está el níquel. El tercer criterio es la presencia de un borde parcial o completo de magnetita alrededor del micrometeorito. Además de estos tres, hay características que también dan soporte, pero menos definitivas, como el alto contenido de óxido de calcio, óxido de cromo y olivinos muy pobres en óxido de hierro que son raros en rocas terrestres (Larsen, 2017).

Aproximadamente la mitad de los micrometeoritos de menos de 0.1 mm desaceleran muy rápido a más de 100 km de altura y no sufren ablación, por lo que caen al fin en el suelo como micrometeoritos sin fundir. Y la otra mitad llegan a temperaturas máximas de 1350°C – 2000°C, lo cual es suficiente para crear los varios tipos de esferas cósmicas fundidas. Una esfera es creada por la tensión superficial en un estado líquido. Al mismo tiempo toma lugar una diferenciación, en donde los elementos pesados (hierro, níquel, platino, etc.) se mueven hacia adentro para formar el núcleo, y los elementos volátiles escapan. El hierro de la roca reacciona con el oxígeno en la atmósfera y crea magnetita dendrítica (Larsen, 2017).

Manteniéndose en vuelo, la fricción del micrometeorito con la atmosfera ocasiona que el material externo se acumule detrás del núcleo por fricción a menudo girando mientras la erosión por ablación genera formas características aerodinámicas. Basándose en mediciones de radar, el flujo de afluencia general de los micrometeoritos se estima en aproximadamente un objeto con un diámetro de 0.1 mm por metro cuadrado por año (Larsen, 2017).

Como ya se mencionó, los distintos tipos de micrometeoritos son principalmente formados por el pico de temperatura (se forma cuando la temperatura llega a un máximo al momento de que ocurre la fricción del micrometeorito con la atmósfera) en combinación con su perfil de enfriamiento (enfriamiento rápido/lento) durante el vuelo atmosférico. Hay formas transicionales entre varios tipos de micrometeoritos, pero la química de los éstos es sorprendentemente homogénea, principalmente condrítica, pero con algunas variaciones menores (o raras) (Larsen, 2017).

3.10. Esferas Extraterrestres

a) Esferas de ablación

Se ha calculado que en promedio un micrometeorito pierde alrededor del 85 % de su masa durante el vuelo atmosférico. Una parte de su masa erosionada termina como esfera de ablación. El término esfera de ablación significa un micro objeto esférico fundido fraccionado de un meteoróide por la fricción atmosférica. Pero las esferas de ablación no son micrometeoritos verdaderos a pesar de su origen extraterrestre, están cercanamente relacionadas con a la fusión de corteza meteorítica (Larsen, 2017).

b) Los enigmáticos condros

Los condros son esferas ígneas que miden de micrómetros a milímetros y se encuentran en meteoritos primitivos. Éstos se formaron en eventos de calentamiento instantáneo en la nebulosa solar hace aproximadamente 4.56 mil millones de años, la cual es más vieja en 160 millones de años que el fragmento de mineral más viejo encontrado sobre la Tierra (circones en Australia). La mayoría de los micrometeoritos de grano grueso se piensa que son originados a partir de los condros (Larsen, 2017).

3.11. Esferas Antropogénicas

a) Esferas magnéticas tipo I

Son esferas con óxidos de hierro, principalmente magnetita y wustita. Éstas son resistentes al calentamiento, pero son poco frecuentes, solo alrededor del 2 % del número total de micrometeoritos fundidos. En las colecciones del fondo marino, sin embargo, hay muchas, como resultado de la baja resistencia al calentamiento de los micrometeoritos pétreos. En la búsqueda de micrometeoritos magnéticos en áreas urbanas se encontró un gran número de esferas de tipo I. Muchos procesos industriales y mecánicos producen esferas de tipo I, y son distribuidas en donde sea, por el viento, la lluvia y actividades humanas.

En el caso de estas esferas, un análisis químico de EDS no revela la procedencia al menos que no se encuentren pistas adicionales como perlas de níquel o del grupo del platino. Consecuentemente, esas esferas encontradas en áreas pobladas pueden ser consideradas antropogénicas, a menos que sea verificado su origen extraterrestre (Larsen, 2017).

b) Esferas de hierro masivas

Presentan diferente morfología a las esferas magnéticas del tipo I, aunque el espectro químico es el mismo: óxidos de hierro. Estas son a menudo ligeramente elongadas, algunas veces con caras poligonales rudimentarias. A diferencia de las esferas que se

explicaron en el inciso a), éstas se oxidan rápidamente pareciendo bolas pequeñas de cañón oxidadas. El origen exacto de estas esferas (0.5 mm – 1.0 mm) es incierto, pero definitivamente terrestre. Éstas no muestran signos de ablación, etc. (Larsen, 2017).

c) Terrones, perlas y núcleos

Los terrones del grupo del platino (PGNs) contienen perlas de níquel y cromo y otros tipos de inclusiones metálicas, y son característicos en aproximadamente 5% de todas las esferas cósmicas. En tamaño varían de submicrones a largos terrones o núcleos. La diferenciación en donde los elementos pesados se hunden hacia adentro y forman un núcleo ocurre rápidamente cuando la partícula está en estado líquido y la tensión superficial origina la forma de esferoide (Larsen, 2017).

d) Esferas de vidrio no magnéticas

Más del 98% del número total de esferas cósmicas es rocoso, incluyendo las esferas vítreas completamente fundidas. Estos micrometeoritos del tipo V (vítrea) son usualmente esféricos y transparentes, pero pueden ser altamente vesiculados. Ellos presentan un color marrón al verde y normalmente son no magnéticos a menos que contengan perlas de níquel o hierro. También hay una gran variedad de esferas vítreas antropogénicas producidas por herramientas eléctricas, actividades industriales y humana (Larsen, 2017).

Hasta ahora no ha sido posible separar las esferas cósmicas vítreas de las antropogénicas únicamente por morfología, es necesario hacer un análisis químico EDS para identificar el espectro condritico y su origen extraterrestre (Larsen, 2017).

e) Esferas negras magnéticas

En áreas muy pobladas se encuentra una variedad de esferas que puede ser descrita como BMS (Black Magnetic Spherules). La principal fuente para las BMS son asfalto, tejas para techos y pegamento de asfalto; los cuales contienen aditivos esféricos como silicatos de aluminio o hierro. Su morfología va desde vidrios negros brillantes (vítrea/subvítrea) hasta gris mate, a través de metálico/submetálico, con una variedad de estructuras superficiales y desde esferas perfectas hasta formas compuestas. Por dentro, las esferas negras magnéticas son, en su mayoría, negras homogéneas; algunas veces con pequeñas vesículas centrales (Larsen, 2017).

El carbono (cenizas voladoras) se produce por combustión incompleta del carbono, tanto natural como industrial. Este aerosol de partículas se encuentra en todo el mundo. Se distinguen fácilmente de los tipos de BMS por diferencias en las medidas: el carbón tiene un diámetro promedio de 0.0025 mm, lo cual es menor que el tamaño de un micrometeorito promedio (Larsen, 2017).

f) Esferas rojas de escoria

Estas esferas de aproximadamente 0.1 mm - 10.0 mm y pueden encontrarse en distintas regiones alrededor del mundo, pero son muy pocas. Son magnéticas y muestran una variedad impresionante de características morfológicas. El interior de una esfera es usualmente negra opaca, vítrea y vesicular. Algunas veces, dichas vesículas se llenan con minerales blancos o pueden llegar a fracturarse con una superficie vítrea suave, ocasionalmente con un borde de óxido de hierro. El exterior es rojizo/marrón, a menudo con protuberancias blancas/amarillas y a veces con un borde parcial de óxido de hierro. Éstas a menudo presentan un agujero central de donde los elementos volátiles pudieron haber escapado (Larsen, 2017). El origen de estas esferas es incierto, pero son posiblemente fulguríticas o productos de algún tipo de combustión o quizá sean la escoria de soldadura.

El origen de dichas esferas es incierto, pero claramente terrestre, posiblemente fulgurítico o producto de algún tipo de combustión, o quizá de escoria de soldadura. Su tamaño es de aproximadamente 0.1 mm – 10.0 mm, lo cual es demasiado grande para haber salido de cualquier máquina de combustión ordinaria (Larsen, 2017).

3.12. Volchovitas

Las volchovitas son vidrios parecidos a las tectitas/microcristitas de composición máfica y ultramáfica, que se encuentran a la deriva glaciofluvial a través del río Volkhov, cerca de St. Petersburg, Rusia. En la Figura 3.4 se observa la morfología de algunos ejemplares encontrados. Éstas fueron descubiertas y descritas por Gennady Skublov como vidrios cripto-volcánicos. Algunas de las esferas presentan contenidos variados de Ti, Fe, Au, y Cu (Larsen, 2017).

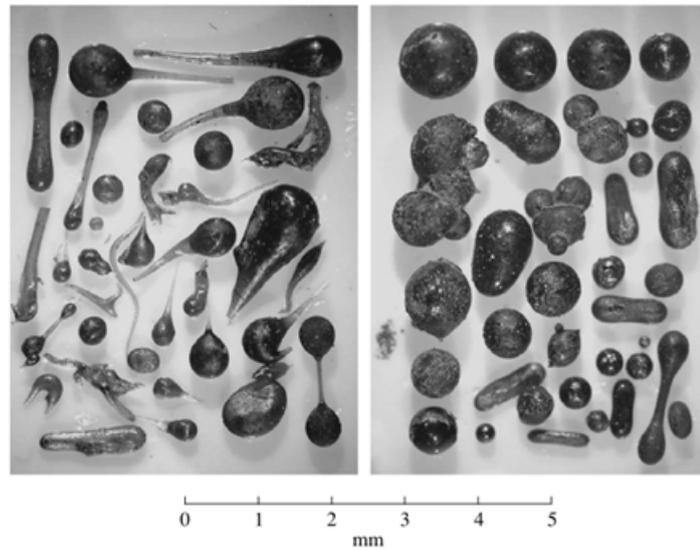


Figura 3.4: Se muestran las volchovitas (un tipo de tectitas con una edad de 10,000 años). Nótese las distintas formas que presentan (Villiermaux, 2012).

3.13. Iberulitas

La península ibérica recibe regularmente arena de África transportada por el viento. Entre estos granos de arena hay esferas pálidas de diferentes tipos. Varían desde el blanco hasta el color arena. Algunas tienen superficies suaves blancas, otras parecen ser bolas de arena pegada junto con carbonatos. Al contrario de los granos de arena regulares que revelan un núcleo de grano grueso, con una corteza gruesa de finos granos de arcilla mineral blanca. Las iberulitas crecen en la tropósfera antes de caer a la superficie de la Tierra (Larsen, 2017).

3.14. Ooides y Pisoides

Los ooides consisten en un núcleo (usualmente un grano mineral o un fragmento biogénico) alrededor del cual hay capas concéntricas de minerales depositados para formar granos esféricos de 0.25 mm – 2 mm. El oolito es un sedimento que consiste en ooides, se componen en su mayoría de carbonato de calcio (de minerales de calcita o aragonita) pero pueden estar compuestos de fosfato, sílice (esquistos), dolomita, o minerales de hierro. Debido a que los ooides se forman en ambientes marinos cálidos, superficiales y altamente agitados, su mecanismo de formación comienza con un pequeño fragmento que actúa como “núcleo” y las fuertes corrientes de marea “lavan” dichos núcleos en el fondo marino en donde se le acumulan capas de calcita. La corteza mineral incrementa en esfericidad con la distancia del núcleo (Larsen, 2017).

3.15. Achneliths

Son gotas piroclásticas esféricas de vidrios volcánicos arrojadas durante una erupción. Las partículas vítreas se forman cuando el aerosol de magma se enfría y son típicamente de 2 mm – 64 mm, lo cual es de 10 a 100 veces más grande que un micrometeorito promedio. Éstas pueden arrojar una gran información acerca de la erupción. Examinando las burbujas de gas y las partículas atrapadas dentro de ellas se puede obtener información acerca de la composición de la cámara magmática. La forma de las gotitas puede proporcionar información acerca de la velocidad de la erupción (Larsen, 2017).

3.16. Resumen de los distintos tipos de vidrio y microesferas

En la siguiente Tabla 3.1 se resumen las características principales de los objetos relacionados a las muestras que se estudian en este trabajo. Lo que se pretende es conocer más sobre su origen y si se desea, consultar algo de literatura al respecto. En el caso de los micrometeoritos y las microesferas se puede diferenciar las que tienen un origen antropogénico de las que si pueden provenir de algún meteorito o simplemente son extraterrestres (polvo cósmico).

Tabla 3.1: Características de los diferentes tipos de vidrios y microesferas.

Nombre del objeto	Características físicas	Tamaño	UBICACION	Composición (%p/p)	Edad	Referencias
<u>Vidrio del desierto de Libia</u>	Forma irregular. Color de amarillo claro a verde claro y de transparente a blanco lechoso. Algunos exhiben bandas marrón oscuras	Varía desde algunos centímetros hasta grandes bloques	Libia (estructura B. P.) y al Oeste de Egipto	SiO ₂ (~ 98 %) Al, Fe y Ti uniformemente distribuidos. Las porciones claras contienen Al, Zr, Sr, Ni, Fe y Mg. Las líneas oscuras contienen Fe y Mg con un incremento en Ni y disminución en Zr y Sr.	28.5 Ma	(Aboud, 2009) (Fröhlich et al., 2013)
<u>Vidrio de Darwin</u>	Dentro de la población de éstos, se encuentra que el 74 % es irregular, 20 % son viscosas, 0.5 % esféricas, 6 % forma de gota y el 0.7 elongadas; en cuanto al color 53 % verde oscuro, 31 % verde claro, 11 % negro y 5 % blanco.	Desde los 10 mm y 40 mm hasta los 15 cm	Tasmania, Australia	Los vidrios blancos contienen 92 % de SiO ₂ , y se forman por la fusión de la cuarcita. Los vidrios negros contienen como mínimo 76 % de SiO ₂ y se forman por fusión de esquisto. También contienen otros óxidos como son TiO ₂ , FeO, MgO, K ₂ O, etc.	816 ±7 ka	(Kieren T. Howard, 2009)
<u>Fulguritas</u>	Tubos de vidrio de costra vítrea o arenosa. Parecen vidrios opacos, presentan minerales submilimétricos	Diámetro de 2 cm a 5 cm	Portugal Estados Unidos	En una superficie de rocas máficas alcalinas SiO ₂ 68 % - 80 % TiO ₂ 0.02 % - 0.6 % Al ₂ O ₃ 6 % - 13 % Fe ₂ O ₃ 0.2 % - 4 % MnO 0.02 % - 0.1 % MgO 0.1 % - 3 % CaO 0.3 % - 0.6 % Na ₂ O 0.2 % - 1 % K ₂ O 0.7 % - 3 %		(Heide & Heide, 2011) (Pasek & Pasek, 2018)

<u>Esferas del cráter de Lonar</u>	Presentan desde formas aerodinámicas hasta esferas. Son generalmente opacas.	Clase I (milimétricas) Clase II (centímetros ~ 1 cm – 30 cm de diámetro)	India	SiO ₂ (~ 50 %) Al ₂ O ₃ (12 % - 13.5 %), CaO (8.5 % - 10.5 %), Na ₂ O (2.7 % - 2 %), TiO ₂ (2.7 %), presentan hematita de tamaño nanométrico	50 – 60 ka (edad del cráter)	(Dwijesh Ray, Upadhyay, Misra, Newsom, & Ghosh, 2017) (D. Ray & Misra, 2014)
<u>Tectitas</u>	Las hay transparentes de color verde o también marrón, color negro, formas aerodinámicas, de gota y muy irregulares, presentan ranuras y hoyos. Algunas contienen burbujas o vesículas	Su tamaño varía en centímetros	Hay cuatro campos en el planeta: Norte América, Europa, África y Australasia	En general presentan ~70 % de SiO ₂ , 0.5 % - 1 % de TiO ₂ , 8.9 % - 17.7 % de Al ₂ O ₃ , 3.5 % - 5.8 % de FeO y en menor cantidad MgO, CaO y Na ₂ O.	La edad va desde los 0.8 Ma – 28 Ma	(Kieren Torres Howard, 2011) (Rochette et al., 2018)
<u>Obsidiana</u>	Se observa en las obsidianas diferentes cristales granulares. La matriz vítrea es en su mayoría sin color, aunque cristales de magnetita, hematita o maghemita causan el color negro, marrón oscuro o rojizo.		Están distribuidos en los arcos de isla primitivos, márgenes continentales activos y arcos de isla desarrollados completamente.	0.3 % - 0.4 % de compuestos volátiles, presentan > 70 % de SiO ₂ . También son frecuentes feldespatos alcalinos, plagioclasa, biotita, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol y óxidos de Fe y Ti, H ₂ O <1 %	Cenozoica	(Heide & Heide, 2011)
<u>Perlita</u>	Presentan fisuras concéntricas "textura perlítica"	1mm - 10 mm	Los Alpes, Turquía y Armenia. Bulgaria, Hungría, Grecia	Na ₂ O/K ₂ O < 1 H ₂ O >2 %		(Heide & Heide, 2011)
<u>Taquilitas o vidrios basálticos</u>	La corteza basáltica contiene cristales de magnetita, algunas son de color marrón		Flujos volcánicos submarinos y en cenizas volcánicas	Composición de toleítica a fuertemente alcalina		(Heide & Heide, 2011)
<u>Buchitas</u>	Son en forma de gotas de vidrio individuales y presenta colores variables	1 cm – 2 cm	Depósitos de deslizamientos volcánicos	Fundido riolítico-traquítico. De 66 % a 75 % de SiO ₂ , de 4 % a 8.6 % de Al ₂ O ₃		(Legros, Cantagrel, & Devouard, 2000)

Características de los diferentes tipos de vidrios y microesferas

<u>Ópalos</u>	Contienen esferas de sílice de 150 – 450 nm de diámetro			Ópalo C con cristobalita. Ópalo CT con cristobalita y tridimita y ópalo A es amorfo. Los ópalos volcánicos contienen de 10 % a 20 % de H ₂ O, mientras que los sedimentarios de 6 % a 10 %.		(Heide & Heide, 2011)
<u>Pseudotaquilitas o friccionitas</u>	Rocas afaníticas negras	Varía de menos de 1 mm a más de 10 cm de ancho.	Escocia, Gales Inglaterra, Estados Unidos	Ferromagnesiana y muy poco silícica, también presentan Ti, también presentan biotita, plagioclasa e ilmenita.	56 – 62 Ma 65 – 87 Ma	(Pec, Stünitz, Heilbronner, Drury, & Capitani, 2012) (Wenk, Johnson, & Ratschbacher, 2000)
<u>Lunares</u>	Varían en texturas y morfologías (esféricas, vesiculares, viscosas, etc.)	64 µm – 210 µm Algunos de vidrios >1cm	Regolito lunar	SiO ₂ ~45 % TiO ₂ ~0.6 % Al ₂ O ₃ ~27.5 % FeO ~5.2 % MgO ~6.2 % CaO ~15.4 %		(Korotev, Zeigler, & Floss, 2010)
<u>Microtectitas</u>	Esféroides	Esferas de menos de 1 mm de diámetro	Sedimentos marinos de Australasia, Costa de Marfil, Norte América, recientemente en la Antártica Bélgica	Microtectitas de Australasia: SiO ₂ ~70 %, TiO ₂ ~0.8 %, Al ₂ O ₃ ~15 %, FeO ~5%.	Cenozoico 0.786 ± 0.013 Ma 368 ± 1 Ma (Devónico)	(Glass, Huber, & Koeberl, 2004). (Glass & Simonson, 2012) (Claeys & Casier, 1994).
<u>Esferas de clinopiroxeno</u>	Presentan una amplia variedad de texturas cristalinas. Pueden tener un color muy oscuro, que indica alto contenido de FeO y otros elementos en comparación con las de color más claro.	~ 1 mm	En sedimentos marinos profundos bajo la capa de microtectitas de Norte América	Alto contenido de FeO, Na ₂ O y TiO ₂ y baja cantidad de MgO.	Cenozoico	(Glass et al., 2004).
<u>Cósmicas en sedimentos terrestres</u>	Objetos esféricos o en forma de gota	25 µm a 2 mm	En cualquier parte de la Tierra	Contienen óxidos de Fe y Ni.		(Taylor & Brownlee, 1991).

Características de los diferentes tipos de vidrios y microesferas.

<u>Micrometeoritos</u>	Objetos esféricos de color negro	~0.1 mm de diámetro	Sedimentos, desiertos y glaciares			(Larsen, 2017)
<u>De ablación</u>	Es una masa erosionada de un micrometeorito					(Larsen, 2017)
<u>Cóndrulos</u>	Gotas ígneas	Van desde los μm a los mm	Meteoros primitivos		4.56 billones de años	(Larsen, 2017)
<u>Magnéticas de tipo I</u>			Zonas cercanas a industrias	FeO (magnetita y wustita)		(Larsen, 2017)
<u>De hierro masivas</u>	Son ligeramente elongadas algunas con caras poligonales, no hay signos de ablación	0.5 mm – 1.0 mm	Zonas cercanas a industrias	FeO		(Larsen, 2017)
<u>Terrones, perlas y núcleos</u>	Presentan forma esférica	Va desde los submicrones a mm		Ni, Cr y otro tipo de inclusiones metálicas		(Larsen, 2017)
<u>De vidrio no magnéticas</u>	Son esféricos y altamente vesiculados. Son transparentes		Zonas cercanas a industrias, herramientas eléctricas o de actividad humana	SiO ₂		(Larsen, 2017)
<u>Negras magnéticas</u>	Esferas perfectas hasta formas compuestas; Vidrios negros brillantes hasta gris mate		Áreas muy pobladas	Tienen aditivos esféricos como silicatos de aluminio o hierro		(Larsen, 2017)
<u>Rojas de escoria</u>	Su interior es negra opaca, vítrea y vesicular, el exterior es rojizo/marrón, a veces presentan protuberancias blancas	0.1 mm – 10.0 mm	Zonas industriales	FeO		(Larsen, 2017)

Características de los diferentes tipos de vidrios y microesferas.

3.17. Cráteres de Impacto

Todos los cuerpos del sistema solar con superficies sólidas presentan cráteres de impacto en mayor o menor cantidad. Esto hace al craterismo de impacto un proceso común a todos los cuerpos planetarios, razón por la cual, el estudio de su formación y morfología es importante para entender las historias geológicas de planetas y demás cuerpos sólidos del sistema solar. Los cráteres de impacto se originan por la colisión de un asteroide o núcleo cometario con las superficies planetarias a velocidades que van de varios kilómetros por segundo a decenas de kilómetros por segundo. (Howard, 2011).

Para entender el craterismo de impacto se han realizado experimentos, estudios in situ, y modelaciones numéricas del fenómeno para entender las características que los hacen únicos y las consecuencias de su formación.

3.17.1. Características de un cráter de impacto

Es muy útil encontrar un criterio que ayude a distinguir estructuras volcánicas de los cráteres de impacto meteorítico. Estos últimos se producen debido a un evento que ocurre sobre la corteza terrestre, aunque sus consecuencias podrían afectar a todo el planeta (dependiendo de la energía del objeto que impacta), mientras que los primeros son la manifestación de fuentes de energía en el interior de la Tierra. Ambos tipos de cráteres tienen una morfología circular, aunque existen otras características que los distinguen tales como los típicos bordes “volcados” en los cráteres de impacto, que no están presentes en cráteres volcánicos. Cuando el objeto que impacta lo hace a un ángulo menor de 30° , aproximadamente, el cráter adquiere forma elíptica. (Koeberl y Martínez-Ruiz, 2012).

Otro criterio para discernir si un cráter es volcánico o fue producido por impacto es la detección de ciertos isótopos. Algunas clases de meteoritos (y sus precursores asteroides o núcleos cometarios) muestran un enriquecimiento significativo en los elementos siderófilos, comparadas con las litologías de la corteza. Los primeros estudios de identificación de proyectiles que se llevaron a cabo en impactitas terrestres indicaron la presencia de elementos siderófilos como los metales del grupo del platino: rutenio (Ru), rodio (Rh), paladio (Pd), osmio (Os), iridio (Ir), platino (Pt) y níquel (Ni). Como resultado de ello, el análisis para el Ir llegó a ser una herramienta de predicción para reconocer la contribución extraterrestre (ETC, por sus siglas en inglés), en secuencias sedimentarias e impactitas. Desde 1980 y a raíz de la hipótesis del límite K-Pg, el término “anomalía positiva de Ir” es ampliamente utilizado en la literatura para designar la contribución meteorítica (Osinski y Pierazzo, 2013).

Durante los últimos 20 años, el rápido desarrollo de la espectrometría de masas de plasma inductivamente acoplado (ICP-MS) hizo posible la determinación simultánea de las concentraciones de los elementos altamente siderófilos y del oro (Au). Los materiales extraterrestres también difieren de los valores de la corteza terrestre en las proporciones de isótopos de elementos específicos. Con el desarrollo de la geología isotópica, la sepa-

ración cromatográfica de intercambio iónico, la espectroscopía de masas por ionización térmica (TIMS) y el ICP-MS multicolector (MC)-ICP-MS, ahora es posible detectar variaciones pequeñas de isótopos inducidas por el agregado ETC casi indiscernibles en impactitas (Osinski y Pierazzo, 2013).

Los isótopos de Os y Cr son utilizados comúnmente. Las relaciones isotópicas de $^{187}\text{Os}/^{180}\text{Os}$ son, con mucho, el método más sensible para detectar una contribución del proyectil en litologías terrestres. Sin embargo, ese método no distingue entre los diferentes tipos de meteoritos, las relaciones isotópicas de $^{53}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ y $^{54}\text{Cr}/^{52}\text{Cr}$ pueden discriminar, en casos favorables, entre diferentes tipos de condritas. Otros isótopos de los elementos como el tungsteno (W), plomo (Pb), neodimio (Nd) y estroncio (Sr) han sido propuestos como indicadores de impacto (Osinski y Pierazzo, 2013).

3.17.2. Tipos de cráteres de impacto

Los cráteres de impacto presentan distintas morfologías dependiendo de la energía cinética del cuerpo impactor, el tipo de rocas del blanco y el ángulo de impacto, entre otros factores. Los cráteres de impacto pueden ser de tres tipos: cráteres simples, cráteres complejos y cuencas multianillo. Los cráteres simples son cráteres “pequeños” en forma de cuenco o tazón. Como se mencionará más adelante, cuando se excava el cráter, la máxima cuenca excavada se conoce como cráter transitorio, a partir de ese momento, la cavidad recién formada sufrirá modificaciones. En el caso de los cráteres simples, su forma final es muy similar a la del cráter transitorio como se muestra en la Figura 3.5 (Melosh y Ivanov, 1999). En la Tierra, los cráteres simples tienen diámetros menores a 2 km o 4 km, dependiendo del tipo de roca de la superficie terrestre donde ocurrió el impacto. En otros cuerpos planetarios, los cráteres simples tienen tamaños menores a un tamaño umbral que depende de la atracción gravitacional del planeta o satélite. En la Luna, este tamaño umbral es de aproximadamente 15 km (Koeberl y Martinez-Ruiz, 2012).

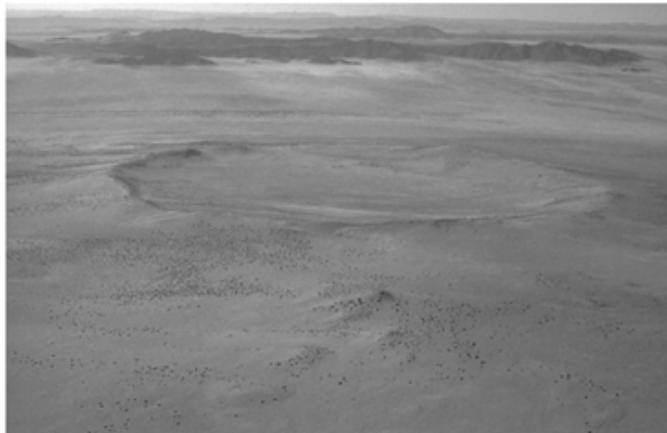


Figura 3.5: Un ejemplo de un cráter de impacto simple en la Tierra, el cráter Roter Kamm en Namibia (2.5 km en diámetro, de edad de 3.7 Ma) (Koeberl y Martinez-Ruiz, 2012).

3. ANTECEDENTES

Los cráteres complejos presentan diámetros mayores al valor umbral mencionado en el párrafo anterior. Se caracterizan por tener una estructura central que consiste en un pico o uno o más anillos de picos y de rocas expuestas provenientes de profundidades mayores a la profundidad del cráter transitorio (Montanari y Koeberl, 2006). En la Figura 3.6 se observa un cráter complejo ya erosionado (Koeberl y Martinez-Ruiz, 2003).

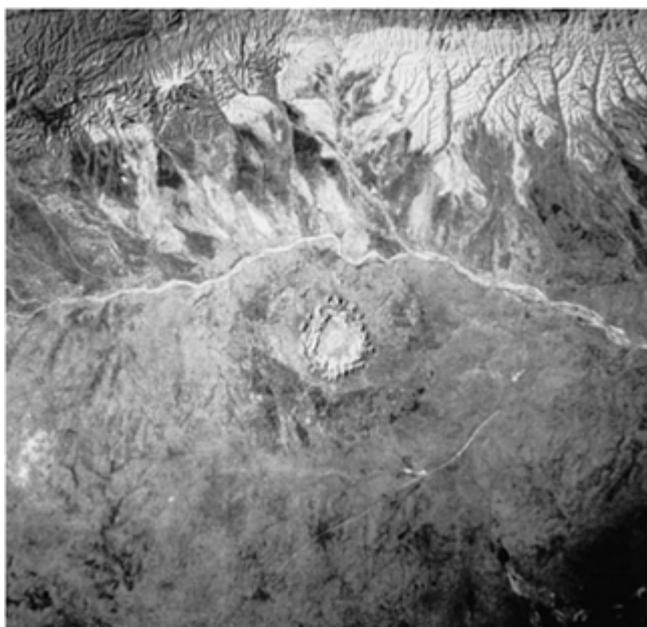


Figura 3.6: Una típica estructura de impacto erosionada sobre la Tierra. Esta estructura de impacto se encuentra en Australia central y tiene 143 Ma. El cráter originalmente tenía un diámetro de 25 km. La estructura circular al centro es el remanente erosionado de la elevación central y tiene 6 km de diámetro (Koeberl y Martinez-Ruiz, 2003).

Las cuencas multianillo representan los impactos más grandes y raros y, por lo mismo, son los menos entendidos (Potter, 2015), existen varias teorías para explicar su formación aunque no ha habido consenso.

El cráter Chicxulub (como se muestra en la Figura 3.7) se formó hace aproximadamente 66 Ma por el impacto de un asteroide al sureste del Golfo de México. De las tres cuencas multianillo que existen en el planeta éste es el mejor conservado en el registro terrestre. La estructura del cráter se caracteriza por un anillo concéntrico casi circular que marca la cuenca del cráter y un anillo central (Canales-Garcia *et al.*, 2018).

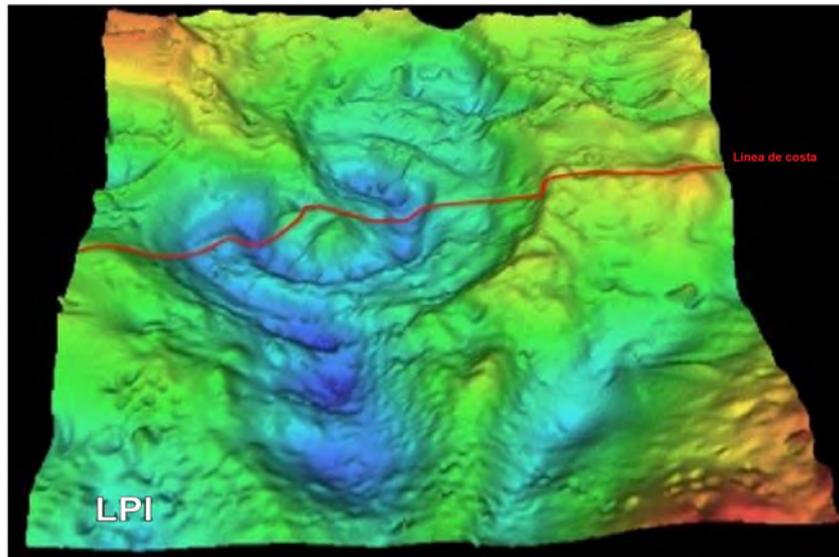


Figura 3.7: Cuenca multianillo Chicxulub (Canales-García *et al.*, 2018).

En la Tierra, debido a su alta actividad fluvial y la presencia de placas tectónicas, sólo se conocen aproximadamente 200 cráteres de impacto, de acuerdo con Osinski y Pierazzo (2013). Su detalle morfológico muestra algunas variaciones y depende de la densidad y disposición de los materiales de la superficie terrestre. El proceso de impacto puede ser descrito como un tipo de explosión, en la cual la energía cinética del proyectil se transfiere a la roca objetivo para crear un hoyo (el cráter) así como para aumentar la temperatura del material tanto del proyectil como del objetivo. En todos los casos de interés planetario, el cráter es aproximadamente diez veces mayor que el proyectil inicial (Melosh y Ivanov, 1999).

3.17.3. Etapas de formación de un cráter de impacto

Para su estudio, se ha dividido el proceso de formación de un cráter de impacto en tres etapas: (1) contacto y compresión, (2) excavación, y (3) modificación.

La primera etapa en el proceso de impacto, es cuando el proyectil, ya sea un asteroide, meteoróide o núcleo cometario choca contra la superficie del objetivo. En el momento en que este proyectil toca una superficie planetaria, se generan dos ondas de choque, una que se propaga hacia adentro del proyectil y la otra se propaga dentro del objetivo. Cuando la onda de choque pasa a través de la roca objetivo la comprime a muy altas presiones. Dependiendo del tamaño y velocidad del proyectil, la presión máxima de la onda de choque puede exceder los 100 GPa. La temperatura de la roca objetivo aumenta con el incremento de la presión debida al paso de la onda de choque.

3. ANTECEDENTES

Así, cerca del punto de impacto, donde la presión de la onda de choque es más alta, la roca objetivo puede ser evaporada. Más allá de la zona hemisférica, donde la presión de choque excede los 50 GPa, la temperatura es lo suficientemente alta para fundir la roca objetivo. En la zona circundante las rocas están sometidas a cambios irreversibles, es decir sufren metamorfismo de choque. Más lejos aún, en donde la presión cae entre aproximadamente 1 GPa y 5 GPa, la roca objetivo puede romperse en fragmentos. A distancias todavía mayores, la presión cae por debajo de los 1 GPa – 2GPa. A esta distancia, la velocidad de la onda desciende a la velocidad del sonido en la roca objetivo y la onda de choque se transforma en onda elástica o sísmica. Esa transición ocurre a una distancia cercana de donde se formará el borde del cráter (Glass y Simonson, 2012).

A medida que la onda de choque se mueve a través de la roca objetivo, no solo la comprime y la funde, sino que pone a la roca objetivo en movimiento radial. El final de esta etapa se da cuando el proyectil se destruye (Glass y Simonson, 2012).

La onda de choque generada durante la etapa anterior fragmenta y moviliza el material del blanco expulsándolo y cavando una cuenca. A esta etapa se le conoce como etapa de excavación. Durante ésta, el material que está siendo excavado se deposita en los alrededores del cráter formando una capa de eyecta. Mientras este material es transportado en el aire, la combinación de todos esos fragmentos forman lo que se conoce como la cortina de eyecta. (Osinski y Pierazzo, 2013) Capítulo 1.

Una porción del material fundido y la roca del blanco permanecen en la cavidad transitoria; este es el origen de las impactitas (Osinski y Pierazzo, 2013). La excavación produce una depresión en forma de cuenco referida como cráter transitorio. El diámetro del cráter resultante es generalmente de aproximadamente 20 veces a 30 veces más grande que el diámetro del proyectil. El tamaño del cráter actual y su morfología dependen del tamaño, velocidad y naturaleza del proyectil, el ángulo de impacto, y la naturaleza de la roca, así como de la aceleración gravitacional del planeta o satélite (Glass y Simonson, 2012).

La etapa de modificación puede empezar antes de que se forme el cráter transitorio. Ésta, en primera instancia, consta de una serie de ajustes isostáticos, derrumbes de las paredes del cráter y caída de fragmentos excavados, entre otras cosas. A la larga, la modificación incluye intemperismo, erosión, tectónica de placas y cualquier otro proceso que termine “borrando” al cráter. En la Figura 3.8 se observan las etapas de formación.

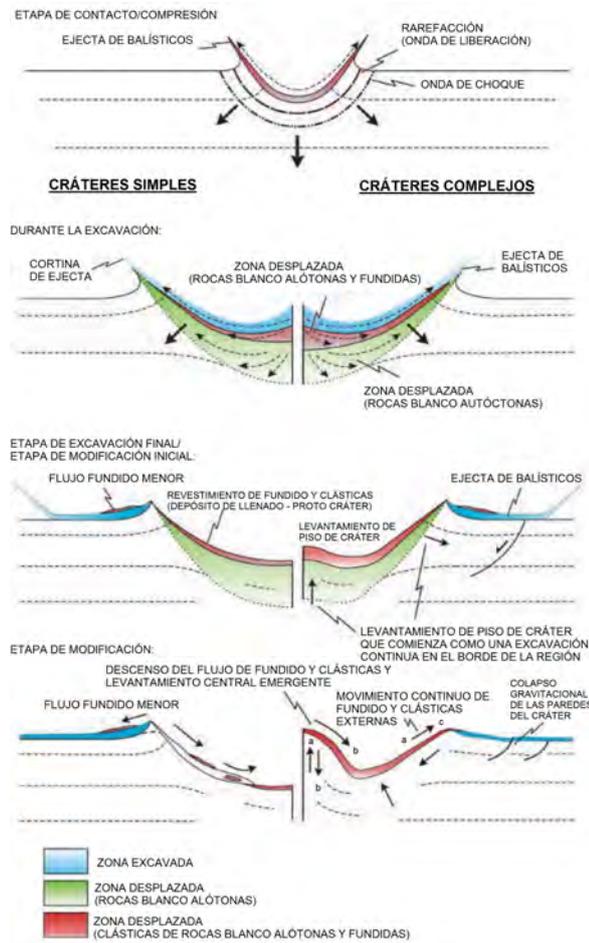


Figura 3.8: Etapas de formación de un cráter de impacto (Osinski y Pierazzo, 2013) Capítulo 1.

Ya se ha mencionado anteriormente que son diversos los objetos que se pueden formar cuando ocurre la excavación de un cráter de impacto como son, de manera particular, las tectitas y las microtectitas. En la Figura 3.9 se observa un mapa en donde existen algunos de los cráteres de impacto más importantes en el mundo. Con base en ésto, se describen a continuación los diferentes cráteres de impacto que se han asociado a la formación de tectitas y microtectitas.

3. ANTECEDENTES

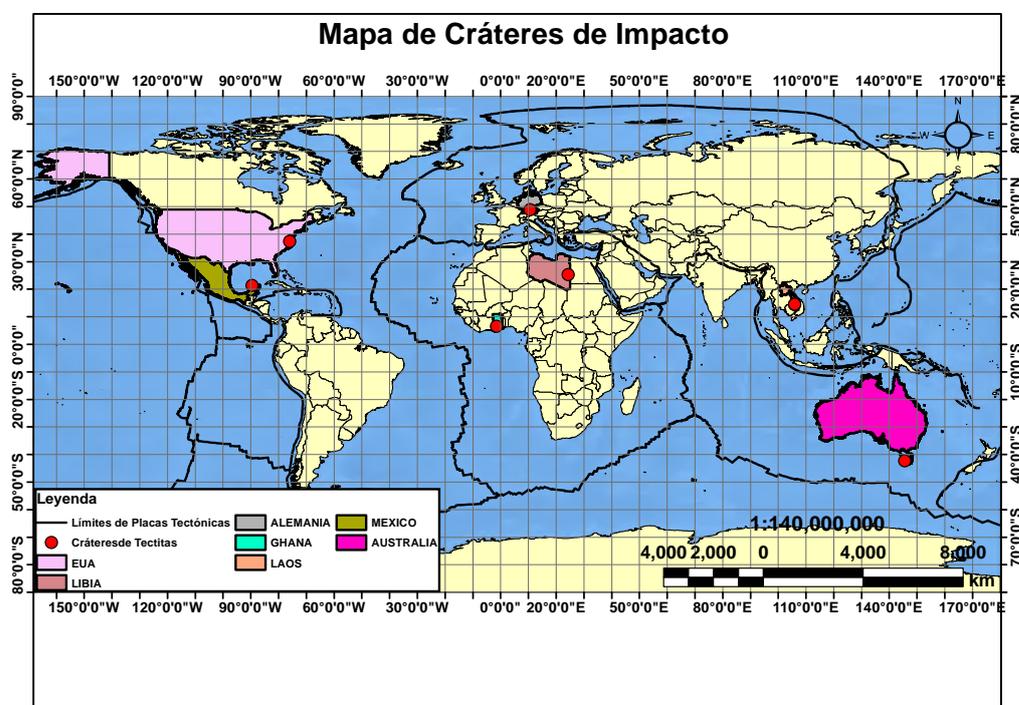


Figura 3.9: Ubicación de los cráteres de impacto que han producido muestras de impactitas.

3.18. Formación de las Tectitas y Vidrios de Impacto

Modelados numéricos de la formación y distribución de las tectitas sugieren que éstas son producidas por impactos a alta velocidad (> 15 km/s) y con ángulos de impacto de entre 30° y 50° en rocas ricas en sílice. Mientras que las tectitas están formadas principalmente por el material fundido eyectado por el impacto, las microtectitas también comprenden la condensación en la atmósfera superior del material objetivo enfriado y evaporado. Las esférulas son típicamente pequeñas, miden milímetros y ocurren comúnmente en capas delgadas y discretas, aunque se han documentado capas de algunos metros de espesor (Osinski y Pierazzo, 2013).

El mecanismo para la formación de las tectitas muestra una columna de la roca objetivo fundida y evaporada, así como el material del proyectil expulsado del sitio de impacto durante el primer estado de excavación del cráter transitorio. Ese nuevo material formado se encuentra a muy alta presión y se eyecta en una poderosa “ola” la cual va a empujar a la atmósfera circundante en su trayectoria y esto a su vez permitirá que el material eyectado y fundido que fue expulsado a su vez siga largas trayectorias balísticas (Howard, 2011).

En largas trayectorias dicha “columna” puede atravesar la atmósfera y expandirse

hacia el espacio (proceso llamado soplado atmosférico). Este es el mecanismo citado para la dispersión a distancias extremas de las tectitas desde la el cráter. Es considerado que los vidrios de impacto se forman casi de la misma manera, sin embargo, éstos no son sometidos a un transporte prolongado desde el cráter. En la Figura 3.10 podemos ver una simulación de la formación de un campo de tectitas, las partículas fundidas precursoras de las tectitas se muestran en amarillo, la eyección no fundida en verde y el proyectil fundido en azul. Esto implica una interacción significativa del material con la atmósfera, el cual rápidamente se enfría. En impactos muy grandes esa columna de material fundido puede expandirse más allá de la atmósfera y llegar hacia el espacio en un proceso conocido como “expulsión atmosférica” y se sugiere que éste es un mecanismo para dispersar tectitas a distancias extremas a partir de su cráter (Howard, 2011).

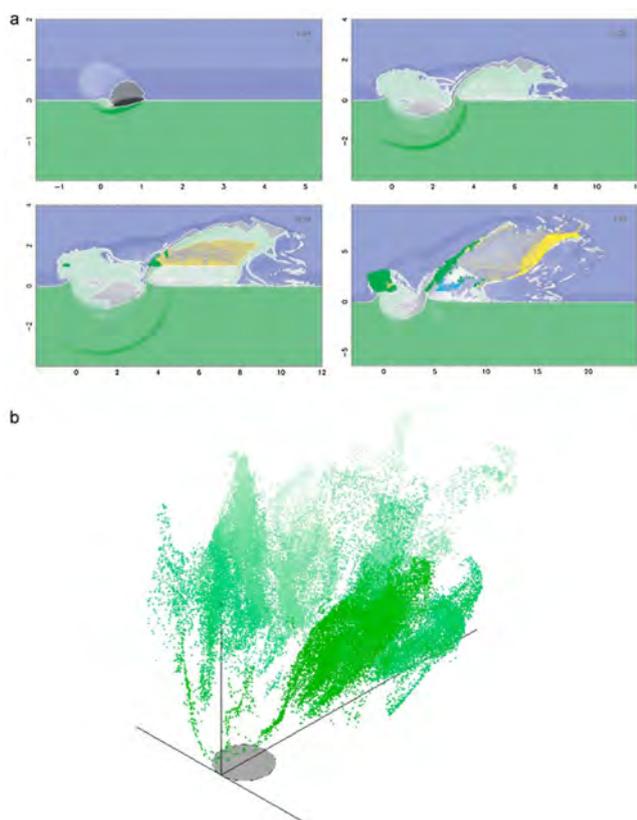


Figura 3.10: Simulación del campo de tectitas ubicado en el oeste de África. Las condiciones son para un proyectil con un ángulo de impacto de 30° y 1 km de diámetro a 20 km/s. (a) muestra los primeros 2 segundos desde el impacto. El impacto del proyectil inicia la fusión y la deformación en la roca objetivo que es rápidamente eyectada de lo que será el cráter. Las partículas derretidas se muestran en amarillo y son las precursoras de las tectitas, el material que no se funde está en verde y el proyectil fundido en color azul. (b) muestra los fundidos que darán origen a las tectitas (Howard, 2011).

3.18.1. Campo de Norteamérica

En la década de 1930 el campo de Norteamérica fue el último campo de tectitas reconocido. Los nombres de las tectitas encontradas en este sitio, se pusieron de acuerdo con el lugar donde se encontraron y son las Bediasitas y las Georgiaitas. Las primeras son generalmente vidrios negros con huecos redondeados; las características superficiales son atribuidas a la corrosión por agua ácida encerrada en los sedimentos, esto contribuye a degradar la forma por la fractura que puede haber en el vidrio, contienen burbujas y lechatelierita. Las bediasitas también presentan diferentes formas como esferas, discos, gotas en forma de lágrimas y pera (McCall, 2001). Las bediasitas tienen 78 % de sílice y las georgiaitas tienen mayor contenido de este compuesto. Su contenido de agua es muy poco, se han registrado valores de 0.002 % - 0.005 % y 0.007 % - 0.030 % respectivamente (McCall, 2001).

La edad que ha sido reportada (35 Ma) es equivalente al Eoceno tardío. La mayoría de las tectitas que se han encontrado dentro de este campo han sido bediasitas. Es el campo de tectitas más antiguo y de acuerdo con su extensión es superado sólo por el campo de Australasia (McCall, 2001).

Cráter “Chesapeake Bay”

Este cráter tiene 85 km de diámetro y es el único entre los cráteres de impacto subaéreo y submarinos del planeta con las siguientes características: (1) se localiza en un margen continental pasivo que no sufrió los tipos de alteraciones o distorsiones tectónicas u orogénicas típicas de muchos de los grandes cráteres terrestres; (2) su ubicación original, en una plataforma continental relativamente profunda, permitió que la deposición marina se reanudara inmediatamente después del impacto, por lo que lo enterró rápido y completamente, evitando así la erosión excepto en los márgenes distales; (3) la parte superior del cuerpo de brecha dentro del cráter se derivó de la recuperación de las olas de tsunami generadas por el impacto; (4) el mismo cuerpo de brecha abarca un gran volumen de salmuera generada por el impacto; (5) más estructuras pequeñas que parecen ser cráteres secundarios, están presentes a unas pocas decenas de kilómetros del cráter primario, un fenómeno que en sí mismo diferencia a este cráter de todos los demás cráteres de impacto conocidos en la Tierra y (6) el cráter subyace en un corredor urbano densamente poblado, cuyos dos millones de ciudadanos todavía están afectados por fenómenos relacionados con el cráter, 36 Ma después del impacto (Poag *et al.*, 2012). En la Figura 3.11 podemos ver la imagen satelital de este cráter.

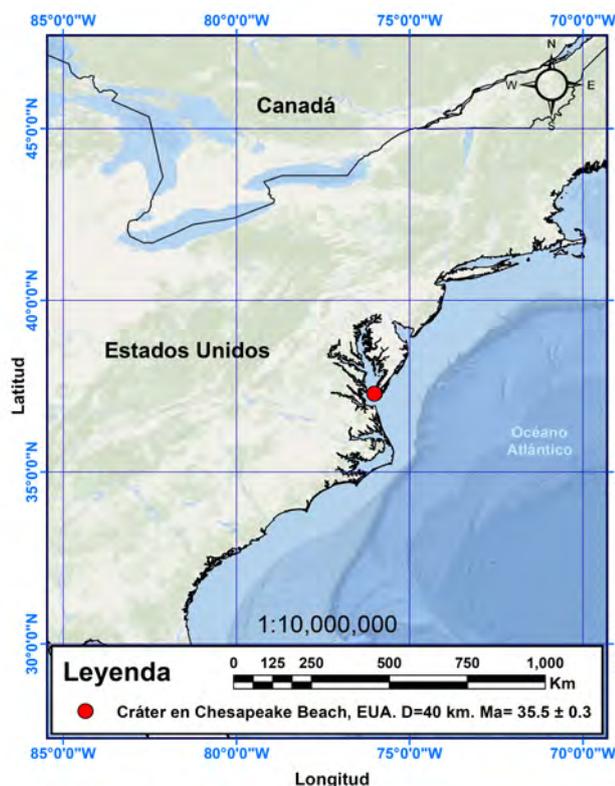


Figura 3.11: Campo de tectitas de América del Norte. Se observa la ubicación de la zona de impacto del cráter Chesapeake Bay.

3.18.2. Campo de Costa de Marfil

Las primeras tectitas que se localizaron fueron las que se encuentran cerca del pueblo de Ouellé en Costa de Marfil y fue en el año de 1936. Están en depósitos aluviales superficiales sobre rocas del precámbrico. Tienen características físicas similares a las mencionadas anteriormente para las del campo de Norte América, tanto en el color como en la morfología y no tienen formas secundarias de ablación. En promedio son las que contienen menor sílice de las tectitas conocidas. En cuanto a la abundancia de agua contienen aproximadamente 0.002 a 0.003 % en peso (McCall, 2001). En la Figura 3.12 podemos ver la imagen satelital de la ubicación de este cráter.

Estudios isotópicos de K-Ar y Ar-Ar dan una edad radiométrica de 1 Ma, durante la época geológica del Pleistoceno. Se han encontrado menos de 200 tectitas en Costa de Marfil (McCall, 2001).

3. ANTECEDENTES



Figura 3.12: Campo de tectitas de África, se observa la ubicación de la zona de impacto del cráter Bosumtwi en Ghana.

Cráter Bosumtwi en Ghana

El cráter Lago Bosumtwi es una característica especial del paisaje africano cercano a la costa. Éste es un cráter de impacto inusual por varios motivos: es un lago, se encuentra escondido en una selva, su borde está bien conservado y bien definido y está asociado a uno de los campos de tectitas en el mundo. Una vez formado se llenó de agua de lluvia lo que provocó el desarrollo de un lago que depositó los sedimentos en el fondo del mismo. El lago tiene un máximo de profundidad de 80 metros. Hay coesita, al igual que níquel. El contenido de hierro de las tectitas lleva a la conclusión de que el asteroide que impactó el lugar fue de hierro, de aproximadamente 300 metros de diámetro y con un peso de millones de toneladas (Hodge, 1994).

Se sitúa en la región de Ashanti y es uno de los más jóvenes y mejor preservados de los cráteres de impacto terrestres; tiene un diámetro de 10.5 km y una edad de 1.07 Ma (Wulf *et al.*, 2019). Está asociado con las tectitas encontradas en Costa de Marfil, localizadas a 350 km al oeste. Después de que se formó, las paredes de su borde se cayeron y formaron unas terrazas colapsadas que ahora están cubiertas de bosques y vegetación. En la Figura 3.12 se observa la imagen de lo que es el cráter y el área que

abarca (Wulf *et al.*, 2019).

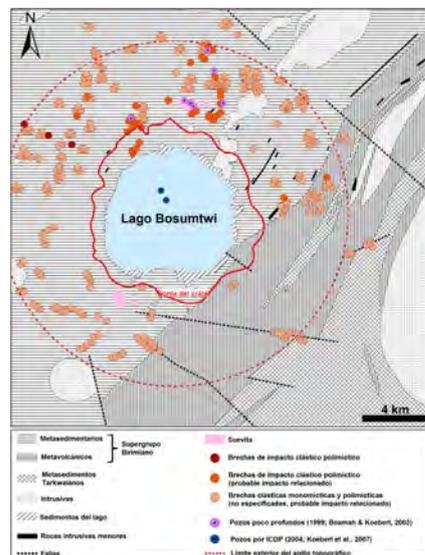


Figura 3.13: Mapa geológico simplificado del área circundante de la estructura de impacto Bosumtwi mostrando la procedencia de las rocas y la distribución de las brechas Wulf *et al.* (2019).

3.18.3. Campo de Australasia

Es el más grande, se extiende desde una pequeña parte del sur de China, incluyendo la Isla Hainan a través de Laos, Vietnam, Camboya, Tailandia, Malasia, Filipinas, Brunei y Norte de Borneo, Indonesia (Isla Belitung, Kalimantan, Java y Flores), hasta Australia (más al sur de Tasmania). Las tectitas de Australia son llamadas australitas; las tectitas de Asia son conocidas como indochinitas, tailanditas, malaysianitas, filipinitas, rizalitas, billitonitas y javanitas (McCall, 2001).

El campo de tectitas de Australasia es excepcional, no solo por ser el más grande y más reciente, sino que también es el único sin una fuente identificada (cráter de impacto). Sin embargo, se han propuesto diferentes hipótesis para explicar la distribución y el origen de sus enigmáticos vidrios. Dicho campo de tectitas cubre aproximadamente el 10% de la superficie de la Tierra, se extiende ligeramente hacia el norte, pero principalmente hacia el sur de la península de Indochina (Goderis *et al.*, 2017).

Actualmente parece haberse identificado un cráter que no es visible porque está cubierto por rocas volcánicas. Otros vidrios de impacto que se formaron hace aproximadamente 0.8 Ma no parecen ser parte del campo de Australasia incluyendo el vidrio de Darwin de Tasmania así como las tectitas encontradas en Canadá y en Belice (Goderis *et al.*, 2017).

Cráter asociado

Actualmente se tienen ciertas hipótesis sobre la existencia de alguna ubicación del

3. ANTECEDENTES

cráter asociado al origen de estas tectitas, se basan en datos isotópicos. Se podría encontrar cerca o dentro del desierto de Badain Jaran y Tengger. El 68 % de su área está cubierta por megadunas de más de 100 metros de altura. En la Figura 3.14 se muestran los cráteres que se piensa, están relacionados con las tectitas en el área de Australasia.

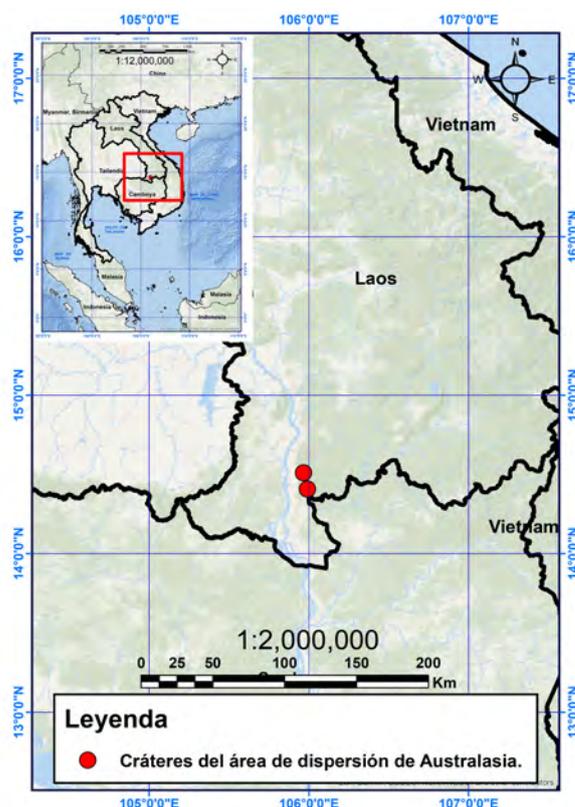


Figura 3.14: Campo de Australasia. Ubicación de los cráteres hipotéticos en Laos que se muestran en el artículo mencionado anteriormente.

En la zona árida, con alto viento, erosión y transporte de sedimentos en la superficie, el borde de un cráter con un diámetro de varios kilómetros podría ser difícil de identificar sin investigación geofísica detallada. Las megadunas más grandes de la Tierra, en el desierto Badain Jaran, podrían proporcionar un lugar perfecto para dicho cráter, mientras que las características misteriosas, incluyendo la formación y la permanencia de megadunas y lagos en el desierto, podrían ser atribuidos a eventos postimpacto (Mizera *et al.*, 2016).

Las variaciones en la forma de las tectitas, su mineralogía y composiciones de elementos mayores y volátiles indican una fuente en Indochina central, pero no se ha encontrado el cráter esperado (≥ 30 km de diámetro). En el suroeste de las Montañas Annamita hay dos cráteres elípticos: Champasak A (de aprox. 3 km por 1.6 km) y

Champasak B (de aprox. 1.1 km por 0.7 km), los dos cráteres cortan los lineamientos estructurales regionales y exhiben algunas pendientes en el área, indicando su edad relativamente joven (Hildebrand, 2018).

Australitas

Han sido conocidas desde que Charles Darwin describió una, aunque fueron conocidas desde antes por los aborígenes quienes producían artefactos con ellas. Son particularmente comunes en el Oeste de Australia donde se encuentran por miles. También son vidrios negros con brillo vítreo, el promedio de peso es de 437 gramos y medidas de 84x7.2x54.5 milímetros; presentan una gran variedad de formas. Este tipo de tectitas en particular, presentan evidencia de modificación en su forma por ablación secundaria, pero las australitas que no presentan huella de ablación secundaria, tienen la forma de salpicadura (McCall, 2001).

En cuanto al contenido de agua en éstas Barnes y Barnes (1979) dan un rango de 0.005 % - 0.007 % en peso. Las australitas presentan una edad radiométrica de 0.77 Ma - 0.78 Ma y se encuentran principalmente en sedimentos del Pleistoceno.

Tectitas del Sureste de Asia

El primer registro de tectitas en ese lugar fue en Pleihari, al Sur de Borneo (ahora Kalimantan), por Muller en 1836. Después se encontraron en Indonesia, Java Central y la Isla de Billiton (Belitung), por lo que se acuñaron ambos nombres javanita y billitonita. El nombre de indochinitas se utilizó para todas las tectitas de Indo-China, Tailandia y de la Península de Malay, también se utilizan los nombres de thailandita y malaysianita (McCall, 2001).

Beyer reportó en 1955 tectitas encontradas en 1926 en Filipinas, de un sitio arqueológico en la Provincia Rizal en la Isla Luzon, al norte de Manila, por lo que se acuñó el nombre de rizalita, sin embargo, actualmente todas las tectitas de Filipinas se conocen como filipinitas. En general, todas estas tectitas tienen forma de salpicadura. Las tectitas del tipo Muong Non se encuentran al Sur de China, al norte de Tailandia, Laos, Camboya y al Sur de Vietnam (McCall, 2001).

El contenido de agua de las tectitas del Sureste de Asia es muy poco, pero es un poco más alto que las de las otras tectitas. Se ha registrado lo siguiente: Indochinita, 0.007 % - 0.01 % en peso; billitonita, 0.004 % en peso; javanita 0.002 % en peso; filipinitas 0.002 % - 0.014 % en peso. De acuerdo con Beran Koeberl (1997), las indochinitas del tipo Muong Non tienen más altos contenidos de agua que las de forma de salpicadura y presentan un contenido aproximado de 0.009 % a 0.030 % en peso (McCall, 2001).

Presentan edades radiométricas por K-Ar, Ar-Ar de 0.77 Ma - 0.78 Ma, la misma edad que las tectitas de Australia. Ambas son ampliamente aceptadas en cuanto a que forman parte del inmenso campo que cubre una décima parte del globo terrestre. Se han encontrado muy pocas tectitas en este campo con formas ablacionadas secundarias (McCall, 2001).

Tectitas del Océano Índico Central

La única tectita descubierta en medio del Océano Índico es una esfera ablacionada, como describió Glass et al. (1996), esta muestra se recogió fuera de los límites de la región Australiana o los límites del Sureste de Asia, pero debe pertenecer al mismo

campo inmenso. Fue la primera tectita recogida de una cuenca oceánica profunda. Solo tiene 16 μm de diámetro y es la tectita mejor preservada, más que las terrestres (McCall, 2001).

3.18.4. Campo de Europa Central

El nombre de Moldavita ha sido utilizado ampliamente para las tectitas encontradas en el campo de Europa Central por su conexión con el río Moldau. Más tarde se encontraron otros dos grupos geográficos (Checoslovaquia, en Bohemia y Moravia) también se han encontrado tectitas en Austria y Alemania, cerca de Dresden y Kottbus. La máxima dimensión de este campo es de 1000 kilómetros (McCall, 2001), pero la distancia recorrida por las moldavitas desde el centro del cráter de Ries no excede de unos 420 kilómetros (Skala *et al.*, 2016).

Dentro de sus características físicas están el tener un brillo vítreo y que son generalmente verdes y transparentes. Su superficie está sorprendentemente esculpida por pozos circulares y elípticos, lo cual se atribuye a una modificación terciaria generalmente por agua y ácidos en los sedimentos. Las moldavitas también contienen burbujas y están compuestas por vidrio muy silíceo y lechatelierita, una forma amorfa de la sílice. Presentan formas aplastadas, formas de salpicadura que van desde ovoides hasta gotas en forma de pera y barras, también se ha reportado algunas muy irregulares (McCall, 2001).

Son las más silíceas de todas las tectitas. Las moldavitas de Radomilice, al Sur de Bohemia, tienen el contenido de este compuesto más elevado que cualquier otra moldavita y son de color verde. Los estudios isotópicos basados en K-Ar y Ar-Ar dan una edad radiométrica de 14.7 (± 0.6) Ma. La edad de las moldavitas fue posteriormente ajustada a 15.1 (± 0.1) Ma (McCall, 2001).

Basándose en simulaciones experimentales del impacto, se ha sugerido que las moldavitas autóctonas podrían encontrarse hasta 500 km del cráter. Así, se han encontrado nuevas moldavitas en la parte suroeste de Polonia, se encuentran en la arena y grava de Pannonia las cuales, todas juntas, originan la Formación Gozdnicka del Mioceno Tardío (Brachaniec *et al.*, 2014).

Cráter de Ries Nördlinger

La fuente de la estructura de impacto de las moldavitas es el cráter Ries Nördlinger en el sureste de Alemania. El cráter mide 24 km de diámetro y tiene una edad de 14.74 Ma \pm 0.20 Ma, éste junto con el cráter Steinheim situado a 24 km al oeste del otro, se formaron probablemente como resultado de la caída de un asteroide binario. En la Figura 3.15 se observa la ubicación del cráter, que corresponde a las tectitas encontradas en Europa central.



Figura 3.15: Campo de Europa Central. Ubicación del cráter Ries en Alemania.
nombre de referencia

3.18.5. Nuevos Campos de Tectitas

En los últimos años se han encontrado nuevos campos de tectitas en América Central, América del Sur y Europa. Primero se encontraron unas 40 tectitas en Belice, posiblemente contemporáneas con el campo de Australasia (Skala *et al.*, 2016). Después, en 2006, se publicó la existencia de un posible cráter en Pantasma, en el Noreste de Nicaragua y en 2009 se declaró a dicho cráter como un cráter de impacto, tiene más de 14 km de diámetro. Está aproximadamente a 540 km del centro del área de tectitas en Belice. El cráter de Pantasma tiene características tanto del cráter del lago de Bosumtwi como el de Ries. Se considera que dicho campo cubre algunas partes de Guatemala, Belice, Honduras, Nicaragua y posiblemente parte del sureste de México.

También, en América del Sur, específicamente en Uruguay, se encontraron algunas tectitas, la mayoría de las cuales fueron descubiertas por L. Ferrière durante su trabajo de campo en diciembre de 2016. A éstas se les conoce como “uruguaitas”. En la Figura 3.16 se señalan en un mapa los países en donde se piensa hay tectitas. Sin embargo, de acuerdo con los análisis geoquímicos realizados, se ha encontrado que éstas presentan

3. ANTECEDENTES

distinta composición con respecto a las demás tectitas de otros campos conocidos, ya que de acuerdo con sus composiciones isotópicas se intuye que pudieron haberse formado de granito o sedimento con alto contenido en la relación de Rb/Sr (Ferriere *et al.*, 2017). Algunas han sido nombradas urengoitas (Bland *et al.*, 2002).

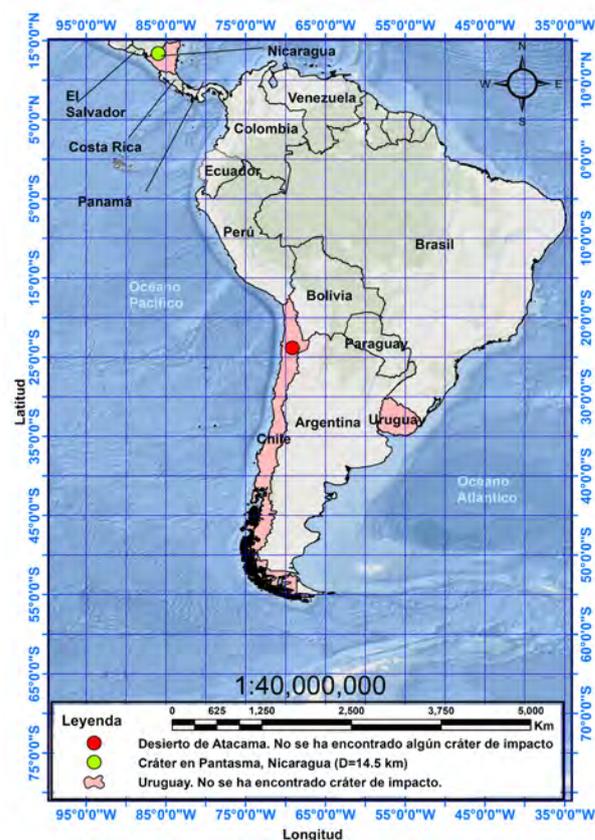


Figura 3.16: Lugares del continente americano en donde se han encontrado vidrios que se piensa son tectitas, en algunos casos hay un cráter de impacto asociado y en otros no.

En Europa, específicamente al oeste de Siberia, se encuentran las urengoitas, que presentan una edad de aproximadamente 23 Ma, pero no hay un cráter de impacto asociado a su formación (Montanari y Koeberl, 2006).

En años recientes, se han reportado varios casos de vidrios naturales no confirmados o sospechosos de ser de origen de impacto, sin embargo, no se ha reconocido ningún cráter. Algunos de estos tipos de vidrios son bien conocidos y ampliamente aceptados de origen de impacto, por ejemplo, el vidrio del Desierto de Libia, el vidrio de Darwin, el vidrio Ural del Sur y el vidrio Dakhleh, otros casos llegan a ser más enigmáticos. Algunos de éstos han llegado a interpretarse como tectitas (Osinski y Pierazzo, 2013).

Un mecanismo alternativo para la formación de dichos vidrios es el calentamiento provocado por eventos de explosión en el aire. Wasson (2003) propuso que el vidrio del desierto de Libia y las tectitas Muong Nong del sureste de Asia se pudieron formar por

ese tipo de eventos. Recientes modelos numéricos sugieren que cantidades sustanciales de vidrio pueden, en efecto, formarse por calor radiativo/convectivo de la superficie durante explosiones de baja altitud en el aire mayores de 100 Mt. Este modelo sugiere que, durante dicho evento el proyectil de alta temperatura desciende hacia la superficie y transfiere su energía cinética y energía interna hacia la atmósfera. En la Figura 3.17 se presenta lo que sería el cráter que originó al vidrio del Desierto de Libia. El proyectil hará contacto con la superficie de la Tierra y expandirá radialmente hacia afuera en forma de una bola de fuego con temperaturas que exceden las temperaturas de fusión de la mayoría de los minerales que forman la roca (Osinski y Pierazzo, 2013).

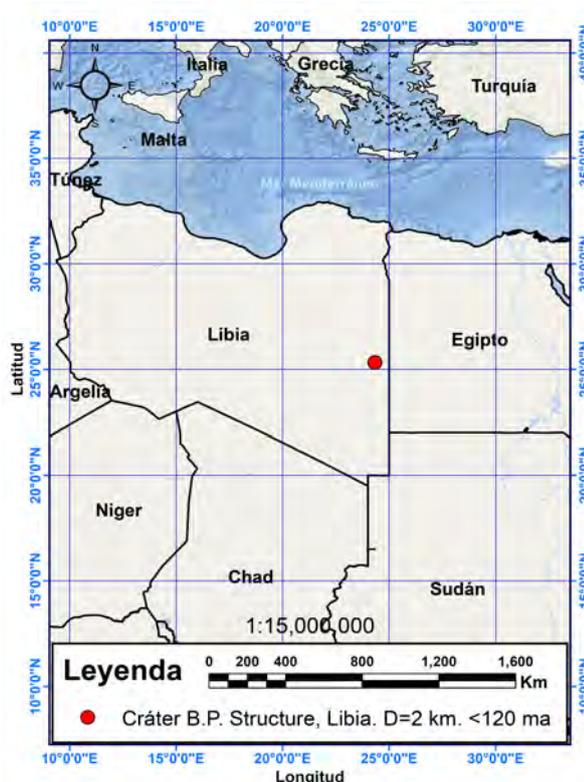


Figura 3.17: Ubicación de la estructura B. P. que correspondería al cráter que originó al vidrio del desierto de Libia.

El modelo predice lo siguiente:

- 1) La formación del vidrio derivado de los materiales de la superficie
- 2) Distribución del vidrio sobre un intervalo de área grande
- 3) La ausencia de un cráter de impacto de alta velocidad
- 4) Evidencia de fundido estancado

El vidrio de Dakhleh y las tectitas Muong Nong muestran esas características y la mejor explicación de su origen es la fusión de los materiales de la superficie durante un

3. ANTECEDENTES

gran evento de explosión en el aire (Osinski y Pierazzo, 2013).

Recientemente (2018) se reportó el descubrimiento de un nuevo cráter de impacto complejo debajo del glaciar Hiawatha al noroeste de Groenlandia de aproximadamente $31.1 \text{ km} \pm 0.3 \text{ km}$ de ancho con una profundidad de $320 \text{ m} \pm 70 \text{ m}$; en el centro de la estructura, hay una elevación de 50 m sobre la topografía circundante la cual parece estar erosionándose y presenta 8 km de ancho. Este cráter es potencialmente una de las 25 estructuras de impacto mayores en la Tierra y es el único de este tamaño que tiene una parte significativa de su expresión topográfica de su superficie original (Kjær *et al.*, 2018).

En algunas muestras colectadas se encontraron granos de cuarzo angular que muestran características de deformación planar (PDFs), unos cuantos únicamente presentan inclusiones fluidas y dichos vidrios presentan diferentes colores; esos granos vítreos se interpretan como derivados del impacto de los granos individuales de biotita, granate y feldespatos de la roca madre metasedimentaria. Lo que se observó fue lo siguiente: es probable que los granos de cuarzo con múltiples orientaciones (PDF) se originen de un gran cráter de impacto aguas arriba del sitio de muestreo; las partículas vítreas microbrechadas, materiales carbonosos asociados con las microbrechas y los granos que probablemente se expulsan y que requieren un ambiente superficial que se enfríe rápidamente puede únicamente derivarse de un cráter intacto o un cráter de gran impacto y las anomalías en los elementos del grupo del platino (PGE) sugieren que estos metales derivaron de un asteroide de hierro altamente fraccionado (Kjær *et al.*, 2018).

Sin embargo, además de este cráter en la isla enterrado a 2 km en el hielo, los investigadores creen haber encontrado un segundo cráter de impacto enorme escondido en una esquina al noroeste de dicha isla; se encontró un patrón circular a 183 km al sureste del cráter de Hiawatha, el nuevo cráter se cree que aparte de ser más grande tiene más edad; no es tan inusual estadísticamente hablando, que dos meteoritos distintos aterricen tan cerca uno de otro. Quizá estos cráteres sean los que generaron las microesferas del Younger Dryas (MacGregor *et al.*, 2019).

Capítulo 4

Metodología Experimental

En este capítulo se presenta la metodología empleada para elaborar este trabajo y alcanzar los objetivos planteados:

Las tectitas fueron adquiridas y las obsidianas ya se tenían de otro proyecto.

Las fulguritas (fulgurita del Sahara y fulgurita de Zacatecas) fueron adquiridas por la Dra. Adela Margarita Reyes Salas del Departamento de Procesos Litosféricos del Instituto de Geología, UNAM.

Las muestras de los vidrios se colocaron en resina y se pulieron con pasta de diamante (pulido calidad espejo) para poder analizarlas con las diferentes técnicas, en la Figura 4.1 se observan las muestras descritas.



Figura 4.1: Fotografía de las muestras de vidrio que se estudian en este trabajo. La primera imagen del lado izquierdo muestra a las tectitas (verde (moldavita), marrón (indochinita)) y vidrio (el transparente del desierto de Libia)). La figura de en medio muestra las obsidianas y la figura de la derecha muestra las fulguritas (la más pequeña es la fulgurita del Sahara y la otra es la fulgurita de Zacatecas).

Como ya se mencionó, se intentó encontrar microesferas en muestras naturales que pueden contener micrometeoritos recientes, para ver en forma práctica cuál es la probabilidad de su hallazgo. El primer sedimento utilizado se obtuvo de una sucesión de sedimentos ubicados en la Cuenca de Santiaguillo (en el noreste de México), los cuales se colectaron hasta una profundidad de 300 cm. La cronología del sedimento está basada en edades de ^{14}C de la materia orgánica presente en la mayor parte del sedi-

4. METODOLOGÍA EXPERIMENTAL

mento, colectado a profundidades de 49 cm, 73 cm, 111 cm, 167 cm, 205 cm y 279 cm (Roy *et al.*, 2015). Las muestras las proporcionó el Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy del Departamento de Dinámica Terrestre Superficial del Instituto de Geología, UNAM.

El sedimento consiste de arena limosa, limo, arcilla limosa y arcilla. El modelo de edad/profundidad se generó utilizando la versión 4.2 de OxCal. Se eligió trabajar con este afloramiento ya que no parece presentar ningún hiatus (ausencia de materiales por no sedimentación o erosión). El basalto presente al sureste de la Cuenca tiene Ti y Al en concentraciones de 1.8 % – 2.3 % y 3.9 % - 4.3 %, respectivamente. La riolita presente en el este y oeste de la cuenca tiene concentraciones de Si de 34 % - 37 %. Los sedimentos lacustres tienen concentraciones de Si de 21 % - 31 %, concentraciones de Al de 2.5 % - 4.1 % y concentraciones de Ti de 0.10 % - 0.25 % (Roy *et al.*, 2015). En la Figura 4.2 se observa el mapa del sitio en donde se tomaron las muestras del sedimento que se utilizó.

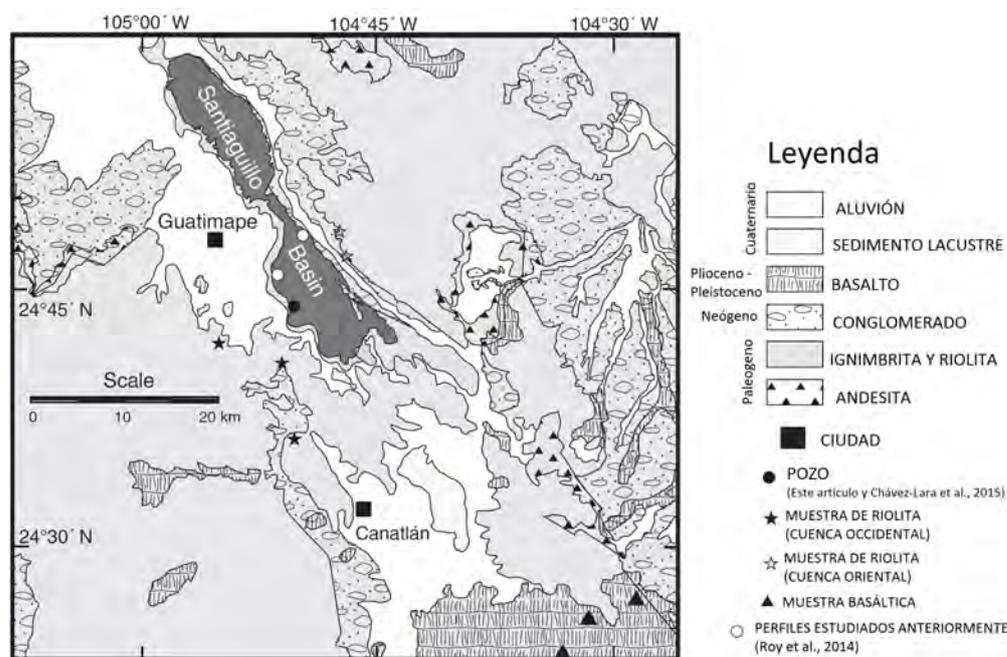


Figura 4.2: Se muestra el mapa geológico de la Cuenca de Santiaguillo y la ubicación de donde se tomaron las muestras (Roy *et al.*, 2015).

Para saber a qué profundidad se necesita el sedimento de la edad que corresponde al YDB se realizó el siguiente gráfico y con ello una regresión lineal tomando los datos del artículo, como se muestra en la Tabla 4.1. Los datos que se muestran con color rojo corresponden a la profundidad del sedimento con el que se trabajó.

Tabla 4.1: Relación profundidad-edad del sedimento de la Cuenca de Santiaguillo. En color rojo se muestra el periodo correspondiente al Younger Dryas (Roy *et al.*, 2015) de acuerdo con la interpolación que se muestra en la Figura 4.3.

Edad (años)	Profundidad (cm)
3920	49
6000	73
10030	111
11700	131.3
12900	144.2
15950	167
17880	205
25060	279

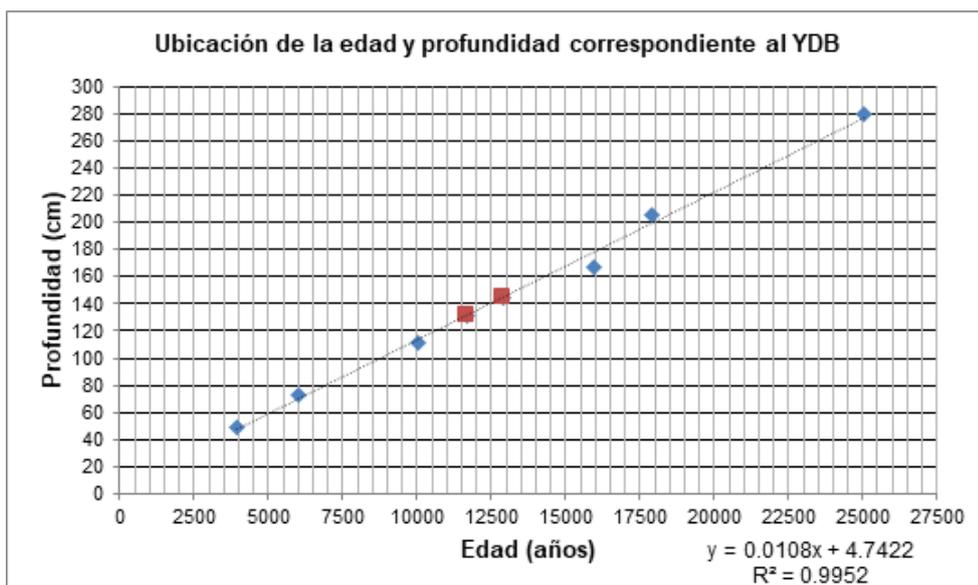


Figura 4.3: Relación profundidad-edad de las microesferas que corresponden a la época del YDB (Roy *et al.*, 2015).

En la gráfica anterior, los puntos en color rojo nos indican la profundidad a la que se encuentran los límites superior e inferior del YDB. Con base en esto se utilizaron los sedimentos correspondientes a una profundidad entre 140 cm - 150 cm; en la Figura 4.4 se observan las muestras que se utilizaron para llevar a cabo la metodología.

4. METODOLOGÍA EXPERIMENTAL



Figura 4.4: Muestras del sedimento de la Cuenca de Santiaguillo antes de ser tratadas para su análisis.

A continuación se describen brevemente los pasos que se utilizaron para tratar las muestras de los sedimentos correspondientes al Younger Dryas:

- 1) Se homogeneiza todo el sedimento seco
- 2) Se agrega ácido acético glacial para disolver los carbonatos si estuvieran presentes, en la Figura 4.5 del lado izquierdo se observa como se trató la muestra del sedimento.
- 3) Una vez seca la muestra, se separa la parte magnética utilizando un equipo Frantz con un ángulo de 10° y 0.5 A, del lado derecho de la Figura 4.5 se muestra la imagen del equipo.
- 4) Utilizar un imán de neodimio para extraer la fracción más magnética
- 5) Tamizar los granos extraídos magnéticamente utilizando el de tamiz de $106 \mu\text{m}$
- 6) Observar al microscopio



Figura 4.5: Del lado izquierdo se muestra el tratamiento que se le hizo a cada muestra de sedimento con el ácido acético glacial y del lado derecho se muestra el Frantz en donde se separó la parte magnética de dicho sedimento.

El otro sedimento que se muestra en la Figura 4.6 se obtuvo de la azotea del Instituto de Geología y éste se recolectó utilizando un imán de neodimio, al observar cualquier objetivo que tuviera apariencia de micrometeorito se separó manualmente utilizando un microscopio óptico.



Figura 4.6: Muestra del sedimento obtenido con un imán de neodimio en la azotea del Instituto de Geología de la UNAM.

Algunas microesferas se observaron directamente en el microscopio electrónico, por lo que solo se obtuvo un análisis superficial, sin embargo, otras se colocaron en resina y se pulieron para poder realizar un estudio de su interior, en la Figura 4.7 se muestran dichas microesferas vistas en el microscopio petrográfico.

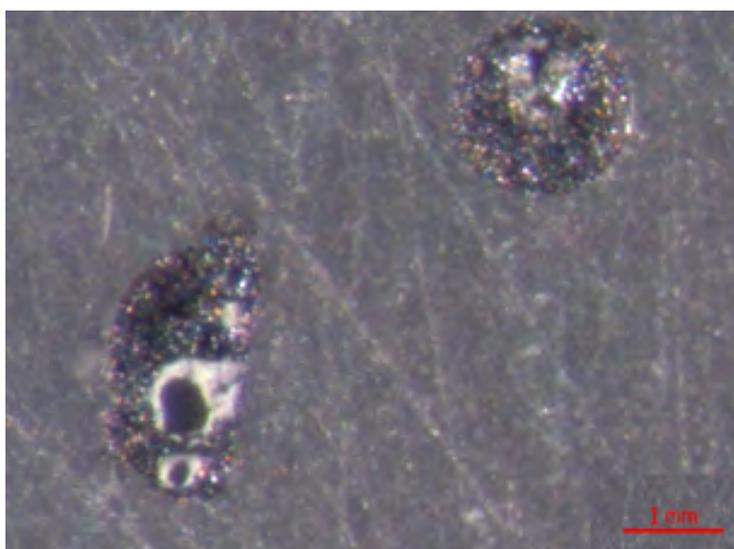


Figura 4.7: En la imagen se observa que se pulieron dos de las cinco esferas analizadas.

A continuación, se resume el fundamento teórico de las técnicas analíticas utilizadas para la caracterización de las muestras antes mencionadas:

4.1. Microscopio

El microscopio óptico es un instrumento usado para:

1. Visualizar detalles finos en la estructura de un objeto
2. Proporcionar una imagen magnificada de un objeto
3. Para medir la longitud, ángulos, área, etc., de un objeto
4. Como una herramienta analítica para determinar las propiedades ópticas del objeto tales como índice de refracción, reflectancia y cambios de fase.

En todas esas aplicaciones del microscopio óptico hay una interacción entre la luz, el objeto que se estudia, y el ojo del observador. La longitud de onda que es utilizada para ver la imagen en el microscopio es parte del espectro electromagnético. Las ondas difieren en su frecuencia de vibración y por lo tanto en sus longitudes de onda. Convencionalmente un haz de luz está representado como dos curvas sinusoidales en las cuales la longitud de onda expresa el color de la luz mientras que la amplitud de la onda proporciona información, la cual nuestro cerebro interpreta como brillantez (Bradbury, 1989).

Hay distintos tipos de microscopios básicos, cada uno diseñado para necesidades específicas. Para observaciones preliminares, el microscopio simple es el más usado. Para una mayor resolución podría usarse el microscopio compuesto. También están los estereomicroscopios, los cuales proporcionan imágenes de alta calidad y tienen muy buena percepción de la profundidad, ya que la imagen es observada por ambos ojos desde puntos de vista ligeramente diferentes (Bradbury, 1989).

El estereomicroscopio está diseñado para tener un fácil acceso a la muestra y por lo tanto que pueda ser manipulada durante la observación. Presenta dos características principales; primero, la imagen vista a través de los oculares es recta, esto se logra teniendo tanto los dos objetivos separados o un prisma dispersor de luz inmediatamente debajo de un objetivo sencillo. En cualquier caso, las imágenes presentadas para el ojo izquierdo y el derecho difieren ligeramente y el cerebro sintetiza una imagen tridimensional de la muestra. La segunda característica es la gran distancia de trabajo de los objetivos. Puede haber algunos centímetros entre la parte inferior de las lentes y la parte superior de la muestra (Jeremy *et al.*, 1990).

En este caso, las muestras de los vidrios y los sedimentos tanto de la Cuenca de Santiaguillo (profundidad de 140 cm – 150 cm) como del sedimento de la azotea del Instituto de Geología se analizaron directamente en el microscopio. En la Figura 4.8 está una fotografía del microscopio que se utilizó para observar todas las muestras.

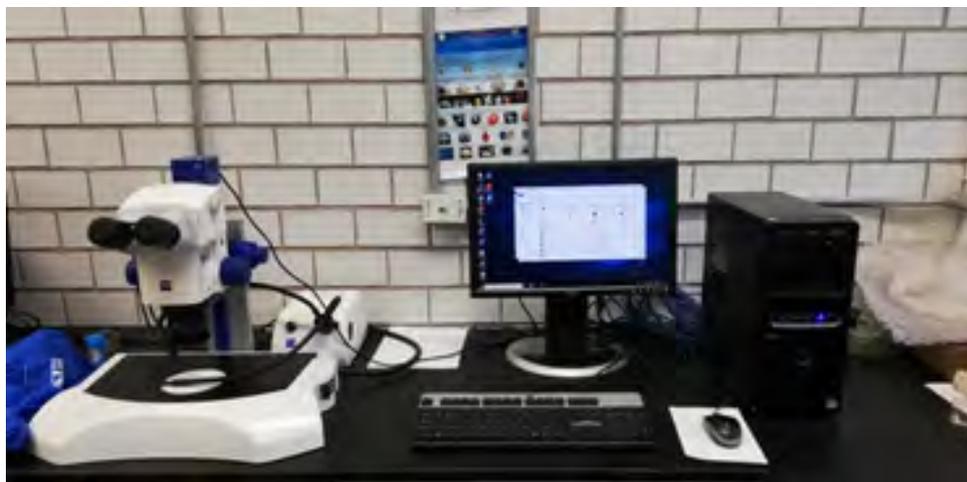


Figura 4.8: Estereomicroscopio marca Zeiss modelo Discovery. V8 Stereo, con una cámara Axio cam ERc 5s equipado con luz COL 1500 ECO, del LANGEM, Instituto de Geología de la UNAM.

4.1.1. Microscopio Petrográfico

Es un microscopio compuesto con el cual los materiales son estudiados a través de luz polarizada. Los materiales para ser identificados con este instrumento usualmente consisten de pequeños cristales individuales, o fragmentos rotos de grandes cristales, o secciones delgadas de un material cristalino (Stoiber y Morse, 2012).

Es un instrumento fundamental para la identificación de minerales y la descripción de rocas y también es utilizado para estimar sistemáticamente la composición química de cada mineral que comprende la roca. Con el conocimiento de este análisis y el conocimiento de la composición mineral de la roca se puede estimar la composición química de la misma (Stoiber y Morse, 2012).

Se utilizó un microscopio marca Zeiss modelo AXIO Imager.A2m. Se usaron objetivos Plan y Epiplan de 2.5x, 5x, 10x, 20x, 40x y 50x. Con oculares de 10x.

4.1.2. Microscopio Electrónico de Barrido (SEM)

Es un instrumento que crea imágenes magnificadas que nos proporcionan información a escala microscópica sobre el tamaño, la forma, composición, cristalografía, y otras propiedades físicas y químicas de una muestra. El principio de operación básico del SEM involucra la creación de un haz de electrones enfocado finamente. Después de la emisión de la fuente y aceleración a alta energía, el haz de electrones se modifica por apertura de lentes magnéticos y/o electrostáticos y bobinas electromagnéticas las cuales actúan para reducir sucesivamente el diámetro del haz y hacer un barrido del haz enfocado en un patrón (x-y) secuencial en forma estrechamente espaciada en ubicaciones discretas sobre la muestra (Goldstein, 2012).

Para cada una de estas ubicaciones discretas en el patrón de barrido la interacción entre el haz de electrones y la muestra produce dos tipos de electrones: 1) electrones retrodispersados (BSEs) los cuales son un haz de electrones que emergen de la muestra con una gran fracción de su energía incidente intacta después del barrido y deflexión por campos eléctricos de átomos en la muestra; y 2) electrones secundarios (SEs) los cuales son electrones que escapan de la superficie de la muestra después de que el haz de electrones los expulsó de los átomos en la muestra. En cada ubicación del haz, esas señales de electrones salientes se miden utilizando uno o más detectores de electrones (Goldstein, 2012).

Para medir la composición elemental, se considera que la interacción del haz con la muestra produce dos tipos de emisiones de fotones de rayos X: 1) Rayos X característicos, los cuales proporcionan energías específicas para cada elemento y 2) Rayos X continuos, los cuales ocurren en todas las energías desde el límite de medición a E_0 (Goldstein, 2012).

El espectro de rayos X es medido con un detector de energía dispersiva de rayos X (EDS). Los análisis cualitativos presentan cambios significativos por interferencia de picos que pueden ocurrir entre combinaciones de ciertos elementos, por ejemplo, Ti y Ba; S, Mo y Pb; y muchos otros, especialmente con picos de constituyentes menores o traza (Goldstein, 2012).

Para este trabajo se utilizó el microscopio electrónico de barrido marca Zeiss, modelo EVO MA10, con un detector de rayos X marca Bruker, modelo XFlash 30 del Instituto de Geología de la UNAM (LANGEM). Las muestras de los vidrios se colocaron en la resina para poder observarlas; mientras que las microesferas encontradas en el sedimento de la Cuenca de Santiaguillo correspondientes al YDB y las de la azotea se analizaron con este equipo directamente. La modalidad de vacío fue presión variable y el voltaje empleado fue de 15kV.

Se conoce que algunas microesferas presentan un núcleo metálico que no es posible analizar en su superficie. Por ello, algunas microesferas que se colectaron de la azotea del Instituto de Geología se montaron en una resina la cual se pulió para poder analizar la parte interna de las mismas.

4.2. Difracción de Rayos X

El método más práctico para producir rayos X es por desaceleración rápida de partículas aceleradas cargadas que viajan a alta velocidad. Esto se produce típicamente en un tubo de rayos X que contiene dos electrodos metálicos: un cátodo (fuente de electrones) y un ánodo (blanco metálico). El cátodo se mantiene a un voltaje altamente negativo y el ánodo se mantiene a potencial de tierra. El filamento de tungsteno dentro del cátodo se calienta por el paso de una corriente eléctrica y produce electrones. Un potencial eléctrico alto, en el rango de 20 kV – 60 kV acelera los electrones emitidos por el filamento caliente hacia el blanco metálico. Al colisionar con el blanco los electrones pierden su energía cinética y la energía es emitida como rayos X. Los rayos X son

emitidos desde el ánodo en todas las direcciones posibles (Lee, 2017).

Los átomos del blanco también pueden ser ionizados durante el bombardeo. Si la ionización ocurre por la remoción de un electrón interno fuertemente unido al núcleo, el átomo emitirá rayos X cuando el nivel vacante es ocupado por un electrón de más energía. Las emisiones cuantizadas resultantes son características del átomo del blanco y se denomina radiación característica (Lee, 2017).

Los rayos X son radiaciones electromagnéticas de pequeña longitud de onda (aprox. 0.1 nm) que revelan información variada sobre los materiales incluyendo su energía cristalina, fase de transición, calidad cristalina, orientación y estrés interno. Esto es posible como consecuencia de la interacción entre los rayos X y la materia. Monitoreando la dirección de la difracción se revela la estructura interna de la materia cristalina a nivel atómico (Lee, 2017).

La difracción se refiere a varios fenómenos que ocurren cuando una onda encuentra un obstáculo o una hendidura, al confrontarse con una estructura periódica, ésta es dividida en varias ondas que viajan en diferentes direcciones; dicha estructura periódica juega un rol de rejilla de difracción. El efecto de difracción llega a ser más profundo cuando la longitud de onda es comparable con el periodo de la rejilla. La mayoría de los materiales son cristalinos, con átomos arreglados de manera regular y los rayos X tienen longitudes de onda similares a las distancias interatómicas (Lee, 2017).

Un material cristalino contiene muchos planos atómicos de diferente orientación y espaciado cada uno de los cuales puede actuar como una rejilla de difracción y es característico del material y la estructura interna. La difracción de rayos X es una técnica muy poderosa, una herramienta no destructiva para el análisis de materiales y se puede deducir mucha información al obtener un patrón de difracción (Lee, 2017).

Se utilizó un Difractómetro marca Panalytical, modelo EMPYREAN, equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D. En la Figura 4.9 se puede observar el equipo. Las muestras se molturaron y homogeneizaron mediante un mortero de ágata y se midieron utilizando un portamuestras de aluminio (fracciones no orientadas) o uno de monocristal de cuarzo especialmente orientado para generar un fondo de difracción muy bajo (porque la cantidad de muestra fue muy poca) (“zero background”). La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 5° a 70° en escaneo por pasos con un “step scan” de 0.003° (2 Theta) y un tiempo de integración de 40 segundos por paso.



Figura 4.9: Laboratorio de Difracción de Rayos X ubicado en el LANGEM, instituto de Geología, UNAM.

4.3. Espectroscopia Infrarroja y Raman

La espectroscopia Raman e IR difieren de otros tipos de espectroscopia en los medios por los cuales la energía del fotón es transferida a la molécula y en la instrumentación utilizada. La información obtenida exhibe diferentes características y ambas son herramientas complementarias. A continuación, se explica de forma breve los principios teóricos para cada una.

En la radiación infrarroja la vibración molecular se logra cuando la muestra es irradiada por una fuente de banda ancha de radiación en la región del infrarrojo, la cual es generalmente $4000\text{ cm}^{-1} - 200\text{ cm}^{-1}$ ($2.5\text{ }\mu\text{m} - 50\text{ }\mu\text{m}$). El origen de la espectroscopia Raman es un efecto de dispersión inelástica. En este caso la fuente de radiación es monocromática y es mucho más energética que la radiación infrarroja, pero solo una pequeña fracción de moléculas experimentan dicha dispersión inelástica (dispersión Raman) (Lin-Vien *et al.*, 1991).

Cuando ocurre la dispersión Raman, la molécula excitada se relaja a diferentes niveles vibracionales en lugar de al estado original. La energía que se produce por un fotón que tiene dispersión inelástica es diferente de la luz incidente. En un espectro Raman la diferencia de energía entre la luz incidente y dispersada aparece como un cambio de frecuencia entre la luz dispersada ν' y la frecuencia de excitación ν . Esas dos frecuencias están relacionadas a la energía vibracional por la siguiente ecuación:

$$\eta \nu = \eta \nu' + \Delta E_{\text{vibración}} \quad (4.1)$$

La energía vibracional del estado final de una molécula puede ser más baja o alta que el estado original. En el caso en donde el estado vibracional final es menor en energía que el original, el fotón dispersado exhibirá frecuencias mayores que la radiación incidente. En espectroscopia Raman este tipo de bandas se denominan anti-Stokes y se observa un cambio azul. De igual manera, se observa un cambio rojo de la radiación incidente cuando el estado final exhibe mayor energía que el estado original y estas bandas son denominadas líneas Stokes. Estas líneas exhiben mayor intensidad que las líneas anti-Stokes, las cuales se originan de un estado vibracional elevado ($\nu=1$). Por ello las líneas Stokes son comúnmente utilizadas para la caracterización molecular (Lin-Vien *et al.*, 1991).

La espectroscopia Raman e Infrarroja se involucran en el estudio de la interacción de la radiación con vibraciones moleculares, pero difieren en la manera en la cual la energía fotónica se transfiere a la molécula por cambios en su estado vibracional. La espectroscopia infrarroja mide las transiciones entre los niveles de energía vibracional molecular, como resultado de la absorción de la radiación del IR-medio. La espectroscopia Raman es un evento de dispersión de luz de dos fotones inelásticos. Aquí, el fotón incidente tiene una energía mucho mayor que la energía cuántica vibracional y cede parte de esta energía a la vibración molecular, con la energía restante dispersada como un fotón con frecuencia reducida, la interacción entre la luz y la materia es una condición “sin resonancia” que involucra la polarizabilidad Raman de la molécula (Larkin, 2017).

Las bandas vibracionales en IR o Raman se caracterizan por su frecuencia (energía), intensidad (característica polar o polarizabilidad) y la forma de la banda (ambiente del enlace). Las frecuencias de esas vibraciones moleculares dependen de la masa de los átomos, su arreglo geométrico, y la fuerza de sus enlaces químicos (Larkin, 2017).

El espectro de IR se obtiene graficando la intensidad (absorbancia o transmitancia) contra la longitud de onda, la cual es proporcional a la diferencia de energía entre los estados basales y los vibracionales excitados (Larkin, 2017).

El fenómeno de dispersión de luz puede ser descrito clásicamente en términos de radiación electromagnética inducida por dipolos oscilando en la molécula debidos al campo electromagnético de la radiación incidente. Los fotones dispersados de luz incluyen mayormente la luz dominante Rayleigh y la pequeña cantidad de luz dispersada Raman. El momento dipolar inducido ocurre como el resultado de la polarizabilidad molecular, donde la polarizabilidad es la deformabilidad de la nube de electrones sobre la molécula por un campo electromagnético externo (Larkin, 2017).

La simetría de una molécula, o la ausencia de ésta, definirá qué vibraciones son activas en Raman o en IR. En general, vibraciones simétricas o en fase y grupos no polares son los más fácilmente estudiados en Raman, mientras que las vibraciones asimétricas o fuera de fase o grupos polares son fácilmente estudiados por IR (Larkin, 2017).

Las vibraciones activas en Raman e IR pueden ser esperadas si la polarizabilidad

4. METODOLOGÍA EXPERIMENTAL

y el momento dipolar, respectivamente, en una molécula cambian durante vibraciones normales. Estos métodos son utilizados para estudiar el intervalo de corto alcance presente en los vidrios (Gucsik *et al.*, 2004).

En resumen, un modo vibracional es activo en IR cuando hay un cambio en el momento dipolar molecular durante la vibración; un modo vibracional es activo en Raman cuando hay un cambio en la polarizabilidad durante la vibración. Cualitativamente, los modos vibracionales antisimétricos y las vibraciones de grupos polares son, en su mayoría exhibidos prominentemente en absorción IR, mientras que los modos vibracionales simétricos son, a menudo, fuertes en Raman (Lin-Vien *et al.*, 1991).

Para obtener los espectros infrarrojos se colocaron un par de cristales de cada una de las muestras de los vidrios sobre el espectrómetro, se utilizó uno de la marca Perkin Elmer, modelo Spectrum 100 FT-IR Spectrometer Massachusetts EE.UU. Mientras que para obtener los espectros Raman se analizaron las muestras utilizando un Microscopio WiTec Alpha300RA cofocal perteneciente al Laboratorio Universitario de Caracterización Espectroscópica del Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico de la UNAM (LUCE-CCADET).

En el procedimiento se empleó un objetivo de 10X, y como fuente de excitación se usó el láser de color verde de 532 nm que viaja en fibra óptica de la fuente al microscopio siendo la potencia del láser de 50 mW. La rejilla de difracción empleada es de 600 líneas/mm que permite analizar las muestras a longitudes de onda menores a 3800 cm^{-1} . El tiempo de exposición fue de 5 s y 10 acumulaciones por análisis. En cuanto a la interpretación e identificación de los componentes mineralógicos, se utilizó la información dada en RRUFF. En la Figura 4.10 se puede ver el equipo FT-IR, es un instrumento ATR-FTIR (de 4000 cm^{-1} - 650 cm^{-1}) y resolución de 4 cm^{-1} con 4 barridos por espectro.



Figura 4.10: Equipo de FT-IR en donde se analizaron las muestras en el Instituto de Ciencias Nucleares de la UNAM.

4.4. Espectrometría de Masas por Ablación Láser de Plasma Inductivamente Acoplado (LA-ICP-MS)

La primera parte del LA-ICP-MS es la ablación láser, el sistema de introducción de muestra que consiste en un láser con óptica asociada, una celda hermética adecuada que contiene la muestra y un tubo que transporta la muestra al ICP (plasma acoplado inductivamente) por medio de un flujo de gas. La muestra es transformada en la celda por la acción del láser en un aerosol de partículas pequeñas, las cuales son transportadas por el flujo de gas al ICP. Aquí, el gas (Ar a veces combinado con He) es calentado eléctricamente a altas temperaturas formando un plasma el cual contiene iones y electrones libres. La siguiente parte es el MS (espectrometría de masas) el cual opera en vacío y separa dichos iones de acuerdo con la relación de su masa/carga. La intensidad de la señal obtenida expresada en iones por segundo o corriente de este haz de iones se convierte en una señal eléctrica la cual es medida y registrada (Rusk, 2009).

La relación masa/carga identifica la composición elemental y la intensidad se relaciona funcionalmente con la concentración. Dentro del equipo, particularmente el ICP, es en donde los iones se forman para su análisis posterior. Existen distintos tipos de espectrómetros de masas para producir iones; por ejemplo, Ionización Electrónica (EI), Ionización Térmica (TI) y la Ionización Secundaria (SI) son de las más comunes para aplicaciones geológicas. El gran logro de la instrumentación del ICP-MS es extraer esos iones con vacío donde la presión es lo suficientemente baja como para producir una buena resolución de iones con diferentes proporciones masa/carga, pese a que la muestra se encuentra inicialmente a presión atmosférica (Rusk, 2009).

Láser

Cualquier láser o sistema óptico con suficiente potencia para ablacionar la muestra puede ser utilizado en el análisis LA. Se requiere una mínima potencia (el umbral de ablación), en la vecindad de un mJ por pulso, aunque en realidad es la densidad de energía (irradiancia en J por unidad de área) la que es un parámetro crítico junto con el ancho de pulso. La irradiancia típica en sistemas de ablación para minerales es de 2 J cm⁻² a 10 J cm⁻². El ancho del pulso puede estar entre 4 ns y 10 ns, pero también hay láseres de femtosegundos que son notables por sus prestaciones pero poco usados debido a su alto costo y mantenimiento. La longitud de onda óptima del láser depende principalmente de la absorción de la muestra (Rusk, 2009). Las longitudes de onda típicas están entre 193 nm (láser de ArF) y 1054 nm (láser de Nd-YAG). Los láseres de longitudes de onda más baja son absorbidos con más eficiencia por la muestra, siendo los más utilizados para aplicaciones geocronológicas y geoquímicas de precisión.

Espectrómetro de Masas (SM)

Como ya se mencionó, el MS requiere iones los cuales son separados subsecuentemente con base en la relación carga/masa. Afortunadamente, en el ICP la mayoría de los iones formados tienen una sola carga positiva, con excepción de algunos iones cargados doblemente de elementos alcalinos o de tierras raras. En la parte del analizador del MS es en donde los iones se separan uno del otro, pero la parte fundamental del

espectrómetro es el sistema de vacío el cual disminuye la presión para que los iones viajen. El gran avance en el desarrollo del ICP-MS fue la interfaz en donde la presión se reduce en pasos a través de varios orificios que comunican cámaras mantenidas a presiones sucesivamente más bajas. Esa disminución gradual de la presión permite que el ICP a presión atmosférica se conecte al MS que trabaja a alto vacío (10^{-6} m bar - 10^{-7} m bar); la última parte del MS requiere algunos medios de detección para convertir la intensidad del haz de iones a un número el cual puede ser registrado usando un sistema computacional adecuado (Rusk, 2009).

Interferencias

Mientras que el número de interferencias es mucho menor que en otras técnicas, están presentes interferencias importantes y iones poliatómicos de fondo, dichas interferencias incluyen iones elementales isobáricos, iones poliatómicos, especialmente carburos, nitruros, óxidos, hidróxidos, iones elementales cargados doblemente, etc. (Rusk, 2009). Una parte de las interferencias las genera la composición de la muestra, otras el gas argón con el que se genera el plasma y también la presencia de aire residual.

Detector

Éste es un transductor, el cual cambia la corriente de iones a series de pulsos eléctricos o a un potencial (voltaje) el cual se convierte en un número para adquirirse computacionalmente. Hay dos modos de operación, digital (pulsos) y analógico (voltaje o corriente). Para bajas corrientes de iones es posible y mejor (más preciso) contar el número de iones por unidad de tiempo. A altas corrientes de iones hay demasiados iones por unidad de tiempo para contar y se utiliza el modo analógico para no dañar el detector (Rusk, 2009).

En el experimento realizado en esta tesis se usó un láser de excímero (ArF) de Teledyne (antes Photon Machines) modelo Analyte 193, con una longitud de onda de 193 nm y pulsos de aproximadamente 4 ns de duración. El equipo estaba calibrado con los vidrios NIST 610 y NIST 612.

Las muestras de los vidrios se colocaron en probetas con resina y se analizaron en un ICP-MS Modelo Plasma Quad3 de la compañía VG, ubicado en el LANGEM en el Instituto de Geología, UNAM, en la Figura 4.11 se muestra el equipo utilizado para LA-ICP-MS. El diámetro del haz fue de $50 \mu\text{m}$ y el volumen aproximado de muestreo fue de $1 \times 10^6 \mu\text{m}^3$.

4. METODOLOGÍA EXPERIMENTAL



Figura 4.11: Equipo de LA-ICP-MS ubicado en el LANGEM del Instituto de Geología de la UNAM.

4.5. Espectroscopia de Disociación Inducida por Láser - (LIBS)

En este caso, un haz de láser de pulsos se enfoca en el material (superficie) para ser analizado. La energía de radiación se acopla localmente en el material y éste comienza a evaporarse, dentro de este vapor del material y la atmósfera del gas circundante se genera un plasma que excita e ioniza las moléculas y provoca su emisión de radiación espontánea. El plasma decae y los átomos emiten una radiación específica para cada elemento, la emisión se detecta y resuelve espectralmente mediante un espectrómetro óptico (Noll, 2012).

Para sustancias sólidas se forma un hueco, el material se separa del hueco cuando el plasma se expande y se enfría; dependiendo de los parámetros del láser (por ejemplo, la duración del pulso y las propiedades del material) también se forma una fase líquida transitoria, además del proceso de evaporación y disociación de las partículas ablacionadas. La muestra que va a ser analizada se coloca en la cámara de medición y en general la dirección incidente de la radiación del láser se orienta perpendicularmente a la superficie de la muestra. La emisión del plasma es observada típicamente en una dirección oblicua. La radiación medida es transmitida vía fibra óptica al espectrómetro donde ésta es espectralmente dispersada y convertida en señales eléctricas (Noll, 2012).

La energía del pulso del láser constituye una parte fundamental de la energía total disponible para la evaporación, formación del plasma y generación de la emisión espontánea. Las propiedades de absorción de una sustancia dependen de la longitud de onda de la radiación del láser. El ambiente de gas típico aplicado en el LIBS para analizar sustancias sólidas o líquidas está compuesto de argón, nitrógeno o aire atmosférico (Noll, 2012).

El LIBS puede ser aplicado bajo condiciones atmosféricas ambientales. Una muestra sólida que tiene una superficie plana se coloca en el portamuestras y éste se cierra. La muestra es irradiada por un haz del láser a través de una ventana de cristal transparente a la longitud de onda del láser. El portamuestras o cámara de medición permite controlar los siguientes parámetros: tipo de gas, velocidad del flujo de gas, transporte del material ablacionado fuera de la región de interacción, características de transmisión entre el plasma inducido por láser y la ventana de entrada del espectrómetro (Noll, 2012).

En este trabajo se colocó un pedazo pequeño de muestra de cada vidrio, a presión atmosférica utilizando un láser pulsado Teledyne (Photon Machines) modelo Analyte 193, operado a una energía sobre la muestra de 0.5 mJ, velocidad de 30 Hz y 5 pulsos, cuya emisión espectral se acumuló durante 1200 ms en un espectrógrafo óptico HR4000C6-UV-NIR capaz de medir en el rango espectral 200 nm - 1100 nm. En la Figura 4.12 se muestra el equipo.

4. METODOLOGÍA EXPERIMENTAL



Figura 4.12: Equipo LIBS ubicado en el LANGEM del Instituto de Geología de la UNAM. En la parte superior izquierda se muestra el espectrógrafo, del lado derecho se encuentra el láser y el equipo en donde se colocan las muestras, mientras que en la parte inferior se observa el espectrómetro de masas.

4.6. Calentamiento y Fusión Láser Para la Extracción de Gases Nobles

Se utilizó espectrometría de gases nobles para determinar una edad U-Th-He para las muestras de tectitas (indochinita y moldavita). En la Figura 4.13 se muestra en detalle el equipo que se utilizó. Es el Modelo MM1200B. El vacío dentro del espectrómetro de masas se mantiene a $<10^{-10}$ Torr por una bomba de vacío de 40 L/s Varian y una trampa de estado sólido de aleación de Zr-V-Fe (St707) GP50W que opera a temperatura ambiente. La fuente de iones es de tipo Nier con un filamento de tungsteno recto (Solé, 2009). La línea de extracción consta de una cámara de vacío donde se cargan las muestras a analizar y un sistema para limpiar el gas producido. La cámara de vacío está construida en acero inoxidable y tiene una ventana de ZnS transparente a la radiación del láser de CO₂ que se usa para fundir las muestras. La línea de extracción dispone de un tubo enfriado con nitrógeno líquido para atrapar H₂O y CO₂, una trampa de estado sólido NP10 a 450 °C y una GW50 a temperatura ambiente, ambas para atrapar el resto de gases reactivos, típicamente H₂, N₂, CO, CH₄, etc.

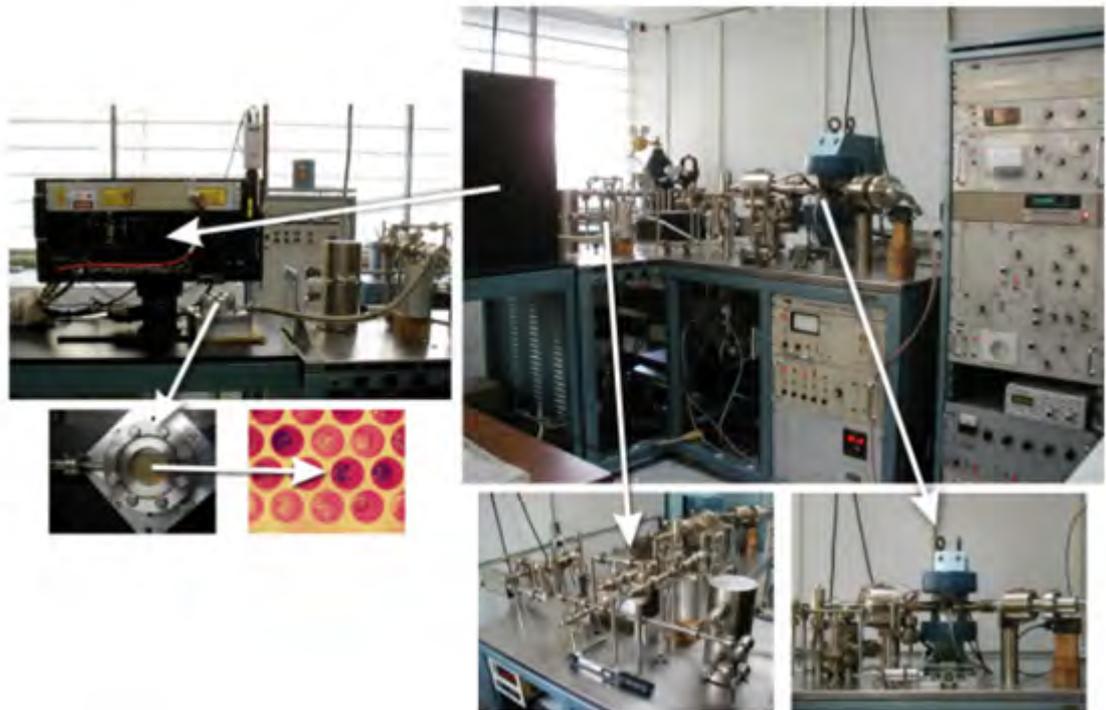


Figura 4.13: Vista general de la instrumentación que se utilizó para obtener los gases nobles. Las flechas muestran algunas componentes del sistema (Solé, 2009).

4.7. Calentamiento y Fusión Láser para la Extracción de Volátiles

La determinación de los volátiles se realizó con un procedimiento parecido a la extracción por fusión con láser descrita en el apartado anterior. Se pesó una pequeña cantidad (entre 2 mg y 10 mg) de cada muestra por duplicado. En la Tabla 4.2 se especifica el peso de cada una. Se cargaron en un portamuestras de cobre con agujeros de 3 mm de diámetro. Después se instala el portamuestras en una cámara de muy alto vacío (UHV) de acero inoxidable, provista de una ventana de ZnSe, la cual es transparente a la radiación del láser. La línea de extracción, completamente de acero inoxidable, dispone de una bomba turbomolecular de 50 L/s para obtener un ultra vacío de 10^{-8} mbar después de cambiar las muestras y realizar un nuevo análisis, y una bomba iónica de 150 L/s para llegar a 10^{-9} mbar o una presión inferior. Las muestras son calentadas hasta fusión con el mismo láser de CO₂ ya descrito. Los volátiles obtenidos, principalmente CO₂, N₂/CO, H₂O, H₂ y O₂, son medidos con un espectrómetro de masas cuadrupolar para gases, modelo Pfeiffer Prisma. Se utiliza el espectrómetro en modo de lectura de varias masas en función del tiempo para observar dinámicamente la evolución del gas obtenido. Se hicieron mediciones con vacío estático (bombas cerradas) y dinámico (bomba iónica abierta).

Tabla 4.2: Datos de cada uno de los vidrios naturales para el análisis de su contenido de volátiles.

N (número de muestra)	Nombre de la muestra	Peso (mg)
1	moldavita	8.065
2	obsidiana	2.199
3	fulgurita de Zacatecas	2.601
4	fulgurita del Sahara	2.657
5	indochinita	5.789
6	vidrio de Libia	3.602
7	vidrio de Libia	2.658
8	indochinita	3.061
9	fulgurita del Sahara	4.750
10	obsidiana	5.056
11	fulgurita de Zacatecas	3.425
12	moldavita	7.380

Se realizó una calibración y se midió un blanco. Posteriormente se comenzó el análisis de las muestras y al aplicar una potencia de aproximadamente 7.5 W se fundieron, por lo que la medición se realizó utilizando 0.18 W, 3.0 W y 7.4 W. La bomba iónica se mantuvo abierta para no dejar elevar tanto la presión y se calcularon los máximos para

4.7 Calentamiento y Fusión Láser para la Extracción de Volátiles

cada potencia. En la Figura 4.14 se observa el equipo utilizado para el análisis.

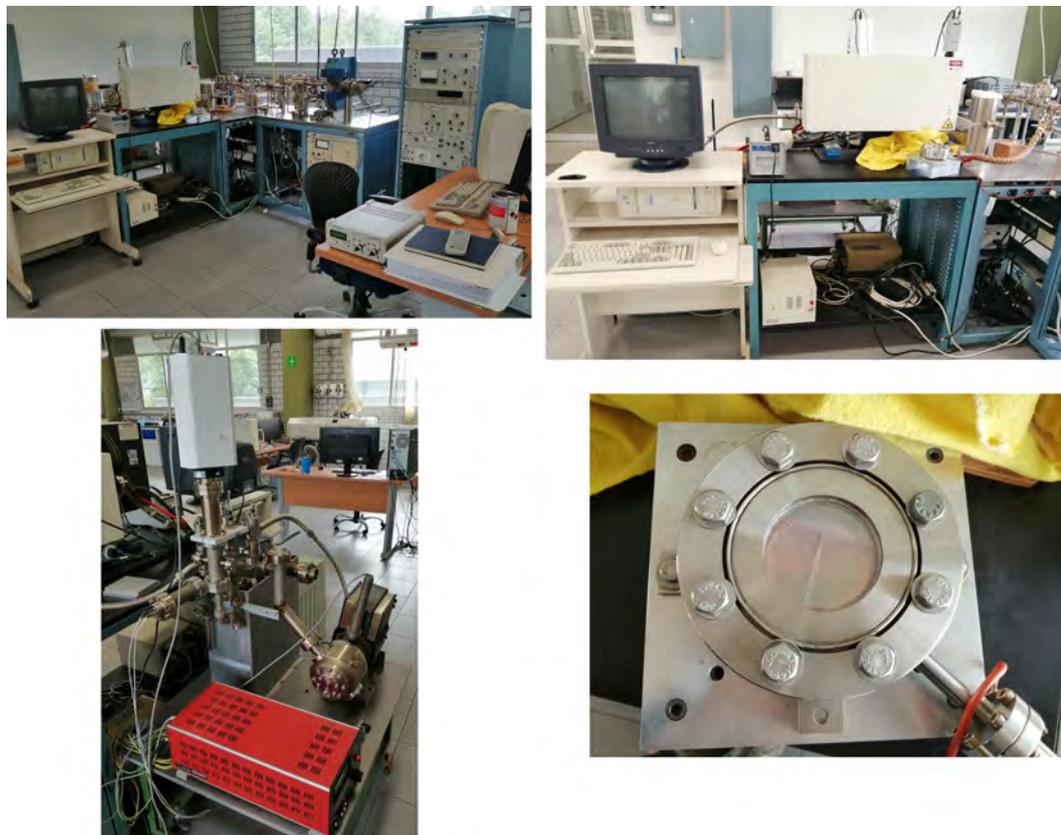


Figura 4.14: Vista general de la instrumentación que se utilizó para obtener los volátiles.

4.8. Termogravimetría

El análisis térmico es, por definición, la medida de los cambios físicos o químicos que ocurren en una sustancia en función de la temperatura mientras la muestra se calienta (o se enfría) con un programa de temperaturas controlado. Los eventos térmicos se producen al elevar la temperatura de un cuerpo en una atmósfera inerte (si no es inerte, la sustancia en estudio puede reaccionar y no se consigue el propósito de estudiar la variación de una propiedad con la temperatura). Esto da lugar a un movimiento molecular, atómico o iónico, produciendo cambios en la estructura, sinterización, fusión o sublimación. Si las fuerzas intramoleculares son menores que las intermoleculares, la sustancia se descompone.

Hay varios factores que influyen en la forma y posición de la curva de pérdida de peso, por ejemplo, la cantidad de muestra, ya que, si es grande, no permite que las partículas interiores se calienten a la temperatura programada, y los gases desprendidos en esta zona no son arrastrados convenientemente, variando las condiciones de la degradación térmica. El tamaño de partícula y su empaquetamiento influyen en una forma similar. El calor producido (o absorbido) en la descomposición también puede afectar, pues puede variar la temperatura de alguna zona de la muestra.

Métodos termogravimétricos: Como ya se mencionó, los cambios de peso configuran la base de la Termogravimetría (TG), mientras que la medida de los cambios de energía constituye la base del análisis térmico diferencial (ATD) y la calorimetría diferencial de barrido (DSC). Así, por ejemplo, la Termogravimetría nos dice cuándo una muestra pierde o gana peso y cuánto, mientras que el ATD y el DSC nos dice si una reacción o cambio físico es endotérmico o exotérmico y mide la variación de calor.

El análisis térmico diferencial (ATD) mide la diferencia de temperatura entre la muestra y un material inerte de referencia mientras son sometidos al mismo programa de temperaturas; mientras que la calorimetría de barrido diferencial (DSC) permite el estudio de aquellos procesos en los que se produce una variación de entalpía como puede ser la determinación de calor específico, punto de ebullición y cristalización, pureza de compuestos cristalinos, entalpías de reacción y determinaciones de otras transiciones de primer y segundo orden.

Se colocó una pequeña cantidad de muestra pulverizada en el equipo utilizado que fue un Analizador Térmico Diferencial marca LINSEIS STA PR 1600 °C con análisis simultáneo de DSC y TG y se realizó una medición directa del calor específico.

Resultados

5.1. Microscopio Petrográfico

Las siguientes imágenes muestran la morfología superficial de cada una de las tectitas. En general se aprecia que son muy homogéneas y presentan lo que podrían ser inclusiones o burbujas de gas. De acuerdo con la literatura, los gases que predominan en las tectitas son CO, CO₂ y H₂. En la Figura 5.1 se muestran las imágenes de la tectita de Asia y se puede observar que presenta varias inclusiones y capas.

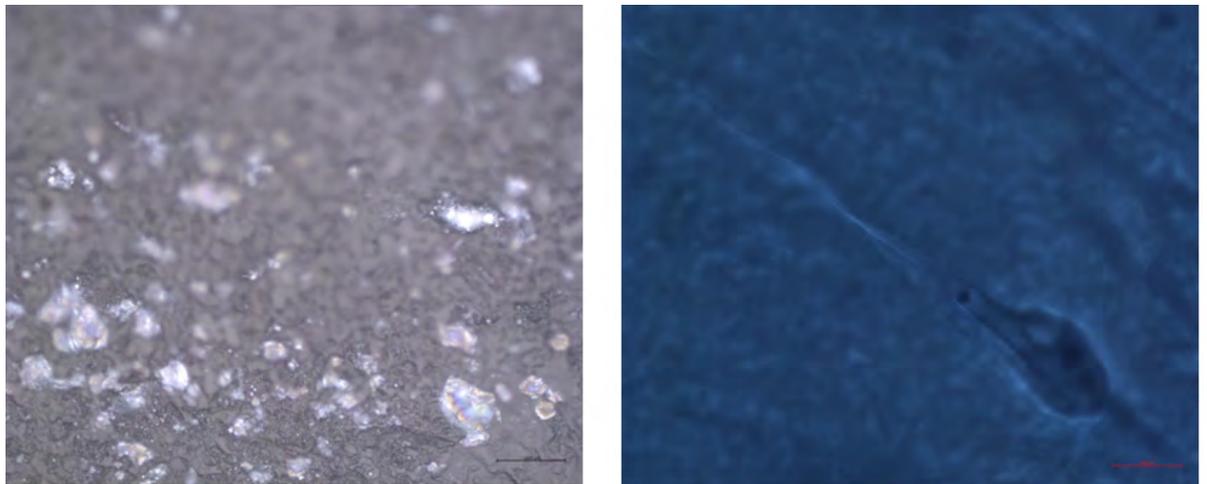


Figura 5.1: La imagen izquierda muestra la superficie de la tectita de Asia, mientras que la de la derecha muestra una imagen interior de la misma. (Escala 1000 μm).

En el caso de las imágenes obtenidas para el vidrio de Libia, que se muestra en la Figura 5.2, se observan inclusiones y huecos. En general presenta una superficie plana muy homogénea así como capas que pueden ser producto del pulido de la muestra.

5. RESULTADOS

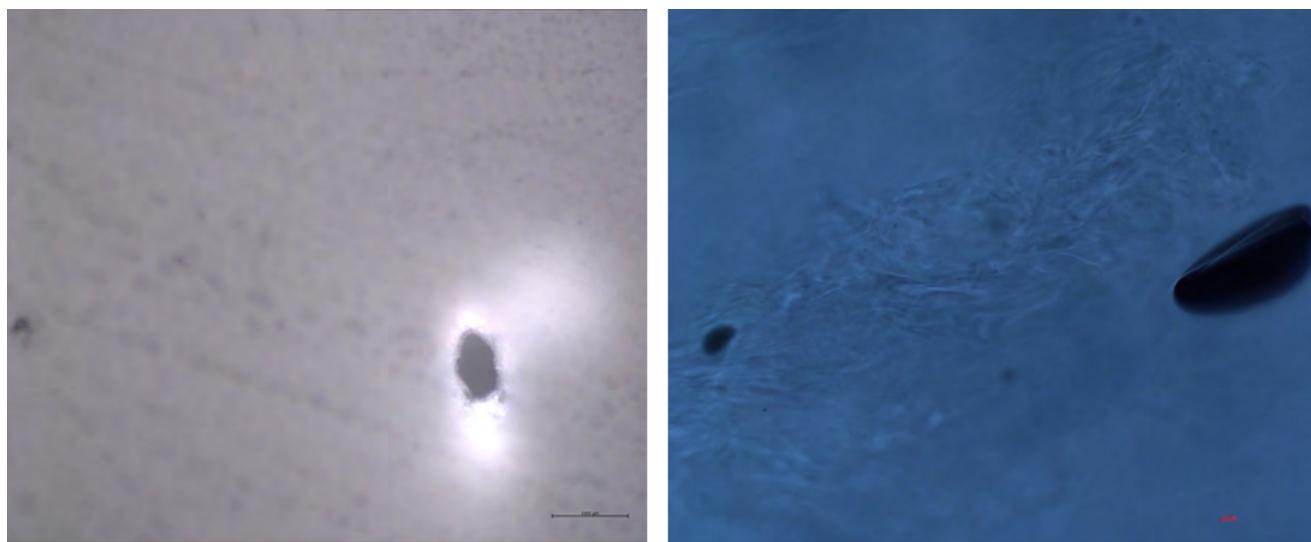


Figura 5.2: Superficie del vidrio de Libia (izquierda). La imagen de la derecha muestra el interior del mismo. (Escala 1000 μm).

La superficie de la moldavita que se muestra en la Figura 5.3 contiene planos de inclusiones alineadas, probablemente producidas por el flujo aerodinámico.

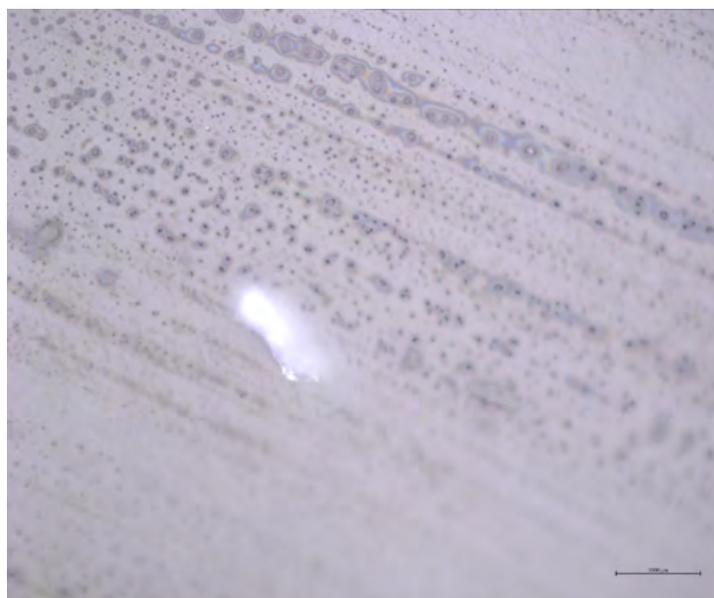


Figura 5.3: Superficie de la moldavita. (Escala 1000 μm).

5.1.1. Imágenes del Estudio realizado en sedimento actual

Imágenes obtenidas mediante el microscopio del sedimento correspondiente al YDB de la Cuenca de Santiaguillo en Durango. Analizando el sedimento se encontraron 3 microesferas a una profundidad de 140 cm – 150 cm, las cuales se muestran en la Figura 5.4.

La morfología observada mediante el microscopio petrográfico es muy similar a las ya reportadas en la literatura para los micrometeoritos.

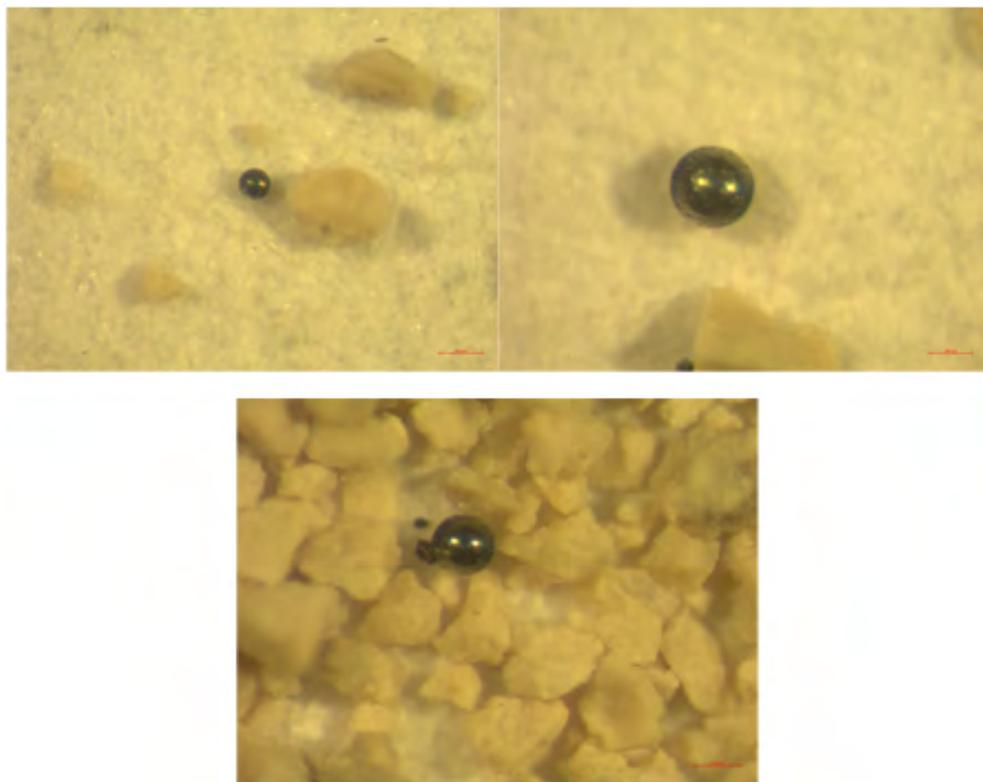


Figura 5.4: Las dos imágenes superiores muestran las microesferas encontradas en el sedimento de la Cuenca Santiaguillo a una profundidad de 142 cm – 144 cm, mientras que la imagen inferior muestra la microesfera encontrada a una profundidad de 148 cm – 150 cm. (Escala de 200 μm).

5. RESULTADOS

Se muestreó con un imán de neodimio la azotea del LANGEM (Instituto de Geología, UNAM). Se encontraron más de 5 microesferas y todas varían en tamaño. Algunas se logran ver a simple vista y otras son más pequeñas, todas son negras y algunas presentan brillo y otras son opacas. Además, algunas presentan formas de esfera perfecta y mientras que otras parecen tener un “chipotito”. También se encontraron microesferas que venían juntas (una encima de la otra), en la Figura 5.5 se pueden observar dos ejemplos de este tipo de microesferas.

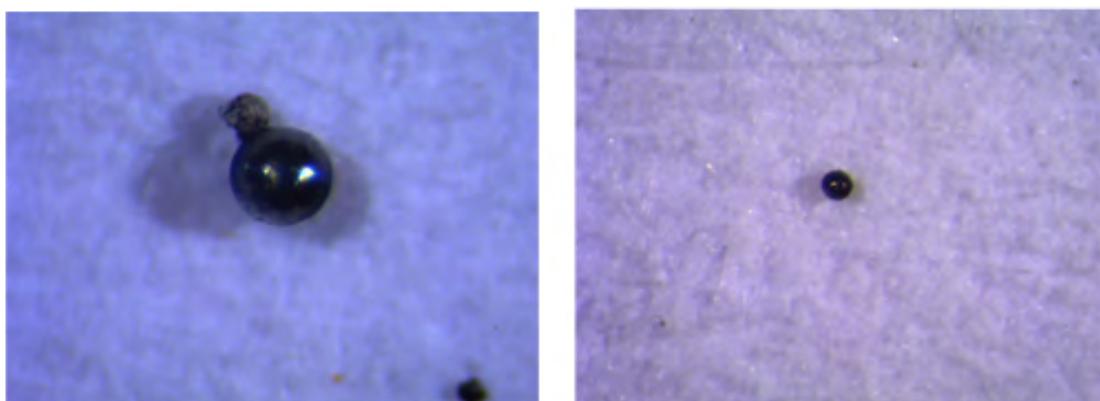


Figura 5.5: Imágenes de las microesferas encontradas en la azotea del Instituto de Geología a una escala de 200 μm .

5.2. Microscopio Electrónico de Barrido

5.2.1. Tectitas

A continuación se presentan las imágenes de las tectitas obtenidas mediante el microscopio electrónico de barrido junto con las tablas de composición química puntual.

Vidrio de Libia¹

En la Figura 5.6, se observa que el vidrio tiene una composición muy homogénea (color gris medio) con una inclusión de circón.

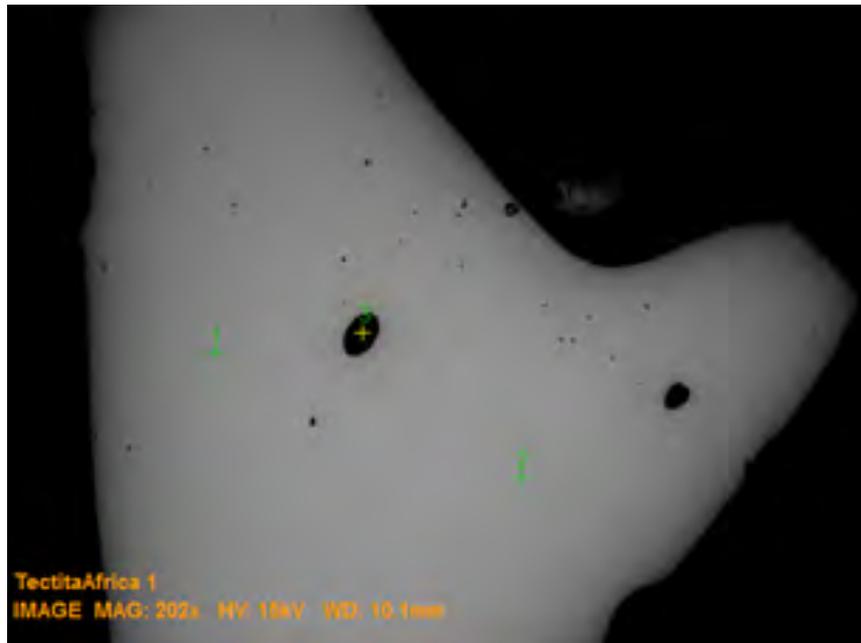


Figura 5.6: Imágen obtenida mediante el microscopio electrónico para el vidrio de Libia

En la Tabla 5.1 se presenta el análisis de la composición química del vidrio el cual muestra un contenido de sílice del 97%.

¹Revisar en el Apéndice la Figura A.1 en donde se muestran las imágenes de una inclusión de circón en este vidrio.

5. RESULTADOS

Tabla 5.1: Análisis de la composición química (en óxidos) para el vidrio de Libia.

Análisis del punto: 1

El	AN	Series	unn. C [% p/p]	norm. C [% p/p]	Atom. C [% at.]	Compuesto	Comp. C [% p/p]	norm. Comp. C [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	46.87	52.93	66.40		0.00	0.00	5.53
Si	14	K-series	40.16	45.35	32.41	SiO ₂	97.02	85.91	1.70
Al	13	K-series	0.85	0.97	0.72	Al ₂ O ₃	1.82	1.62	0.07
Na	11	K-series	0.22	0.24	0.21	Na ₂ O	0.33	0.29	0.05
Fe	26	K-series	0.18	0.20	0.07	FeO	0.25	0.23	0.04
Ti	22	K-series	0.09	0.10	0.04	TiO ₂	0.16	0.14	0.03
S	16	K-series	0.08	0.09	0.05	SO ₃	0.22	0.19	0.03
Mg	12	K-series	0.07	0.08	0.06	MgO	0.12	0.11	0.03
K	19	K-series	0.05	0.06	0.03	K ₂ O	0.07	0.06	0.03
Ca	20	K-series	0.00	0.00	0.00	CaO	0.00	0.00	0.00
Total:			88.55	100.00	100.00				

De los análisis obtenidos de los tres puntos marcados en la Figura 5.6 se tiene que más del 95 % es SiO₂ e inclusiones de circón, lo que coincide con lo que ya se ha reportado. Algunos autores tales como Barnes (1976) y Underwood (1976) (McCall, 2001) consideran que la arena del Nubian Sandstone es el material principal de este vidrio.

Tectita de Asia

En la Figura 5.7 se observa un tono gris muy homogéneo, por lo cual se sugiere que la distribución de los elementos también lo es.

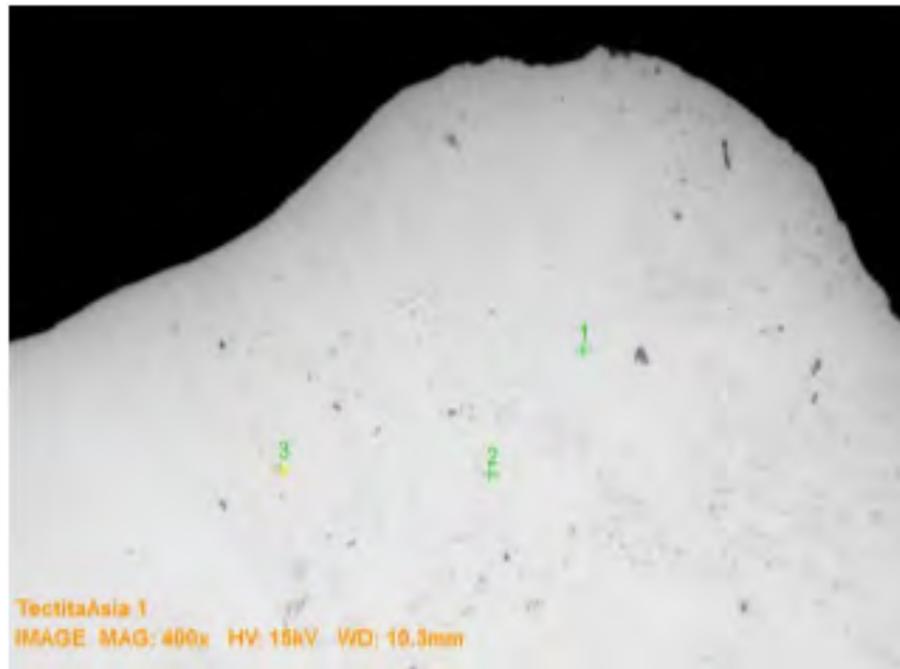


Figura 5.7: Imagen de la tectita de Asia obtenida mediante el microscopio electrónico.

En la Tabla 5.2 se muestra la composición química del punto 1 del vidrio de Asia (ver Figura 5.7).

Tabla 5.2: Análisis químico de la tectita de Asia.

Análisis del punto: 1

El	AN	Series	unn. C []	norm. C [% p/p]	Atom. C [% at.]	Compuesto	Comp. C [% p/p]	norm. Comp. C [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	41.98	48.51	63.36		0.00	0.00	4.99
Si	14	K-series	29.08	33.60	25.00	SiO ₂	71.89	62.22	1.24
Al	13	K-series	6.10	7.04	5.46	Al ₂ O ₃	13.31	11.52	0.31
Fe	26	K-series	3.13	3.62	1.35	FeO	4.65	4.03	0.15
K	19	K-series	1.79	2.07	1.11	K ₂ O	2.50	2.16	0.09
Ca	20	K-series	1.45	1.68	0.88	CaO	2.35	2.03	0.08
Na	11	K-series	1.32	1.52	1.38	Na ₂ O	2.05	1.78	0.12
Mg	12	K-series	1.24	1.43	1.23	MgO	2.38	2.06	0.10
Ti	22	K-series	0.45	0.53	0.23	TiO ₂	0.88	0.76	0.05
Total:			86.54	100.00	100.00				

La concentración de SiO₂ que está reportada en la literatura para las indochinitas está entre 70 % y 73 %, lo que se obtuvo aquí coincide con lo reportado. Comparada

5. RESULTADOS

con el vidrio de Libia, esta tectita presenta mayor contenido en los óxidos de magnesio, calcio y aluminio.

Moldavita

En la Figura 5.8 podemos observar que también esta tectita presenta un tono gris y tiene la superficie homogénea, sin inclusiones ni huecos; por lo que se sugiere que los compuestos están distribuidos homogéneamente.

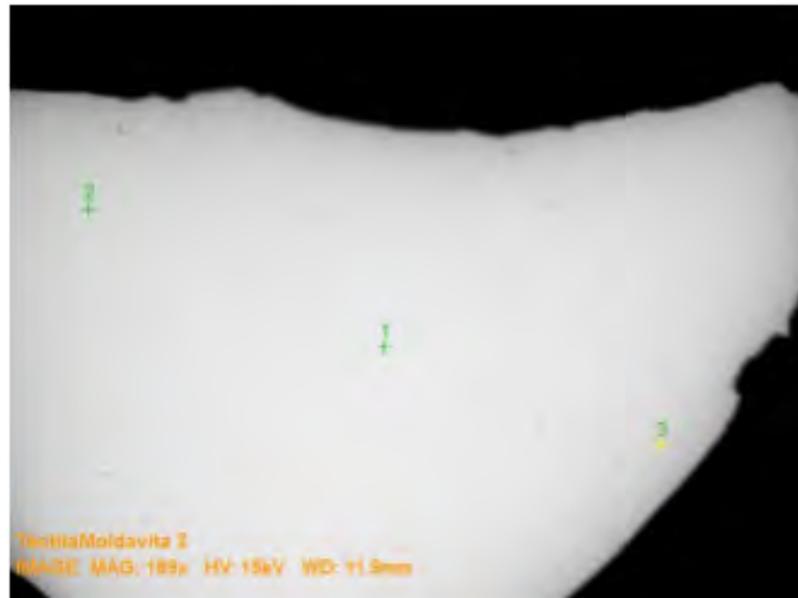


Figura 5.8: Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico para la moldavita.

Tabla 5.3: Análisis de la composición química para la moldavita

Análisis del punto: 1

El AN	Series	unn. C [% p/p]	norm. C [% p/p]	Atom. C [% at.]	Compuesto	Comp. C [% p/p]	norm. Comp. C [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
O 8	K-series	43.56	49.51	63.98		0.00	0.00	5.19
Si 14	K-series	32.05	36.43	26.82	SiO ₂	77.93	68.57	1.36
Al 13	K-series	4.94	5.62	4.30	Al ₂ O ₃	10.61	9.33	0.26
K 19	K-series	2.50	2.84	1.50	K ₂ O	3.42	3.01	0.11
Ca 20	K-series	1.96	2.22	1.15	CaO	3.11	2.74	0.10
Mg 12	K-series	1.28	1.45	1.24	MgO	2.41	2.12	0.10
Fe 26	K-series	1.19	1.35	0.50	FeO	1.74	1.53	0.09
Na 11	K-series	0.51	0.57	0.52	Na ₂ O	0.77	0.68	0.06
Total:		87.98	100.00	100.00				

De acuerdo con la Tabla 5.3, podemos decir que las moldavitas en general presentan mayor contenido de SiO₂ que las indochinitas. También se sabe que de todas las tectitas, éstas son las que presentan la concentración más alta del mismo. El contenido de los demás compuestos es parecido al de la tectita de Asia y ambas difieren sustancialmente con el vidrio de Libia, ya que, de acuerdo con la literatura, este vidrio tiene concentraciones de sílice mayores del 95 %.

5. RESULTADOS

5.2.2. Obsidianas

Obsidiana²

En la Figura 5.9 podemos observar que también la obsidiana presenta una superficie homogénea, que de acuerdo con los análisis químicos lo que parecieran inclusiones son unas sales que parecen contaminantes del vidrio.



Figura 5.9: Imagen obtenida del microscopio electrónico para la obsidiana

Tabla 5.4: Análisis de la composición química de la obsidiana

Análisis del punto: 3

El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compuesto	Comp. C	norm. Comp. C	Error (1 Sigma)
			[% p/p]	[% p/p]	[% at.]		[% p/p]	[% p/p]	[% p/p]
O	8	K-series	41.93	48.44	62.70		0.00	0.00	5.52
Si	14	K-series	30.24	34.93	25.75	SiO ₂	74.73	64.69	1.30
Al	13	K-series	5.48	6.33	4.86	Al ₂ O ₃	11.97	10.36	0.30
Na	11	K-series	3.51	4.06	3.65	Na ₂ O	5.47	4.73	0.27
K	19	K-series	3.15	3.63	1.92	K ₂ O	4.38	3.79	0.15
Fe	26	K-series	1.85	2.14	0.79	FeO	2.76	2.39	0.14
Ca	20	K-series	0.21	0.24	0.12	CaO	0.34	0.29	0.05
Mg	12	K-series	0.19	0.22	0.19	MgO	0.37	0.32	0.05
Total:			86.57	100.00	100.00				

De acuerdo con la Tabla 5.4 se observa que el contenido de SiO₂ es muy similar entre las obsidianas y las tectitas, sin embargo es notable que el MgO es mucho mayor en éstas últimas (aproximadamente 6 veces mayor), debido al proceso de enfriamiento

²Revisar el Apéndice A.2 ahí se muestran los análisis puntuales de las obsidianas.

y formación de minerales a partir del magma que da origen a las obsidianas, la cual presenta composiciones félsicas es decir, composiciones pobres en elementos ferromagnesianos.

5. RESULTADOS

5.2.3. Fulguritas

Fulgurita de Zacatecas³

En la Figura 5.10 se observa que la fulgurita de Zacatecas muestra una textura de flujo y diversas inclusiones, tanto fluidas como fundidas.

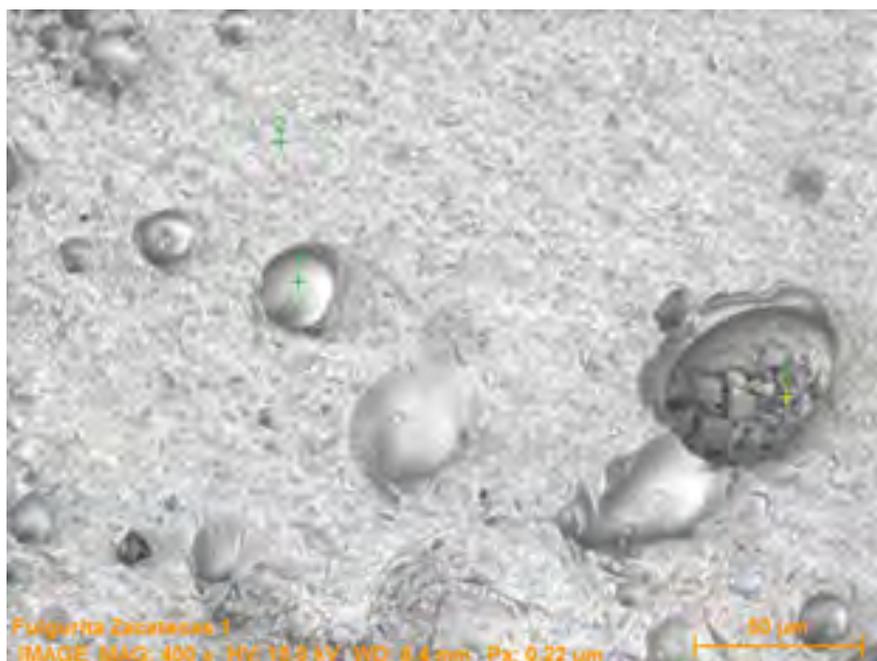


Figura 5.10: Imagen de la fulgurita de Zacatecas obtenida mediante el microscopio electrónico.

Tabla 5.5: Análisis químico de la Fulgurita de Zacatecas.

Análisis del punto: 2

El	AN	Series	unn. C [% p/p]	norm. C [% p/p]	Atom. C [% at.]	Compuesto	Comp. C [% p/p]	norm. Comp. C [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	35.97	48.63	63.24		0.00	0.00	4.38
Si	14	K-series	24.19	32.70	24.23	SiO ₂	69.96	51.76	1.04
Al	13	K-series	6.76	9.13	7.04	Al ₂ O ₃	17.26	12.77	0.35
K	19	K-series	2.14	2.90	1.54	K ₂ O	3.49	2.58	0.10
Fe	26	K-series	2.07	2.80	1.04	FeO	3.60	2.66	0.12
Na	11	K-series	1.02	1.38	1.25	Na ₂ O	1.86	1.38	0.10
Mg	12	K-series	0.88	1.19	1.02	MgO	1.98	1.47	0.08
Ca	20	K-series	0.72	0.97	0.51	CaO	1.36	1.01	0.06
Ti	22	K-series	0.21	0.29	0.13	TiO ₂	0.48	0.36	0.04
Total:			73.98	100.00	100.00				

³En el Apéndice A.3 se muestran los análisis de los puntos 1 y 3.

En general, los resultados con el microscopio electrónico muestran un vidrio silicatado rico en aluminio. El contenido de SiO_2 que se obtuvo es del 70 % y está dentro de lo que se reporta en la literatura. La composición química, que se observa en la Tabla 5.5 es muy parecida a la de las rocas andesíticas, es decir, su composición mineral comprende generalmente plagioclasa y minerales ferromagnesianos como piroxeno, biotita y hornblenda.

5. RESULTADOS

Fulgurita del Sahara⁴

En la Figura 5.11 se pueden observar diferentes tipos de inclusiones dentro de una matriz con textura de flujo con distintas tonalidades grises. Los tonos más claros corresponden a los valores más altos de óxidos de hierro y aluminio y los más oscuros presentan un porcentaje mayor de óxido de calcio.

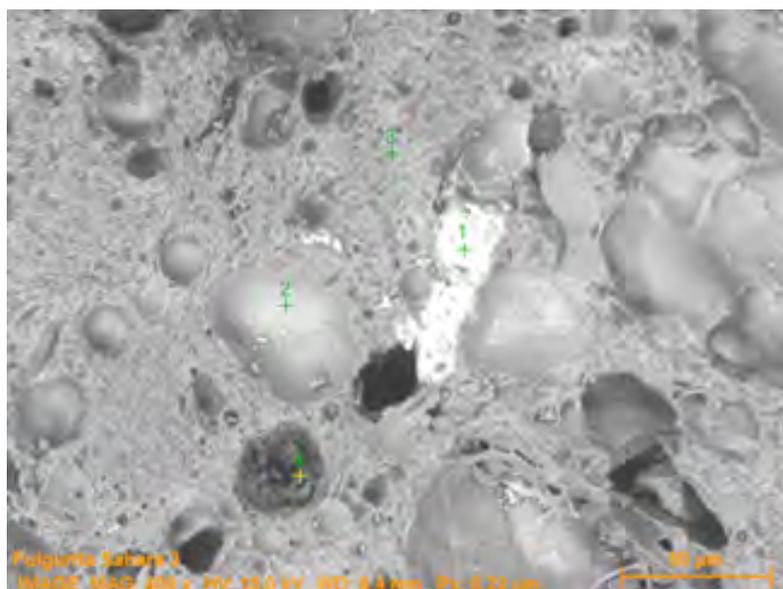


Figura 5.11: Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico de la fulgurita del Sahara.

Tabla 5.6: Análisis químico de la Fulgurita del Sahara.

Análisis del punto: 3

El	AN	Series	unn. C [% p/p]	norm. C [% p/p]	Atom. C [% at.]	Compuesto	Comp. C [% p/p]	norm. Comp. C [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	35.94	47.35	61.42		0.00	0.00	4.58
Si	14	K-series	21.29	28.05	20.73	SiO ₂	60.00	45.55	0.92
Al	13	K-series	9.74	12.84	9.87	Al ₂ O ₃	24.25	18.41	0.49
Na	11	K-series	4.18	5.50	4.97	Na ₂ O	7.41	5.63	0.30
Ca	20	K-series	2.49	3.27	1.70	CaO	4.58	3.48	0.12
Fe	26	K-series	1.31	1.73	0.64	FeO	2.22	1.69	0.10
K	19	K-series	0.96	1.26	0.67	K ₂ O	1.52	1.16	0.07
Total:			75.91	100.00	100.00				

De acuerdo con los análisis que se muestran en la Tabla 5.6, el vidrio del desierto de Libia presenta una mayor concentración de SiO₂ y muy baja en todos los demás óxidos en comparación con las otras dos tectitas y la obsidiana. Sin embargo, el contenido de Al₂O₃ es mucho más alto en las fulguritas que en las tectitas y que en la obsidiana.

⁴En el Apéndice A.4 se presentan los análisis de los puntos 1, 2 y 4.

5.2.4. Microesferas (YDB)

En la Figura 5.12 se muestra una microesfera obtenida del Sedimento de la Cuenca de Santiaguillo (YDB)⁵ junto con el área analizada. En la Figura 5.12 se muestra, encerrada en un rectángulo amarillo, el área de la microesfera que se analizó. Nótese que la superficie presenta un patrón granular.

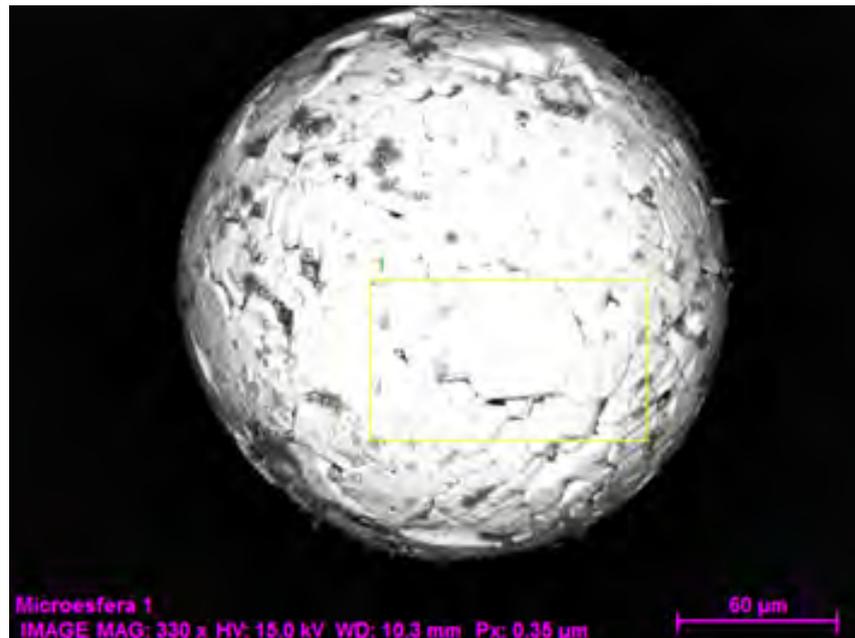


Figura 5.12: Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico para la microesfera encontrada correspondiente al Younger Dryas.

Tabla 5.7: Análisis químico de la microesfera del sedimento correspondiente al Younger Dryas.

Análisis del punto: 1

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	66.82	72.68	44.82	FeO	93.51	85.96	2.23
O	8	K-series	21.97	23.90	51.43		0.00	0.00	3.34
Si	14	K-series	1.80	1.96	2.40	SiO ₂	4.19	3.85	0.14
Ni	28	K-series	0.68	0.74	0.44	NiO	0.95	0.87	0.14
Al	13	K-series	0.66	0.72	0.92	Al ₂ O ₃	1.36	1.25	0.09
Total:			91.93	100.00	100.00				

Con base en lo que se observa en la Tabla 5.7, el material ahí mostrado es una

⁵En el Apéndice A.5 se muestran los resultados de la superficie de la microesfera encontrada en el sedimento de la Cuenca de Santiaguillo, correspondiente al YDB.

5. RESULTADOS

microesfera de impacto ya que presenta níquel (metal muy raro en la superficie terrestre y que es característico en los meteoritos). Como se verá más adelante, otras microesferas analizadas no presentan este metal. Aunque en menor concentración, contiene elementos como Al y Si.

5.2.5. Microesferas (Muestras de caída reciente)

Microesfera del sedimento de la azotea del LANGEM (Instituto de Geología). Muestra de caída reciente⁶

En la Figura 5.13 se muestra la imagen obtenida mediante el microscopio en la cual se señala el área de estudio, como se puede ver, la superficie también es granular, por lo que es similar a las microesferas hayadas en la cuenca de Santiaguillo.



Figura 5.13: Imagen obtenida del microscopio electrónico para la microesfera que se encontró en la muestra de caída reciente.

Tabla 5.8: Análisis químico elemental obtenido para la microesfera del sedimento de caída reciente.

Análisis: 1

El AN	Series	unn. C norm.	C Atom.	Error (1 σ)
		[% p/p]	[% p/p]	[% at.]
Fe 26	K-series	54.92	50.41	21.06
O 8	K-series	36.58	33.58	48.96
C 6	K-series	16.34	15.00	29.14
Si 14	K-series	0.79	0.72	0.60
Al 13	K-series	0.31	0.28	0.25
Total:		108.94	100.00	100.00

⁶En el Apéndice A.6 se muestran los análisis de los demás puntos así como de las otras microesferas encontradas en el sedimento.

5. RESULTADOS

Los resultados mostrados en la Tabla 5.8, muestran que esta microesfera también tiene una superficie granular. La composición de Fe es menor que en el caso de la microesfera anterior, pero se detecta cierta concentración de materia orgánica, quizá porque esta muestra sí tiene un origen antropogénico. El SiO₂ tiene una concentración mayor en el sedimento correspondiente al YDB, pero, aunque poco, también se detecta para la microesfera de sedimento reciente. La microesfera del sedimento del YDB es la única en la cual se detectó NiO indicando su posible origen extraterrestre.

Microesferas del sedimento de la azotea del LANGEM (Instituto de Geología) pulidas.

En las Figuras 5.14 y 5.16 se muestran las microesferas pulidas del sedimento actual. Para cada una de ellas se analizó su interior. Su concentración química se muestra en la Tabla 5.9 y en la Tabla 5.10, así como su espectro en el **Apéndice A.7**.

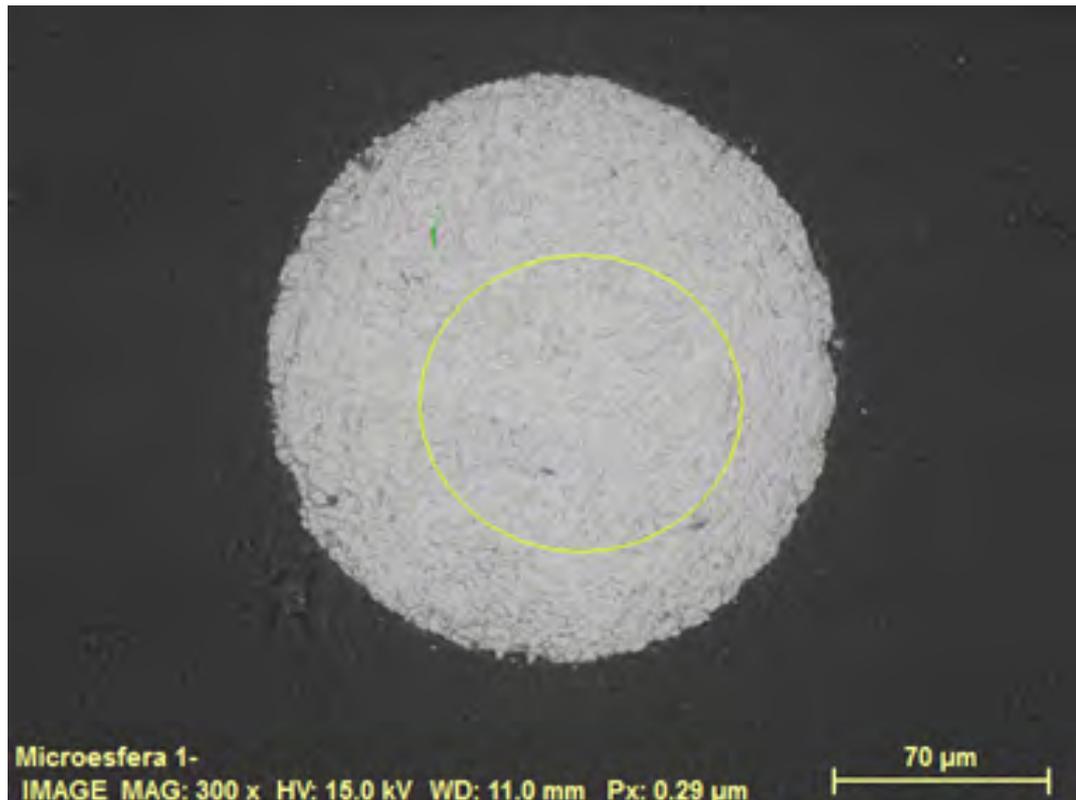


Figura 5.14: Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico del interior de la microesfera del sedimento reciente.

Tabla 5.9: Análisis químico del interior de la microesfera.

Análisis: 1

El AN Series	unn. C norm. [% p/p]	C Atom. [% p/p]	C Compuesto [% at.]	Comp. C norm. [% p/p]	Comp. C Error (1σ) [% p/p]
Fe 26 K-series	61.98	76.74	49.14	FeO 98.72	79.74 1.98
O 8 K-series	18.17	22.50	50.29		0.00 2.57
Ti 22 K-series	0.62	0.76	0.57	TiO ₂ 1.27	1.03 0.07
Ni 28 K-series	0.00	0.01	0.00	NiO 0.01	0.01 0.03
Total:	80.77	100.00	100.00		

5. RESULTADOS

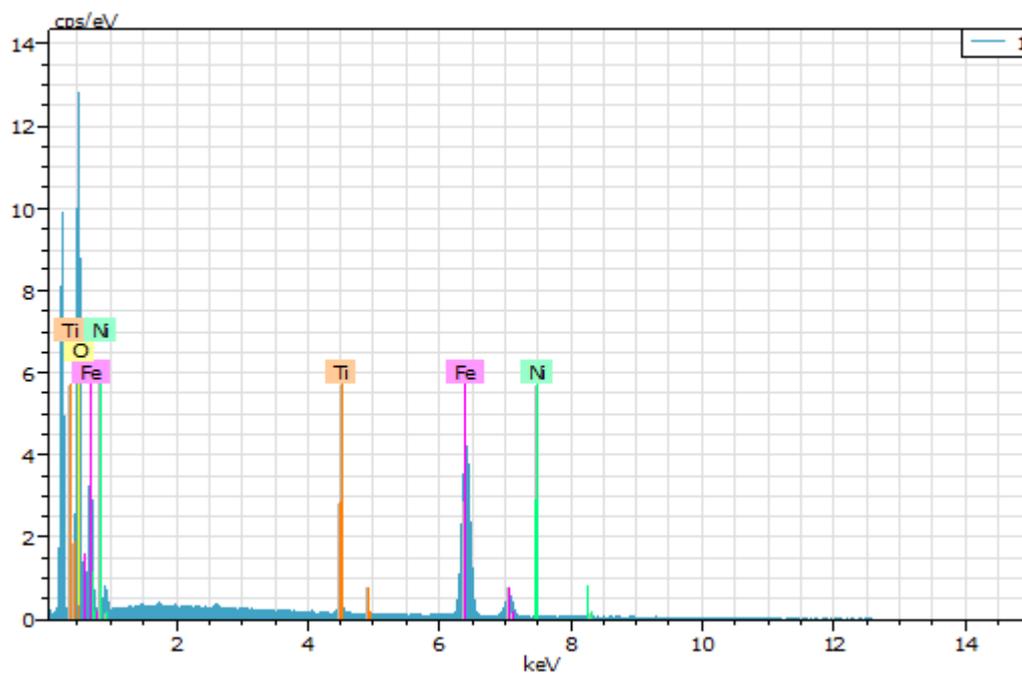


Figura 5.15: Figura de resultados. Espectro.

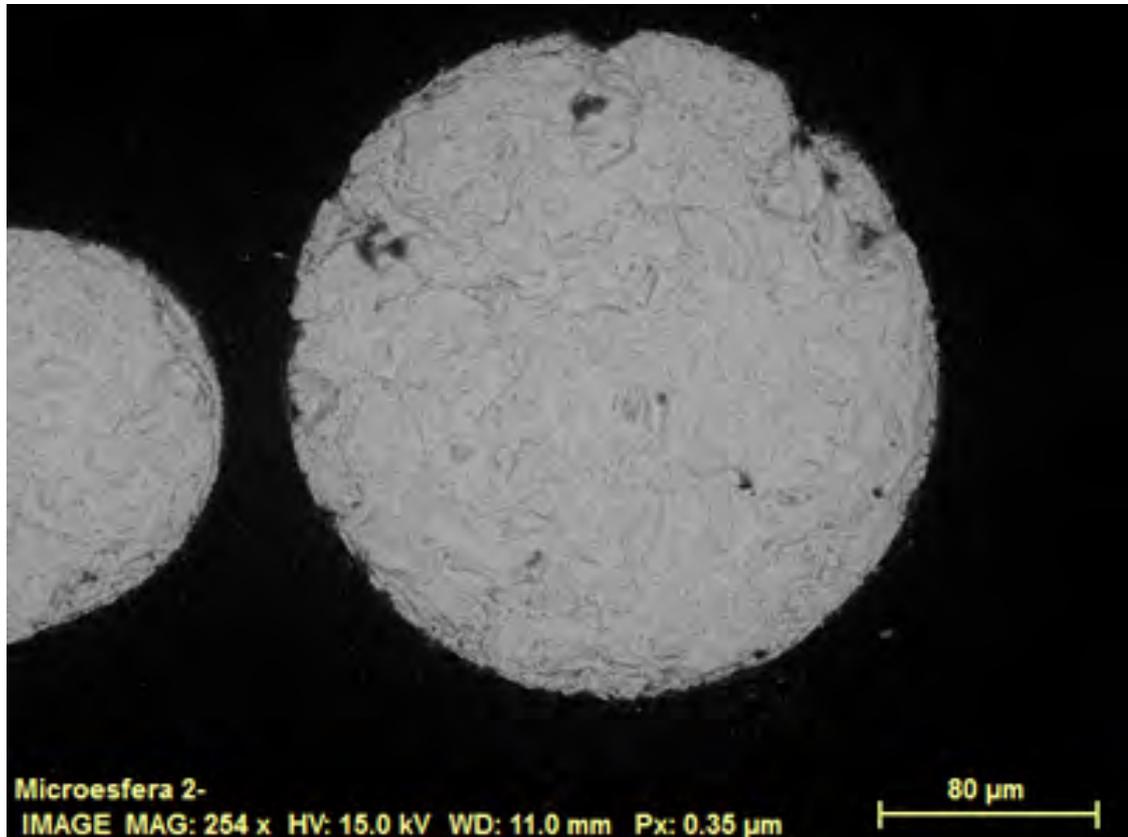


Figura 5.16: Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico del interior de otra de las microesferas encontradas en el sedimento reciente.

Tabla 5.10: Análisis químico del interior de la microesfera.

Análisis: 1

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	64.95	77.34	49.76	FeO	99.50		83.55	2.10
O	8	K-series	18.70	22.26	50.00		0.00		0.00	2.71
Ni	28	K-series	0.33	0.40	0.24	NiO	0.50		0.42	0.09
Total:			83.97	100.00	100.00					

Se analizó la parte interna de ambas microesferas y, como se muestra en la tabla 5.10, ambas se considerarían como microesferas magnéticas de impacto ya que se detecta la presencia de Ni y la concentración de Fe en ambas es muy alta.

En la Figura 5.17 podemos ver la tercera de las microesferas encontradas en el sedimento. En la Tabla 5.11 se observa que en su mayoría está compuesta de Fe. Los análisis para las que parecen ser inclusiones muestran concentraciones de SiO₂ y Al₂O₃.

5. RESULTADOS

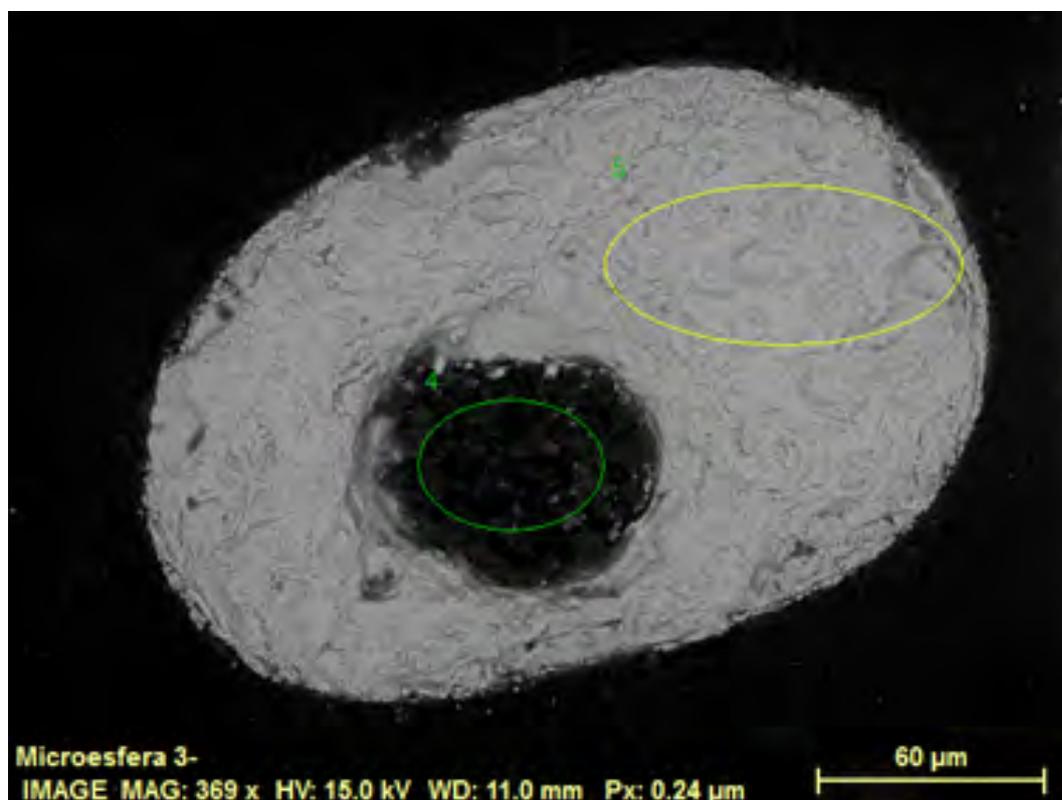


Figura 5.17: Imagen de la tercer microesfera. Las dos áreas marcadas muestran las regiones de donde se obtuvieron los análisis. Se eligieron de esta manera debido a que representan regiones muy distintas sobre la microesfera.

Tabla 5.11: Análisis químico del interior de la microesfera, para el área marcada con la elipse de color verde.

Análisis: 4

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	19.62	51.23	26.72	FeO	65.91	25.24	0.88	
O	8	K-series	11.48	29.98	54.57		0.00	0.00	2.13	
Al	13	K-series	2.79	7.29	7.87	Al ₂ O ₃	13.78	5.28	0.22	
Si	14	K-series	2.75	7.18	7.44	SiO ₂	15.35	5.88	0.20	
Cl	17	K-series	1.04	2.72	2.23		2.72	1.04	0.10	
Ca	20	K-series	0.61	1.60	1.16	CaO	2.24	0.86	0.09	
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	
Total:			38.30	100.00	100.00					

En la Figura 5.18 se observa en el espectro que el elemento más abundante, en la zona acotada por la elipse verde de la microesfera, es el hierro. Esta área parece una inclusión en la esfera que, además de hierro, contiene sílice y aluminio.

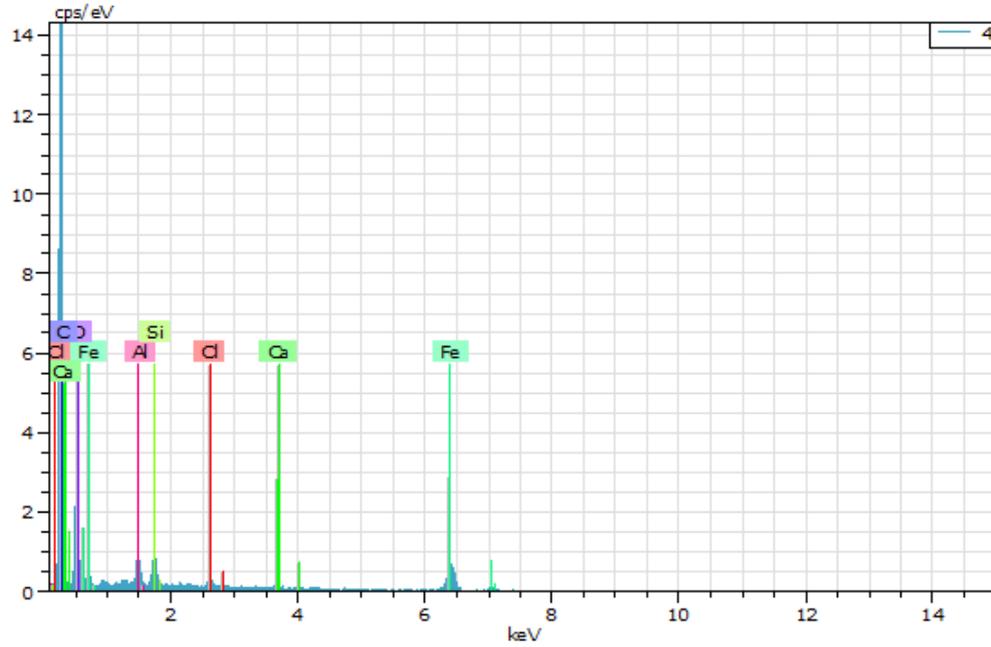


Figura 5.18: Espectro de la microesfera 3.

En la Tabla 5.12 se muestra como toda la microesfera contiene hierro.

Tabla 5.12: Tabla de análisis químico del área marcada por una elipse amarilla en la microesfera 3.

Análisis: 5

El AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto [% p/p]	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe 26	K-series	66.13	77.73	50.00	FeO 100.00	100.00	85.07		2.24
O 8	K-series	18.94	22.27	50.00		0.00	0.00		2.97
Total:		85.07	100.00	100.00					

5. RESULTADOS

Se muestran, a continuación en la Figura 5.19 y en la Figura 5.21, las últimas dos microesferas magnéticas. Se observa que la composición interna es muy similar a la externa. Podemos ver en la Tabla 5.13 y en la Tabla 5.14 que presentan concentraciones de Fe similares a las reportadas en la literatura para un micrometeorito; sin embargo, al no contener ningún metal como el níquel, consideramos que únicamente la muestra encontrada en el sedimento que corresponde al YDB es una microesfera de impacto y las otras corresponden a microesferas magnéticas que podrían ser antropogénicas.

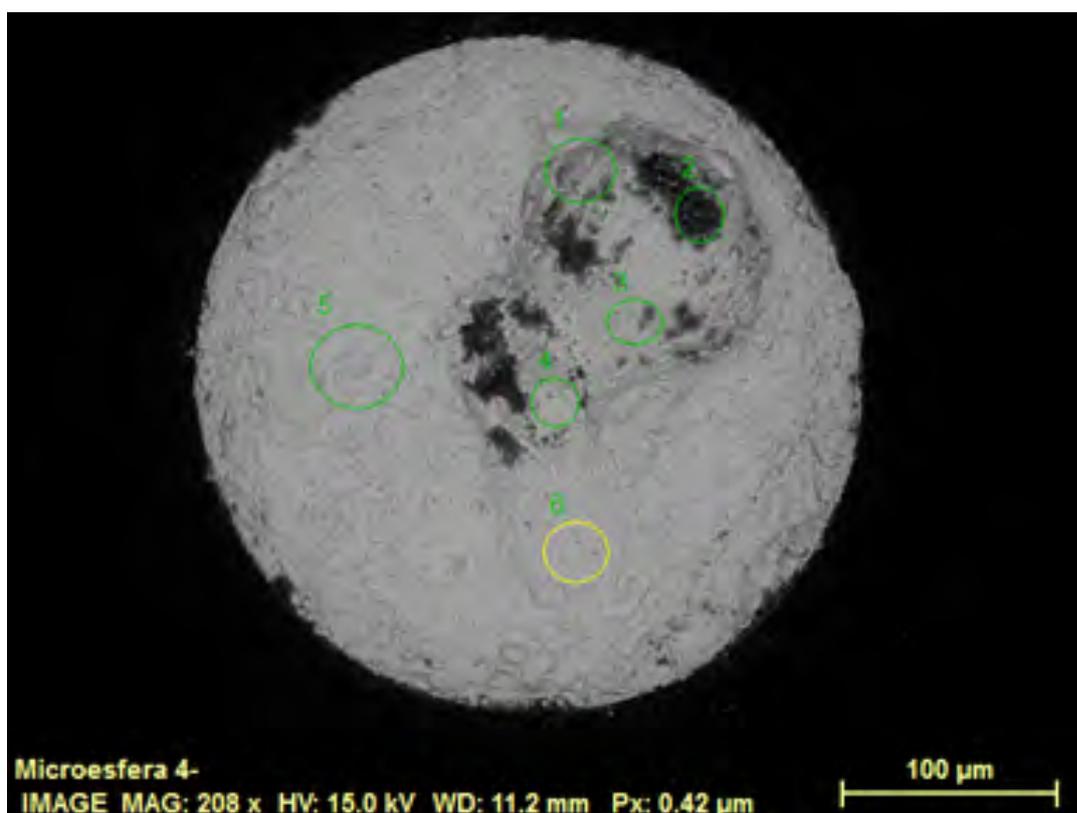


Figura 5.19: Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico de la parte interna de la microesfera 4, se muestran las áreas estudiadas con elipses en color amarillo y verde.

Tabla 5.13: Análisis químico del área marcada con el número 5 de la microesfera 4.

Análisis: 5

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	63.29	76.78	48.91	FeO	98.77		81.43	2.08
O	8	K-series	18.67	22.65	50.36		0.00		0.00	2.80
Si	14	K-series	0.47	0.57	0.73	SiO ₂	1.23		1.01	0.07
Total:			82.44	100.00	100.00					

En la Figura 5.20 se observa la abundancia del hierro y el silicio que se presenta en la mayor parte de la microesfera 4.

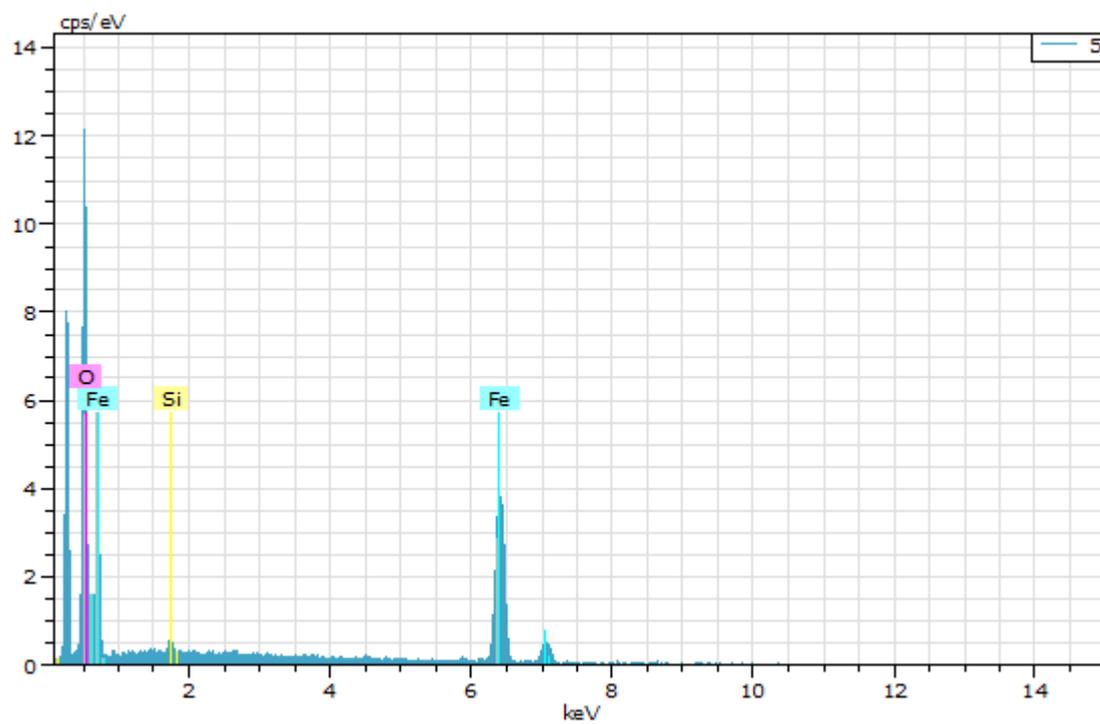


Figura 5.20: Espectro de la abundancia química del interior de la microesfera, específicamente del área marcada con el número 5.

5. RESULTADOS

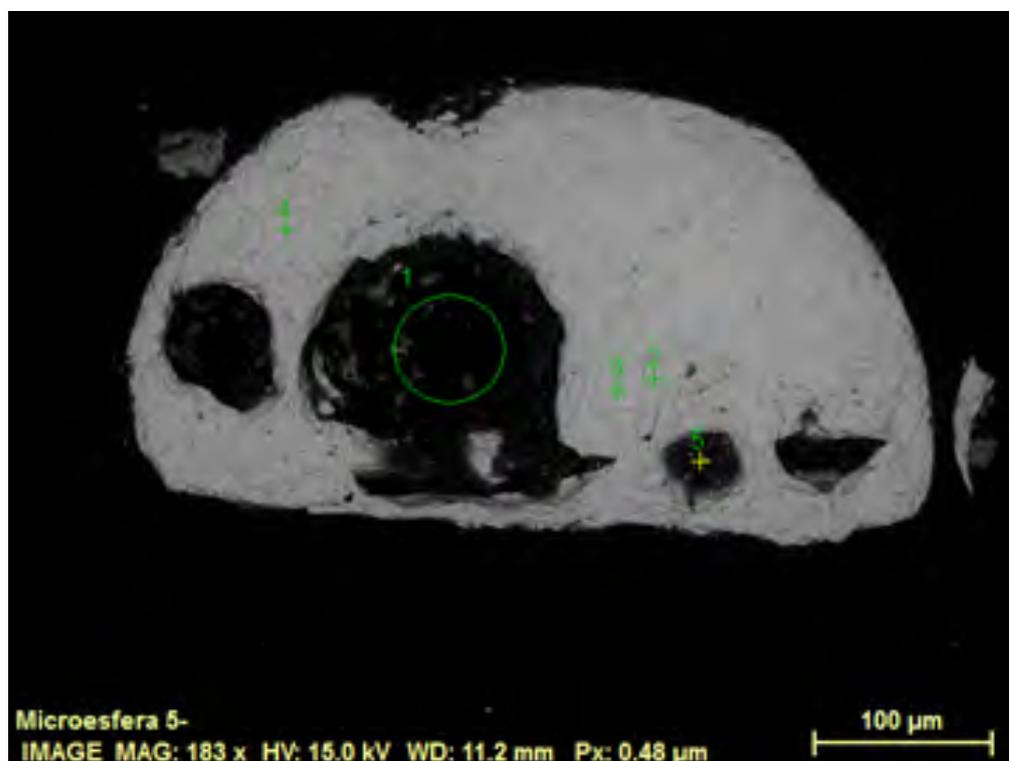


Figura 5.21: Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico del interior de la microesfera número 5, del sedimento reciente.

Tabla 5.14: Análisis de la composición química del área marcada como una elipse con el número 1 para la microesfera número 5.

Análisis: 1

El	AN	Series	unn. C [% p/p]	norm. C [% p/p]	Atom. C [% at.]	Error (1 σ) [% p/p]
C	6	K-series	81.01	59.78	73.11	12.95
O	8	K-series	33.74	24.90	22.86	7.34
Fe	26	K-series	20.76	15.32	4.03	1.04
Total:			135.51	100.00	100.00	

En la Figura 5.22 observamos como los únicos elementos presentes son el hierro y el carbono, de acuerdo al área estudiada parece ser una inclusión antropogénica en la microesfera.

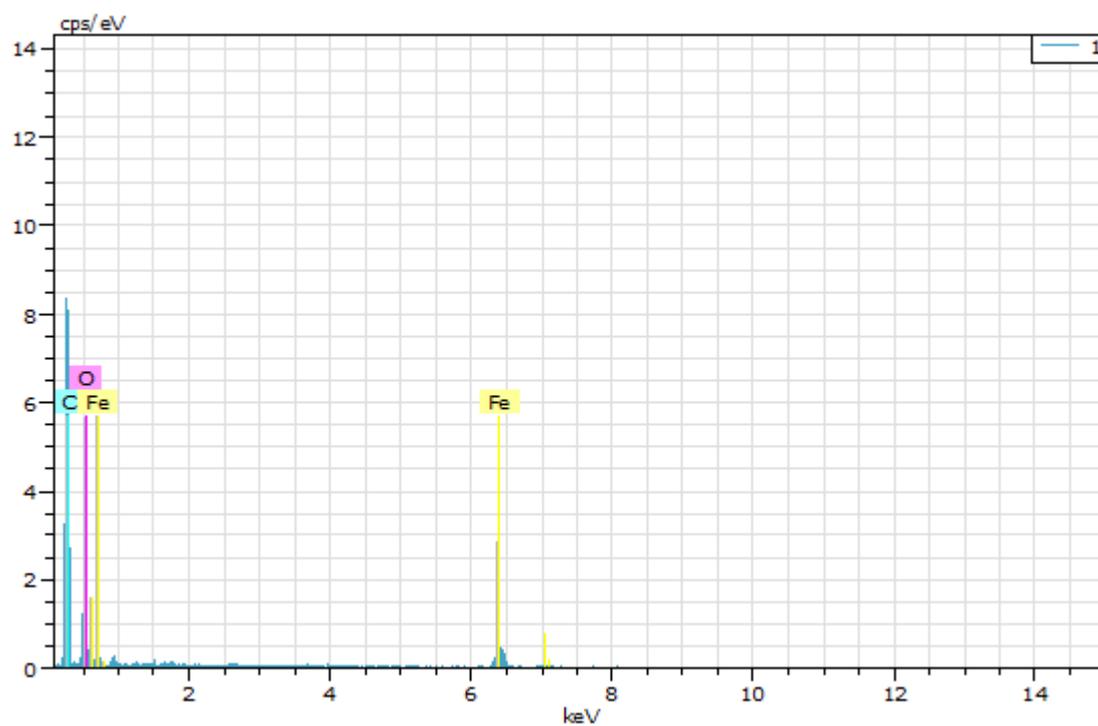


Figura 5.22: Espectro que muestra la abundancia química de los elementos presentes en el área número 1 de la microesfera 5.

En general, la composición interna de las microesferas es mayormente de FeO, en algunas hay un poco de NiO e inclusiones que son, en su mayoría, de SiO₂.

5.3. Difracción de Rayos X

5.3.1. Espectros de Difracción de Rayos X para los distintos vidrios

A continuación, en la Figura 5.23, se muestran los difractogramas para comparar la composición mineral de cada vidrio.

Si se calcula mediante la fórmula de Scherrer el tamaño de cristalito (promedio del tamaño de las zonas de difracción coherente) se encuentra que la moldavita presenta una dimensión de Scherrer de 1 nm, la indochinita de 1.2 nm y el vidrio del desierto de Libia de 1.4 nm. Esto corresponde a unos 2 o 3 tetraedros de sílice ordenados, es decir, unidos por enlaces, como en un silicato. Cada uno de estos grupos de tetraedros está desorientado respecto de los demás, probablemente unido por otros aniones o cationes, formando un material desordenado, es decir, un vidrio.

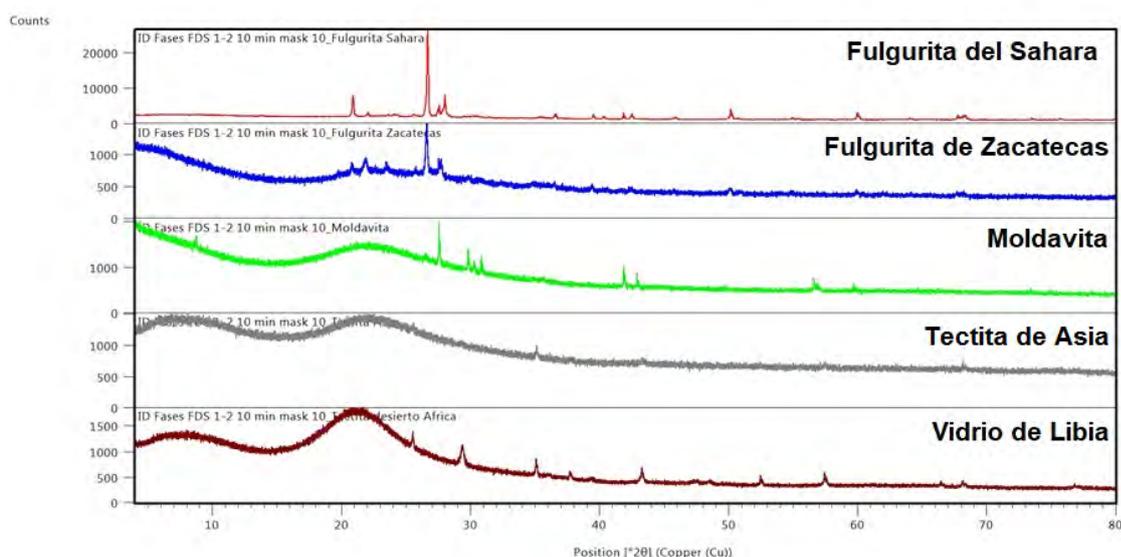


Figura 5.23: Difractogramas obtenidos para cada uno de los vidrios estudiados.

Se observa que en las tectitas (moldavita y tectita de Asia) y en el vidrio de Libia predomina el material amorfo, aunque, como se verá en el apéndice correspondiente se muestra que hay tridimita, mientras que en las fulguritas hay plagioclasa y cuarzo, la fulgurita del Sahara no presenta material amorfo.

5.3.2. Patrón de Difracción de Rayos X en donde se compara a la Obsidiana con las Tectitas

En la Figura 5.24 podemos observar el patrón de difracción.⁷ La obsidiana y la tectita de Asia presentan un difractograma muy similar, se observa la presencia del material amorfo, sin embargo el del vidrio de Libia difiere de la de los dos anteriores.

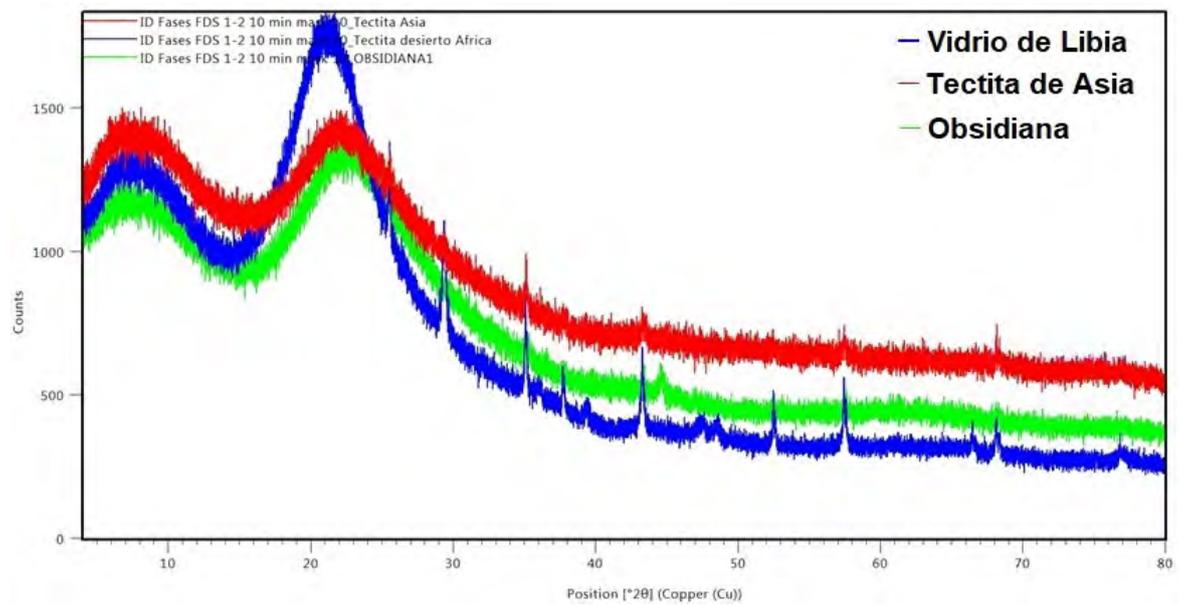


Figura 5.24: Difractograma de tres vidrios distintos.

⁷En el Apéndice B se muestran los patrones de difracción de rayos X de cada una de las muestras.

5.4. Espectroscopia Raman

De acuerdo con los espectros obtenidos, la interpretación e identificación de los componentes mineralógicos de los distintos materiales se realizó mediante la base de datos RRUFF. Se infiere que los minerales predominantes en las muestras son: sanidino, plagioclasa y cuarzo. Dado esto, y para un mejor manejo de la información, en el presente trabajo, se desglosan los resultados obtenidos en el Apéndice C (imagen y espectro) para cada una de las piezas analizadas. Las bandas anchas que se encuentran entre 491 cm^{-1} – 821 cm^{-1} están relacionadas a remanentes de vidrios diapléticos, indicando una amorfización temprana de choque seguida por una amorfización térmica (Gucsik *et al.*, 2004).

El pico más intenso que identifica al cuarzo está en 465 cm^{-1} (Reyes-Salas *et al.*, 2017) y toda la fluorescencia en las muestras es debida, en el caso de las fulguritas, a que pueden contener impurezas y en general a que son muestras amorfas y no cristalinas.

Para las obsidianas se asignan bandas anchas de 1021 cm^{-1} – 1123 cm^{-1} y en aproximadamente 800 cm^{-1} . Dichas bandas son asignadas a los modos de vibración del enlace Si-O y las posiciones son características de las unidades tetraédricas con 3 o 2 átomos de oxígeno (Carter *et al.*, 2009).

5.5. Espectroscopia Infrarroja

La finalidad de esta técnica es encontrar bandas relacionadas a la vibración de los enlaces que conforman la molécula de agua H_2O y ver si está presente en las muestras. Las únicas que muestran la presencia de la banda que corresponde a la deformación del ángulo de enlace (1551 cm^{-1}) (Watt *et al.*, 2011) son el vidrio de Libia (1445 cm^{-1}), la obsidiana (1369.2 cm^{-1} y 1741 cm^{-1}) y la fulgurita de Zacatecas (1369.20 cm^{-1} y 1732.7 cm^{-1}).

Una característica común de los espectros infrarrojos de todas las muestras es que las bandas mayores aparecen entre 1000 cm^{-1} – 1040 cm^{-1} y algunas muestras con otras bandas menores como lo son el vidrio de Libia, la obsidiana y la fulgurita de Zacatecas. Dichas bandas muestran la vibración de los enlaces en la molécula de SiO_4 . Mientras que los picos menores que se encuentran entre 745 cm^{-1} – 770 cm^{-1} están relacionados probablemente con las deformaciones del ángulo del enlace Si-O-Si (Gucsik *et al.*, 2004). En el Apéndice D se muestra el espectro de cada muestra.

5.6. LA-ICP-MS

Se ha utilizado la espectrometría de masas por ablación láser de plasma inductivamente acoplado (LA-ICP-MS) para la cuantificación de los lantánidos y unos pocos elementos más.

Se presenta la gráfica normalizada contra el condrito (tipo C1) para analizar si ha existido diferenciación en los componentes de cada muestra; se observa que existe la anomalía de europio y la muestra que la presenta más marcada es la muestra del vidrio del desierto de Libia.

Estudios recientes muestran que hay un material precursor sedimentario para las tectitas. Las rocas sedimentarias tienen más altos contenidos en la relación Th/U que las rocas ígneas (Lee *et al.*, 2009). El valor promedio que se encuentra en la corteza terrestre de Th/U es de 3.5 (Amare y Koeberl, 2006). Las tectitas que estudiamos aquí tienen en su mayoría valores más altos, lo cual indica que las rocas sedimentarias juegan un papel importante como parte de los materiales principales de las mismas.

5.6.1. Análisis de la concentración obtenida de las tierras raras normalizado con respecto al condrito

Se muestra el análisis de tierras raras en las tectitas⁸ comparándolas con los datos que han sido reportados en la literatura y, como se puede observar en la Figura 5.25, el vidrio del desierto de Libia muestra diferencias significativas en su composición respecto a elementos de tierras raras.

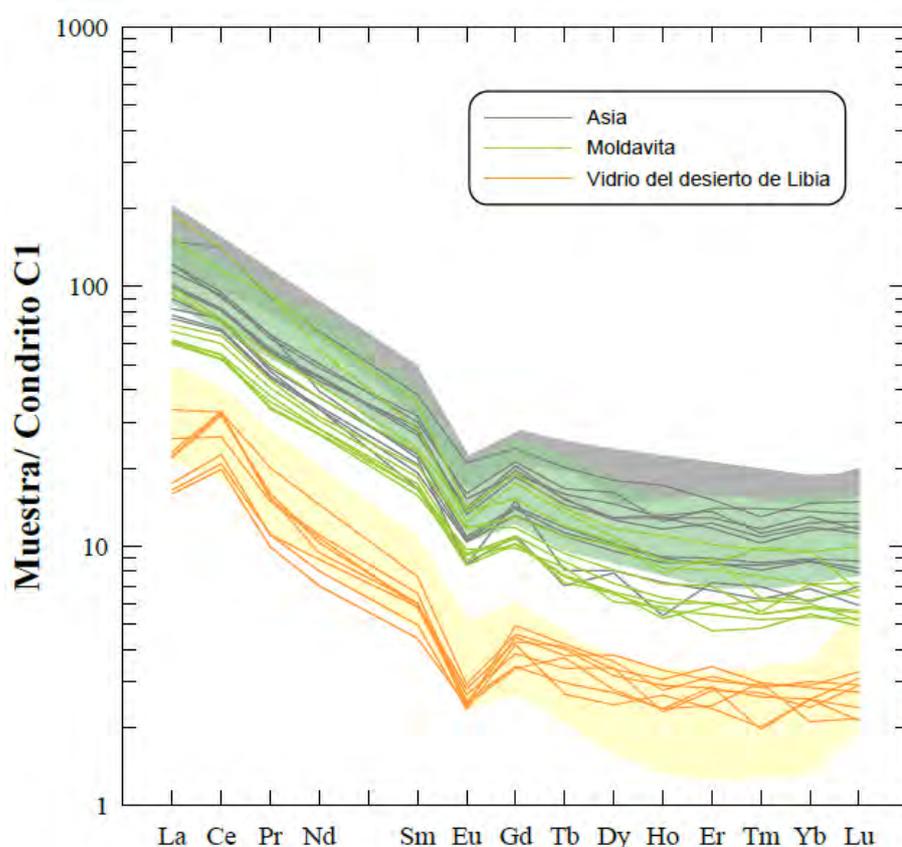


Figura 5.25: Concentración de tierras raras presentes en las muestras de tectitas, se normalizó con respecto al condrito CI (en escala logarítmica) contra su número atómico. Los datos encontrados en la literatura están representados por zonas sombreadas de color similar a las líneas que representan las muestras analizadas en este trabajo. Los datos para el vidrio de Libia se tomaron de Barrat *et al.* (1997), para las tectitas de Asia de Lee (2017) y para las moldavitas de Skála *et al.* (2009).

Se observa una buena correlación entre los valores publicados en algunos trabajos y

⁸En el Apéndice E se encuentra la Tabla de los valores obtenidos para cada muestra (elemento en ppm).

los obtenidos en este trabajo: Está claro también que hay una cierta variación natural en la composición de las tectitas del mismo grupo, estos vidrios no son completamente homogéneos. Se puede observar en la Figura 5.25 que presentan valores dispersos en una proporción 1:2 (tectita de Asia y moldavita) y hasta de 1:5 en el vidrio del desierto de Libia.

5.7. LIBS

5.7.1. Espectroscopia de Disociación Inducida por Láser (a presión atmosférica).

Se obtuvo el espectro de los elementos mayores de cada muestra. Tanto en la Fulgurita como en la Obsidiana se aprecian picos importantes de Si, Ca y Na.⁹ Se observan en la Figura 5.26 los elementos Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca, Na, K, y O, lo que corresponde a todos los elementos mayores de la muestra en un análisis de roca entera. Esto es interesante pues muestra la posibilidad del LIBS para obtener fácilmente una composición química de elementos mayores si se calibran completamente las señales analíticas de algunas líneas de cada elemento. Se observan también líneas de emisión de algún elemento traza como Li.

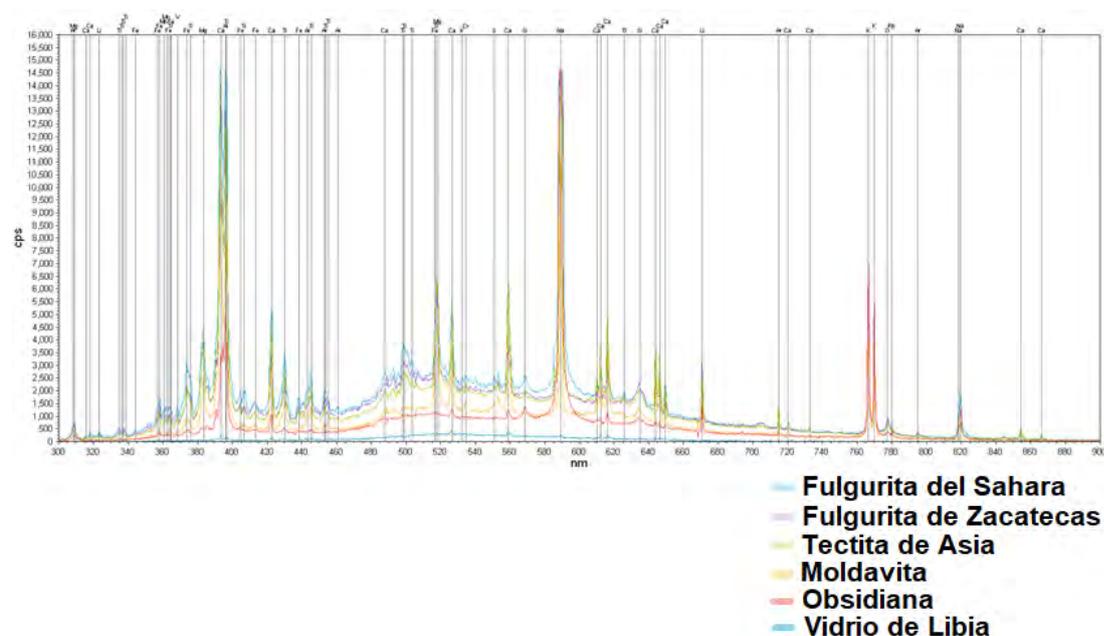


Figura 5.26: Espectro de emisión atómica (240 nm – 900 nm) producido a partir de 5 pulsos láser (5 mJ, 30 Hz, con un tiempo de integración de 1200 ms)

⁹En el Apéndice F se presentan los espectros en diferentes intervalos para analizar detalladamente la composición de cada muestra.

5.8. Calentamiento y fusión láser para la extracción de gases nobles

Se intentó obtener la edad de K-Ar para la moldavita y la tectita de Asia, usando la fusión de la muestra con un láser de CO₂. Sin embargo, no fue posible fundir completamente la muestra y no expulsó todo el Ar. Las tectitas son muy anhidras y al calentarlas forman un vidrio con viscosidad muy elevada que dificulta su desgasificación. Las edades obtenidas eran aproximadamente la mitad de la edad real de cada tectita.

Dada la dificultad para fundir las muestras, se intentó obtener la edad mediante ablación láser que, al no requerir fusión, no se ve afectada por la viscosidad de la muestra fundida: Se pudo obtener una edad de 14 Ma - 15 Ma para la moldavita, es muy buen dato de acuerdo con su edad de 14.7 Ma. Para la tectita de Asia no fue posible obtener una edad confiable, pues es menor de 1 Ma y la cantidad de gas obtenida estaba por debajo del límite de detección. En el caso del vidrio de Libia, el potasio resultó ser el problema principal, pues es un valor muy bajo y no se logró detectar con precisión suficiente mediante el sistema de LIBS.

Se utilizó el sistema de ablación láser para ver si era posible la obtención de una edad puntual de U-Th-He usando los valores de U-Th obtenidos por ICP-MS y el ⁴He mediante un espectrómetro de gases nobles MAP216.

Las concentraciones de ⁴He obtenidas para la moldavita e indochinita son muy parecidas pese a tener edades muy diferentes, el valor es de $\approx 4 \times 10^{-12}$ mol/g de ⁴He, lo que corresponde a una edad de 200 ka. Para el cálculo de edad se usaron los valores promedio de U y Th que se obtuvieron en el análisis de tierras raras utilizando el equipo LA-ICP-MS y cuyos resultados se muestran en la tabla del Apéndice E.

5.9. Calentamiento y Fusión Láser para la Extracción de Volátiles

La extracción de volátiles la realizamos por etapas, se comenzó aplicando una corriente de 0.18 W, posteriormente incrementamos hasta 3.0 W, sin embargo, observamos que las muestras fundían cuando aplicamos 7.4 W. La extracción de gases a altas temperaturas libera los volátiles no solo de las burbujas de las muestras sino que también los compuestos volátiles contenidos directamente de cada vidrio; aunque, la composición del gas puede modificarse mediante reacciones entre los gases liberados y la fusión del vidrio.

Se ha reportado que la presión de los gases en las burbujas de las tectitas son significativamente menores que la presión atmosférica estándar y en algunas burbujas no se ha detectado ningún gas (ŽÁK *et al.*, 2012).

Se puede observar en la Tabla 5.15 que hay muy poca concentración de gases en general, pero el vidrio que presenta menos concentración de gases es la moldavita y el de mayor concentración el vidrio de Libia, lo que sugiere una vez más que no es una tectita, también, se muestra cómo la obsidiana presenta una concentración de agua mayor que en las otras muestras, lo cual, como se comentó es una de las principales características que distingue a los vidrios naturales de las tectitas.

Tabla 5.15: Concentración de los compuestos volátiles de cada una de las muestras. Se observa que la moldavita presenta la concentración más baja de los mismos, mientras que el vidrio de Libia es el que tiene mayor concentración de volátiles.

Muestras	Concentración de volátiles (ccSTP/g)					
	Total (CO ₂)	Total (H ₂)	Total (H ₂ O)	Total (N ₂ /CO)	Total (O ₂)	Total (gases)
FULGURITA DEL SAHARA	3.06E-05	6.74E-04	3.62E-04	7.81E-03	1.61E-04	9.04E-03
INDOCHINITA	2.47E-04	1.70E-03	9.95E-05	7.76E-03	5.64E-05	9.86E-03
VIDRIO DE LIBIA	5.34E-03	1.58E-03	4.42E-04	8.05E-03	2.18E-03	1.76E-02
MOLDAVITA	5.37E-06	1.05E-04	1.11E-04	1.21E-03	4.51E-06	1.44E-03
OBSIDIANA	4.04E-03	1.84E-03	7.20E-04	4.28E-03	4.15E-04	1.13E-02

5.10. Termogravimetría (Análisis Térmico Diferencial)

En este análisis se observa como el vidrio de Libia es quien pierde más masa, por lo tanto muestra un resultado muy diferente comparándolo con las otras dos tectitas (la de Asia y la Moldavita) las cuales no presentan volátiles pues la masa permanece constante. El cambio de masa del vidrio de Libia es incluso más pronunciado que el de la fulgurita o la obsidiana. Respecto a esta última, se observa un decrecimiento de masa con posterior aumento, probablemente debido a la oxidación del hierro de la muestra. El gráfico discrimina con facilidad cada tipo de muestra.

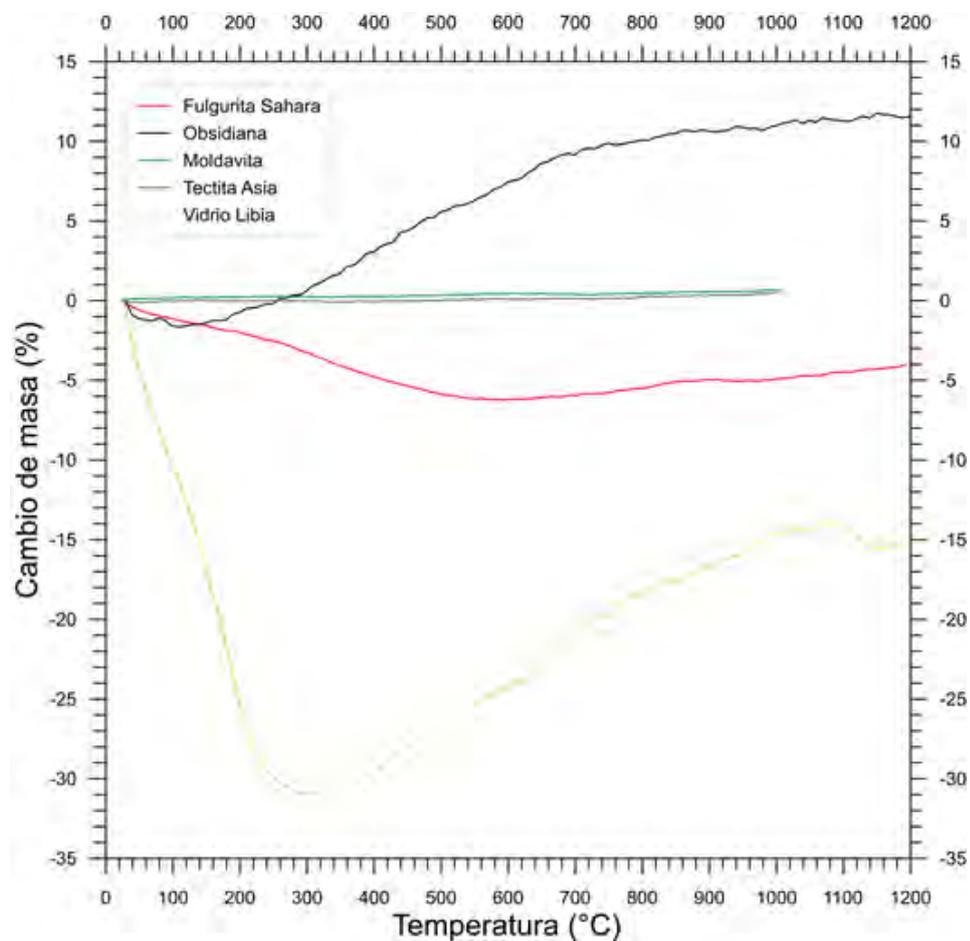


Figura 5.27: Termograma que muestra el cambio de la masa con respecto a la temperatura para las muestras estudiadas en este trabajo.

Capítulo 6

Discusión de los Resultados

En el presente trabajo de tesis se estudiaron geoquímicamente algunas muestras de vidrios naturales, tectitas y microsferas terrestres para comprender sus semejanzas y diferencias, así como para conocer la variedad de vidrios que existe y analizar en qué condiciones ocurren. Esto nos ayuda a entender los procesos de formación de vidrios en condiciones distintas a las terrestres, en la Luna o en los meteoritos, por ejemplo.

Sin un estudio detallado no es posible llegar a tener una conclusión definitiva, ya que pueden existir orígenes diversos para cada vidrio. En los siguientes párrafos se discuten los resultados obtenidos de cada una de las técnicas utilizadas para analizar cada muestra.

Primero, en el caso de las tectitas, se compararon los resultados obtenidos aquí con los reportados en la literatura. En el caso de la tectita de Asia, que se encuentra en el campo de tectitas más grande que existe, sólo hay hipótesis sobre su formación ya que no está confirmado que haya un cráter de impacto asociado a dicho campo, pese a ser el de más reciente formación (≈ 0.7 Ma). No es de esperar que el cráter de impacto, si es que existe, haya sido erosionado en tan poco tiempo geológico. La presencia de dos cráteres de impacto bajo el hielo de Groenlandia, al parecen ser muy jóvenes, pudiera ser la solución de este enigma (MacGregor *et al.*, 2019). Se ha propuesto también la existencia de un cráter en Laos, el cual se cree que está enterrado por el volcanismo Cuaternario (Sieh *et al.*, 2020), y parece ser la solución más adecuada para las tectitas de Asia, pues se encuentra en uno de los posibles focos de material eyectado. En general, los resultados obtenidos para esta muestra son semejantes a los que ya están reportados en la literatura y difieren de los otros vidrios naturales, en cuanto a su contenido de agua, etc.

También se analizó una moldavita, otro tipo de tectita que se encuentra en el campo de Europa Central. Presenta características únicas, pero, comparando los resultados de los análisis elementales realizados en este trabajo con los de la literatura, se observa que son similares a otras tectitas. La edad de las moldavitas corresponde con la edad del cráter de impacto con el que están asociadas, el cráter Ries, en Alemania, datado en 14.8 Ma.

En el caso del vidrio de Libia, ha existido una discusión sobre si es o no es una

6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

TECTITA. Los resultados obtenidos de los análisis efectuados, específicamente a partir de la técnica de LIBS, muestran que los elementos mayores difieren entre el vidrio de Libia y las otras muestras. La técnica de calentamiento y fusión láser para la extracción de volátiles, junto con la de termogravimetría, muestran que el vidrio de Libia presenta mayor concentración de gases y que es la muestra que más cantidad de masa pierde. Utilizando la técnica de LA-ICP-MS, se encontró que el vidrio de Libia presenta una menor concentración de las tierras raras si se compara con las dos tectitas (Moldavita y tectita de Asia).

Lo anterior indica que la muestra del vidrio de Libia se trata de otro tipo de vidrio, quizá más parecido a un vidrio de origen terrestre, volcánico o hidrotermal. La morfología del vidrio de Libia es diferente a la de las tectitas comunes, pues existen fragmentos muy grandes sin formas aerodinámicas y fragmentos muy pequeños, aunque hay que reconocer que la mayoría de dichos fragmentos están desgastados por el viento y la arena del desierto. De acuerdo con lo anterior, pudiera tratarse de un vidrio terrestre, sin intervención meteorítica, pero algunos autores, por ejemplo, (Greshake *et al.*, 2018) mencionan que las líneas de tonalidad marrón encontradas en fragmentos del vidrio contienen una clara evidencia de componentes extraterrestres, como son los elementos del grupo del platino (PGEs) Fe, Mg, Cr, Ni, y Co y también la firma isotópica de Os extraterrestre (p. ej. Murali *et al.* 1989, Barrat *et al.* 1997, Koeberl 1997, 2000, entre otros).

También se ha reconocido la presencia probable de material de alta presión y composiciones isotópicas “contaminadas”, más propias del manto o de material extraterrestre. Si esto fuera cierto, también podría decirse que el vidrio de Libia es producto de la formación de un cráter de impacto (suevita, prácticamente vítrea), y que está expuesto debido a que el cráter se encuentra muy erosionado. Sin embargo, su composición extremadamente silícica (hasta de un 99%) no encaja con la composición de las rocas de la corteza continental promedio. Entonces, pudiera corresponder a la fusión de una arena de cuarzo casi pura.

Con algunas de las técnicas empleadas aquí, se reproducen los datos que ya se han publicado, y se añaden algunos datos nuevos. Se puede decir, de forma general, que los vidrios terrestres (naturales) como son las fulguritas y la obsidiana presentan diferencias significativas comparándolas con las dos tectitas (la moldavita y la tectita de Asia), y que el vidrio de Libia tiene diferencias apreciables con las dos anteriores. En los siguientes párrafos se describen de manera general algunos de los resultados a partir de los cuales se dedujo que el vidrio de Libia no parece ser una tectita, o en todo caso, no a una tectita común.

En la Tabla 6.1 se muestran los resultados que se obtuvieron de los análisis químicos para los elementos mayores con el microscopio electrónico. En la Tabla 6.2 se muestran los datos encontrados en la literatura.

Se puede observar que los resultados que se obtuvieron utilizando el microscopio electrónico son similares a los que se encuentran en la literatura, lo cual da un grado de confianza a los resultados obtenidos en este trabajo. Es de notar que el vidrio de Libia presenta un contenido de SiO₂ más alto que la tectita de Asia y la moldavita, y

Tabla 6.1: Análisis químico de las tectitas y del vidrio de Libia, obtenido con microscopía electrónica mediante EDS.

Compuesto	Vidrio de Libia (% p/p)	Tectita de Asia (% p/p)	Moldavita (% p/p)
SiO ₂	97.02	71.89	77.93
Al ₂ O ₃	1.82	13.31	10.61
Na ₂ O	0.33	2.05	0.77
FeO	0.25	4.65	1.74
TiO ₂	0.16	0.88	-
MgO	0.12	2.38	2.41
K ₂ O	0.07	2.50	3.42
CaO	-	2.35	3.11

Tabla 6.2: Análisis químico de las tectitas y del vidrio de Libia McCall (2001).

Compuesto	Vidrio de Libia (%p/p)	Tectita de Asia (% p/p)	Moldavita (% p/p)
SiO ₂	98.20	73.0	78.82
Al ₂ O ₃	0.70	12.83	10.62
Na ₂ O	0.33	1.45	0.56
FeO	0.24	4.37	1.61
TiO ₂	0.73	0.76	0.35
MgO	0.01	2.48	1.82
K ₂ O	0.02	2.40	2.61
CaO	0.33	1.91	2.08

por tanto, presenta una menor concentración en casi todos los demás óxidos hasta por dos órdenes de magnitud.

A partir del diagrama de lantánidos obtenidos con el uso de la técnica del LA-ICP-MS, se observa que reproducimos los datos de la literatura. Todas las muestras presentan la anomalía negativa de Eu, que es una característica distintiva de las rocas arcillosas sedimentarias continentales de la era del Fanerozoico. Esto significa que las muestras de vidrios estudiadas en este trabajo, específicamente las tectitas, presentan una composición casi idéntica a la de la corteza terrestre. Por las condiciones reductoras, el europio puede estar en estado de oxidación (II), en lugar del (III) característico de los lantánidos y la plagioclasa puede realizar fácilmente una sustitución de Ca (II) por Eu (II) y Sr (II). Si se produce una diferenciación intracortical, la cual es muy común en la generación de magmas, ambos elementos (Eu y Sr) pueden ser removidos por cristalización fraccionada de la plagioclasa. Como consecuencia, la corteza continental está formada por rocas que presentan concentraciones menores de Eu y Sr, por lo que las muestras presentan una anomalía negativa del elemento Eu, pero no del resto de lantánidos.

Se utilizó la espectroscopía infrarroja (FTIR) para poder detectar las bandas de

6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

absorción correspondientes a la molécula de agua (H_2O), por lo que, en los espectros obtenidos, se observa que tanto en el caso del vidrio de Libia como en el de la obsidiana, la fulgurita de Zacatecas y la fulgurita del Sahara se encuentran unas bandas características en la zona de aproximadamente 1500 cm^{-1} - 1750 cm^{-1} . Con esta técnica se observa que el vidrio de Libia no corresponde a una tectita por su contenido de agua, ya que presenta mayor cantidad de este compuesto que las dos tectitas y se corrobora que tanto la moldavita como la tectita de Asia presentan una concentración de agua mínima que no es detectable en su espectro correspondiente.

Utilizando la espectroscopia de disociación inducida por láser (LIBS), se obtuvo un análisis de elementos mayores para comparar las muestras. El vidrio de Libia presenta un espectro completamente diferente al de los vidrios naturales (fulguritas y obsidiana, en donde resaltan claramente los picos de elementos como el Mg, Ca, Na, etc.). Con la técnica de medición de volátiles descrita en la metodología, analizamos la concentración de estos compuestos en todas las muestras estudiadas. En la gráfica de la Figura 6.1 se observan las diferencias en las concentraciones de cada vidrio. La muestra del vidrio de Libia es la que presenta mayor concentración de gases y, si se compara con el termograma de la Figura 5.27, se muestra que es el que pierde mayor cantidad de masa, por lo que el resultado es coherente en ambas técnicas. La obsidiana presenta mayor concentración de agua en comparación con las otras muestras, aunque la concentración de este compuesto también es muy baja. Las dos tectitas no presentan O_2 prácticamente. Estudios que se han recopilado de la literatura sobre tectitas, muestran que el O_2 es el gas, que cuando es detectado, está en menor concentración en comparación con los otros gases, quizá al oxidar la superficie del material se pierde (ŽÁK *et al.*, 2012).

También se ha encontrado que los gases que predominan en las tectitas o en general en los vidrios de impacto es el CO/CO_2 y se muestra en la gráfica que para la fulgurita, el vidrio de Libia y las dos tectitas el gas que predomina es el N_2 o el CO . Quizá pueda deberse a la movilización del carbono contenido directamente en el vidrio durante el proceso térmico que se llevó a cabo en el experimento de fusión, el cual se realizó calentando el material. Los experimentos que realizan en la literatura lo hacen triturando el material, rompiendo las inclusiones presentes.

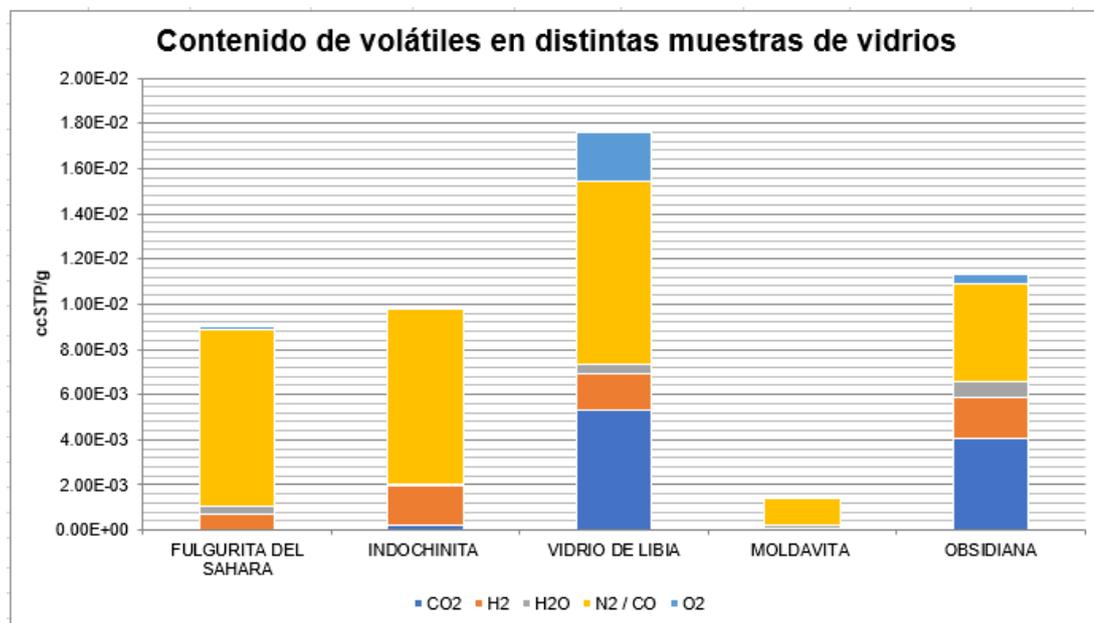


Figura 6.1: Gráfica que muestra la concentración en ccSTP/g de los compuestos volátiles para los distintos tipos de vidrio

Al realizar la técnica de termogravimetría, se obtuvo un termograma para poder analizar el comportamiento de las muestras de cada vidrio de acuerdo con su variación de masa. La moldavita y la tectita de Asia presentan un resultado muy similar, en contraste con los otros vidrios naturales y con el vidrio de Libia. Como ya se mencionó en el capítulo correspondiente, las tectitas casi no presentan compuestos volátiles, por lo que no hay variación de su masa durante el calentamiento. Con esta técnica, el vidrio de Libia también difiere de manera significativa tanto con las tectitas como con los vidrios naturales. Los datos obtenidos mediante las técnicas anteriores (calentamiento y fusión láser para la extracción de gases nobles) no se pueden comparar con la literatura ya que no se han encontrado resultados en donde realicen experimentos en los cuales se empleen la técnica, por tanto en este caso, no se tienen valores de comparación. Sin embargo, al aplicar las otras técnicas, se observa que el vidrio de Libia no se parece a las tectitas normales y que los vidrios naturales difieren de manera significativa con la moldavita y la tectita de Asia.

Las tectitas que se pudieron analizar con espectrometría de gases nobles nos muestran una edad de U-Th-He muy joven, de menos de 0.2 Ma. Sabemos que la tectita de Asia y la moldavita presentan concentraciones de U y Th muy parecidas, pero edades reales de K-Ar u otros geocronómetros bastante diferentes, aproximadamente de 0.7 Ma y 14.8 Ma respectivamente. Esto indica que tanto los vidrios volcánicos como las tectitas, las cuales presentan altas concentraciones de sílice, no retienen bien el He a temperatura ambiente. La edad obtenida, aproximadamente de 200 ka, debe interpretarse como el tiempo promedio de pérdida total de He en la estructura amorfa

6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

del material. Esta poca retención de gas en materiales con mucho SiO₂ es reconocida también para el propio cuarzo, que presenta pérdidas importantes de He a baja temperatura.

A continuación se describe lo que se obtuvo para las microesferas encontradas en los dos diferentes sedimentos. Sabemos que se han encontrado materiales similares a los presentados en este trabajo en muchos niveles estratigráficos de la Tierra. Entre ellos los muy conocidos que corresponden a la estructura de impacto del cráter Chicxulub (límite K/Pg). Derivado de este impacto, hay depósitos de microesferas alrededor del Golfo de México, así como depósitos de un megatsunami generado por este impacto (Keller *et al.*, 2004). También se encuentran microesferas en otros niveles en las Antillas y hasta en Colombia (isla de la Gorgonilla). A mayores distancias, pero a nivel mundial, se encuentra siempre una capa de arcilla, que son partículas que se depositaron por caída libre y fueron alteradas.

Mientras que este episodio geológico está siendo comprendido con detalle, existen múltiples hipótesis para explicar lo sucedido en el periodo conocido como Younger Dryas (final del Pleistoceno). El estudio de una sección lacustre de este periodo me permitió separar microesferas que se localizaron en el sedimento estudiado a una profundidad de 148 cm - 150 cm que corresponde con la edad del suceso, interpolada mediante dataciones de ¹⁴C en los estratos superiores e inferiores. De acuerdo con su morfología externa y composición química, se puede afirmar que las esferas magnéticas encontradas (pueden colectarse con un imán) son extraterrestres (micrometeoritos) o producidas por un impacto meteorítico. El hallazgo pudiese ser casual, pero no se encontraron otras esferas, aunque se estudiaron unas decenas de centímetros más arriba y más abajo de los 148 cm - 150 cm, abarcando algunos miles de años en ambas direcciones.

Por otro lado, las esferas obtenidas en el sedimento actual (azotea del LANGEM) presentan una composición parecida a los basaltos del Popocatepetl por lo que consideramos que quizá puedan ser microesferas volcánicas y algunas antropogénicas y no micrometeoritos. Al analizar con más detalle estas microesferas del sedimento reciente (para ver si encontrábamos un núcleo metálico) no se encuentra ninguna composición significativa de algún metal (níquel-hierro) que muestre que son micrometeoritos; más bien su composición es casi completamente hierro, en unas pocas hay algo de níquel y muy poco silicio. Estas últimas son las únicas que se pudieran corresponder a micrometeoritos.

Capítulo 7

Conclusiones

En este estudio se presentan los resultados de algunas técnicas utilizadas para analizar tectitas y vidrios terrestres, algunos de estos análisis reproducen los datos de diferentes vidrios (volcánicos, terrestres y tectitas) que ya se han publicado en la literatura científica. La combinación de metodologías usadas permite reproducir los resultados de la literatura (p.ej., el contenido de lantánidos) y en otros casos incluso mejorarlos (p.ej. el análisis termogravimétrico, que fue discriminante para cada tipología). Los análisis de LIBS, los de helio puntuales y parcialmente los de volátiles son un aporte nuevo de este trabajo de tesis.

Mediante la técnica de LIBS se observó que en las fulguritas y en la obsidiana resaltan claramente los picos de elementos como Ca, Mg, Na, etc., mientras que estos elementos no son relevantes para las tectitas. Y con la técnica de fusión láser para analizar los compuestos volátiles y el análisis de termogravimetría se obtuvo que las tectitas son anhídras (aunque también se analizó esto usando la técnica de FTIR) mientras que las fulguritas, obsidias y el vidrio de Libia no lo son.

Uno de los resultados más notables obtenido en este trabajo es que el vidrio de Libia no es una verdadera tectita, en el sentido clásico del término, pues muestra resultados químicos totalmente diferentes a éstas. Con los análisis realizados con algunas de las técnicas antes mencionadas se concluye que el vidrio de Libia no es una tectita como la moldavita o la tectita de Asia, pues éstas son parecidas entre sí, pero difieren del vidrio de Libia de manera significativa. Si el vidrio de Libia fuese un material de impacto las condiciones de su formación serían diferentes, no se descarta que pueda ser un vidrio de fusión de impacto relacionado con suevitas, más precisamente una tagamita, pero de composición muy inusual ($>95\%$ SiO_2). De lo que estamos seguros es que sí tiene inclusiones minerales que pudieran ser de roca sedimentaria en la que se produjo el impacto, pues se detectó la presencia de circón. En la literatura es común encontrar que este vidrio presenta este tipo de inclusiones minerales entre otras.

Se logró hacer un análisis de las microesferas de un afloramiento en Durango del límite del Younger Dryas donde se encontraron tres microesferas extraterrestres que pueden apoyar la idea de la caída de un asteroide en esta época, similares a las encontradas por la doctora Alcántara en el lago de Cuitzeo en Michoacán. No se puede

7. CONCLUSIONES

descartar una casualidad, pero se procesaron también muestras de sedimento de la misma columna estratigráfica, tanto de edad superior como inferior sin hallar ninguna otra microesfera. En el caso de las microesferas actuales se puede pensar que las que presentan un alto contenido de silicatos pueden ser extraterrestres pues es difícil imaginar la fusión antropogénica de una roca para producir esferas. Las que presentan un alto contenido de hierro son antropogénicas (soldaduras, combustión, etc.), con excepción de la que parece una microesfera volcánica. No se encontró algún metal en el interior que indique sin ambigüedad que son micrometeoritos o que tienen un origen extraterrestre.

Bibliografía

- Amare K. y Koeberl C. (2006). Variation of chemical composition in australasian tektites from different localities in vietnam. *Meteoritics & Planetary Science* **41** (1), 107–123. [107](#)
- Australian-Museum (2018). Tektites. <https://australianmuseum.net.au/learn/minerals/shaping-earth/tektites/>. [129](#)
- Bagnall P. M. (1991). *Meteorite and Tektite Collector's Handbook*. Willmann-Bell. [13](#), [14](#)
- Barrat J., Jahn B., Amosse J., Rocchia R., Keller F., Poupeau G. y Diemer E. (1997). Geochemistry and origin of libyan desert glasses. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61** (9), 1953–1959. [xvi](#), [108](#)
- Bland P., de Souza Filho C., Jull A. T., Kelley S., Hough R., Artemieva N., Pierazzo E., Coniglio J., Pinotti L., Evers V. *et al.* (2002). A possible tektite strewn field in the argentinian pampa. *Science* **296** (5570), 1109–1111. [52](#)
- Brachaniec T., Szopa K. y Karwowski Ł. (2014). Discovery of the most distal ries tektites found in lower silesia, southwestern poland. *Meteoritics & Planetary Science* **49** (8), 1315–1322. [50](#)
- Bradbury S. (1989). *An introduction to the optical microscope*. Oxford University Press. [60](#)
- Canales-Garcia I., Urrutia-Fucugauchi J. y Aguayo-Camargo E. (2018). Seismic imaging and attribute analysis of chicxulub crater central sector, yucatán platform, gulf of mexico. *Geologica acta* **16** (2), 0215–235. [xiii](#), [38](#), [39](#)
- Carter E. A., Hargreaves M. D., Kononenko N., Graham I., Edwards H. G., Swarbrick B. y Torrence R. (2009). Raman spectroscopy applied to understanding prehistoric obsidian trade in the pacific region. *Vibrational Spectroscopy* **50** (1), 116–124. [106](#)
- Cisowski S. M. (1988). Magnetic properties of k/t and e/o microspherules: origin by combustion? *Earth and Planetary Science Letters* **88** (1-2), 193–208. [4](#)

BIBLIOGRAFÍA

- Don E. (2019). Younger dryas. *Encyclopaedia Britannica* . 5
- Dypvik H. y F. Jansa L. (2003). Sedimentary signatures and processes during marine bolide impacts: A review. *Sedimentary Geology* **161**, 309–337. 11
- Ferriere L., Barrat J.-A., Giuli G., Koeberl C., Schulz T., Topa D. y Wegner W. (2017). A new tektite strewn field discovered in uruguay. En: *80th Annual Meeting of the Meteoritical Society*, vol. 1987. 52
- Firestone R. B. (2009). The case for the younger dryas extraterrestrial impact event: Mammoth, megafauna and clovis extinction . XIII, 5, 6
- Firestone R. B., West A., Kennett J., Becker L., Bunch T., Revay Z., Schultz P., Belgia T., Kennett D., Erlandson J. *et al.* (2007). Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the younger dryas cooling. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **104** (41), 16016–16021. 23
- Genge M. J., Davies B., Suttle M. D., van Ginneken M. y Tomkins A. G. (2017). The mineralogy and petrology of i-type cosmic spherules: Implications for their sources, origins and identification in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **218**, 167–200. 22
- Glass B. (1990). Tektites and microtektites: key facts and inferences. *Tectonophysics* **171** (1-4), 393–404. 13, 14, 15
- Glass B. (2002). Upper eocene impact ejecta/spherule layers in marine sediments. *Chemie der Erde-Geochemistry* **62** (3), 173–196. XIII, 4
- Glass B. y Simonson B. (2012). *Distal Impact Ejecta Layers: A Record of Large Impacts in Sedimentary Deposits Impact Studies*. Springer Science Business Media. 40, 129
- Goderis S., Tagle R., Fritz J., Bartoschewitz R. y Artemieva N. (2017). On the nature of the ni-rich component in splash-form australasian tektites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **217**, 28–50. 47
- Goldstein N. D. J. D. L. C. E. P. L. E. S. L. M. J., J. (2012). *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis: Third Edition*. Springer Science Business Media. 61, 62
- Greshake A., Wirth R., Fritz J., Jakubowski T. y Böttger U. (2018). Mullite in libyan desert glass: Evidence for high-temperature/low-pressure formation. *Meteoritics & Planetary Science* **53** (3), 467–481. 12, 116
- Gucsik A., Koeberl C., Brandstätter F., Libowitzky E. y Zhang M. (2004). Infrared, raman, and cathodoluminescence studies of impact glasses. *Meteoritics & Planetary Science* **39** (8), 1273–1285. 66, 106

-
- Heide K. y Heide G. (2011). Vitreous state in nature—origin and properties. *Chemie der Erde-Geochemistry* **71** (4), 305–335. [XIII](#), [16](#), [17](#), [18](#), [19](#), [20](#)
- Hildebrand A. R. (2018). Champasak A (B): Source Crater(s) of the Australasian Tektite Strewn field Formed by a Highly Oblique Impact in Champasak Province, Southern Laos. *AGU Fall Meeting Abstracts* . [49](#)
- Hodge P. (1994). *Meteorite Craters and Impact Structures of the Earth*. Cambridge University Press. [46](#)
- Holliday V. T., Surovell T., Meltzer D. J., Grayson D. K. y Boslough M. (2014). The younger dryas impact hypothesis: a cosmic catastrophe. *Journal of Quaternary Science* **29** (6), 515–530. [5](#)
- Howard K. T. (2009). Physical distribution trends in darwin glass. *Meteoritics & Planetary Science* **44** (1), 115–129. [13](#)
- Howard K. T. (2011). Volatile enhanced dispersal of high velocity impact melts and the origin of tektites. *Proceedings of the Geologists' Association* **122** (3), 363–382. [XIII](#), [XIV](#), [1](#), [14](#), [15](#), [16](#), [36](#), [42](#), [43](#)
- Israde-Alcántara I., Bischoff J. L., Domínguez-Vázquez G., Li H.-C., DeCarli P. S., Bunch T. E., Wittke J. H., Weaver J. C., Firestone R. B., West A. *et al.* (2012). Evidence from central mexico supporting the younger dryas extraterrestrial impact hypothesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **109** (13), E738–E747. [8](#), [23](#)
- Jeremy B. J., Marten M. y Rosemary T. (1990). *Under the Microscope: A Hidden World Revealed*. CUP Archive. [60](#)
- Jessberger E. y Gentner W. (1972). Mass spectrometric analysis of gas inclusions in muong nong glass and libyan desert glass. *Earth and Planetary Science Letters* **14** (2), 221–225. [14](#)
- Keller G. (1986). Stepwise mass extinctions and impact events: Late eocene to early oligocene. *Marine Micropaleontology* **10** (4), 267–293. [4](#)
- Keller G., Adatte T., Stinnesbeck W., STÜBEN D., Berner Z., Kramar U. y Harting M. (2004). More evidence that the chicxulub impact predates the k/t mass extinction. *Meteoritics & Planetary Science* **39** (7), 1127–1144. [120](#)
- Kirkham A. (2003). Glauconitic spherules from the triassic of the bristol area, sw england: probable microtektite pseudomorphs. *Proceedings of the Geologists' Association* **114** (1), 11–21. [XIII](#), [3](#)
- Kjær K. H., Larsen N. K., Binder T., Bjørk A. A., Eisen O., Fahnestock M. A., Funder S., Garde A. A., Haack H., Helm V. *et al.* (2018). A large impact crater beneath hiawatha glacier in northwest greenland. *Science advances* **4** (11), eaar8173. [54](#)

BIBLIOGRAFÍA

- Koeberl C. (1994). Tektite origin by hypervelocity asteroidal or cometary impact: Target rocks, source craters, and mechanisms URL <https://doi.org/10.1130/SPE293-p133>. 12
- Koeberl C. y Martínez-Ruiz F. (2003). The stratigraphic record of impact events: A short overview. En: *Impact markers in the stratigraphic record*. Springer, pp. 1–40. XIII, 38
- Koeberl C. y Martínez-Ruiz F. (2012). *Impact markers in the stratigraphic record*. Springer Science & Business Media. XIII, 36, 37
- Koeberl C., Schulz T. y Reimold W. U. (2015). Remnants of early archean impact deposits on earth: Search for a meteoritic component in the barb5 and ct3 drill cores (barberton greenstone belt, south africa). *Procedia Engineering* 103, 310–317. 2
- Larkin P. (2017). *Infrared and Raman spectroscopy: principles and spectral interpretation*. Elsevier. 65
- Larsen J. (2017). *In Search of Stardust: Amazing Micrometeorites and Their Terrestrial Imposters*. Voyageur Press. 13, 21, 24, 25, 26, 27, 28, 30
- Lee M. (2017). *X-ray diffraction for materials research: from fundamentals to applications*. Apple Academic Press. XVI, 63, 108
- Lee Y.-T., Huang R.-Y., Chen J.-C., Yi Shih J., Chang W.-F., Hu Y.-T. y Chen C.-C. (2009). Geochemistry of tektites from hainan island and northeast thailand. 107
- Lin-Vien D., Colthup N. B., Fateley W. G. y Grasselli J. G. (1991). *The handbook of infrared and Raman characteristic frequencies of organic molecules*. Elsevier. 64, 65, 66
- MacGregor J. A., Bottke Jr. W. F., Fahnestock M. A., Harbeck J. P., Kjær K. H., Paden J. D., Stillman D. E. y Studinger M. (2019). A possible second large sub-glacial impact crater in northwest greenland. *Geophysical Research Letters* 46 (3), 1496–1504. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018GL078126>. 54, 115
- McCall G. J. H. (2001). *Tektites in the Geological Record: Showers of Glass from the Sky*. Geological Society of London. XVIII, 1, 14, 15, 16, 44, 45, 47, 49, 50, 82, 117
- Melosh H. y Ivanov B. (1999). Impact crater collapse. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 27 (1), 385–415. 37, 39
- Mizera J., Řanda Z. y Kameník J. (2016). On a possible parent crater for australasian tektites: Geochemical, isotopic, geographical and other constraints. *Earth-science reviews* 154, 123–137. 48
- Montanari A. y Koeberl C. (2006). *Impact stratigraphy: the Italian record*, vol. 93. Springer. 38, 52

-
- Noll R. (2012). *Laser-Induced Breakdown Spectroscopy: Fundamentals and Applications*. Springer Science Business Media. 71
- Osinski G. R. y Pierazzo E. (2013). Impact cratering: Processes and products. *Impact Cratering*, 1–20. XIII, 10, 11, 12, 16, 20, 36, 37, 39, 40, 41, 42, 52, 53, 54
- Paul A. (1989). *Chemistry of glasses*. Springer Science & Business Media. 9
- Pinter N., Scott A. C., Daulton T. L., Podoll A., Koeberl C., Anderson R. S. y Ishman S. E. (2011). The younger dryas impact hypothesis: A requiem. *Earth-Science Reviews* 106 (3-4), 247–264. 6
- Poag W., Koeberl C. y Reimold W. U. (2012). *The Chesapeake Bay Crater: Geology and geophysics of a late Eocene submarine impact structure*. Springer Science & Business Media. 44
- Potter R. W. (2015). Investigating the onset of multi-ring impact basin formation. *Icarus* 261, 91–99. 38
- Rao K. J. (2002). *Structural chemistry of glasses*. Elsevier. 9
- Reyes-Salas A. M., Macías-Romo C., Ortega-Gutiérrez F., Reyes-Salas E. O., Flores-Gutiérrez D., Alba-Aldave L., Girón-García P., Robles-Camacho J., García-Martínez J. L. y Cervantes-de la Cruz K. E. (2017). Estudio petrográfico, geoquímico y mineralógico de la fulgurita san José de Lourdes, Zacatecas, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas* 34 (3), 170–181. 18, 106
- Roy P. D., Chávez-Lara C. M., Beramendi-Orosco L. E., Sánchez-Zavala J. L., Muthu-Sankar G., Lozano-Santacruz R., Quiroz-Jimenez J. D. y López-Balbiaux N. (2015). Paleohydrology of the Santiaguillo basin (Mexico) since late last glacial and climate variation in southern part of western subtropical North America. *Quaternary Research* 84 (3), 335–347. XIV, XIV, XVII, 56, 57
- Rusk B. (2009). Laser ablation ICP-MS in the earth sciences: Current practices and outstanding issues.: Paul Sylvester, editor. pp. 356. Mineralogical Association of Canada. Short Course Volume 40. 2008. ISBN: 9-0-921294-49-8. Price US\$55.00 (nonmembers), US\$44.00 (members). *Economic Geology* 104, 601–602. 68, 69
- Science-Daily (2019). Meteor. <https://www.sciencedaily.com/terms/meteor.htm>. 129
- Sieh K., Herrin J., Jicha B., Angel D. S., Moore J. D., Banerjee P., Wiwegwin W., Sihavong V., Singer B., Chualaowanich T. *et al.* (2020). Australasian impact crater buried under the Bolaven volcanic field, southern Laos. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 117 (3), 1346–1353. 115
-

- Skala R., Jonasova S., Zak K., Durisova J., Brachaniec T. y Magna T. (2016). New constraints on the polish moldavite finds: a separate sub-strewn field of the central european tektite field or re-deposited materials? *Journal of Geosciences* **61** (2), 171–191. [50](#), [51](#)
- Skála R., Strnad L., McCammon C. y Čada M. (2009). Moldavites from the cheb basin, czech republic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73** (4), 1145–1179. [xvi](#), [108](#)
- Solé J. (2009). Determination of k-ar ages in milligram samples using an infrared laser for argon extraction. *Rapid Communications in Mass Spectrometry: An International Journal Devoted to the Rapid Dissemination of Up-to-the-Minute Research in Mass Spectrometry* **23** (22), 3579–3590. [xv](#), [73](#)
- Stoiber R. y Morse S. (2012). *Crystal Identification with the Polarizing Microscope*. Springer. [61](#)
- Taylor S. y Brownlee D. E. (1991). Cosmic spherules in the geologic record. *Meteoritics* **26** (3), 203–211. [xiii](#), [22](#), [23](#)
- Verma H., Misra S., Prasad M. S., Bijlani N., Tripathi A. y Newsom H. (2008). Mössbauer studies on impactites from lonar impact crater. *Hyperfine Interactions* **186** (1-3), 15–22. [13](#)
- Villiermaux E. (2012). The formation of filamentary structures from molten silicates: Peles hair, angel hair, and blown clinker. *Comptes Rendus Mécanique* **340** (8), 555–564. [xiii](#), [29](#)
- Watt N., Bouchet R. A. y LEE C.-T. A. (2011). Exploration of tektite formation processes through water and metal content measurements. *Meteoritics & Planetary Science* **46** (7), 1025–1032. [106](#)
- Wedepohl K. H., Simon K. y Kronz A. (2011). The chemical composition including the rare earth elements of the three major glass types of europe and the orient used in late antiquity and the middle ages. *Geochemistry* **71** (3), 289–296. [9](#)
- Wulf G., Hergarten S. y Kenkmann T. (2019). Combined remote sensing analyses and landform evolution modeling reveal the terrestrial bosumtwi impact structure as a mars-like rampart crater. *Earth and Planetary Science Letters* **506**, 209–220. [46](#), [47](#)
- ŽÁK K., Skála R., ŘANDA Z. y MIZERA J. (2012). A review of volatile compounds in tektites, and carbon content and isotopic composition of moldavite glass. *Meteoritics & Planetary Science* **47** (6), 1010–1028. [112](#), [118](#)
- Zhang H., Shen S.-z., Cao C.-q. y Zheng Q.-f. (2014). Origins of microspherules from the permian–triassic boundary event layers in south china. *Lithos* **204**, 246–257. [xiii](#), [2](#), [3](#)

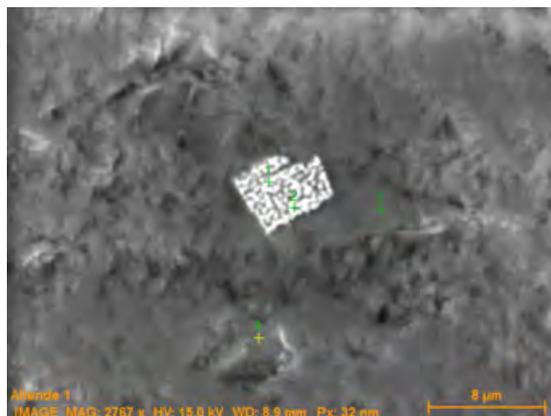
8.1. Nomenclatura

- Meteoroides: Objeto de naturaleza asteroidal o cometaria de unos metros de longitud.
- Meteoro: Fenómeno luminoso producido por la interacción de un meteoroides, asteroide o núcleo cometario con la atmósfera.
- Meteorito: Restos de asteroides o núcleos cometarios que sobrevivieron su paso por la atmósfera.
- Microesfera: Son partículas esféricas pequeñas con diámetros de $1\ \mu\text{m} - 1000\ \mu\text{m}$. En algunos casos también son conocidas como micropartículas (Science-Daily, 2019).
- Micrometeoritos (MMs): Son partículas minerales (hierro, níquel, etc.) más pequeñas que los granos de arena, caen sobre nosotros todo el tiempo y en toda la Tierra (Science-Daily, 2019).
- Tectitas: Son pequeños objetos vítreos de material terrestre que se fundieron por el impacto de un asteroide, volvieron a caer en la corteza terrestre por acción de la gravedad, por lo que adquieren formas aerodinámicas. Su nombre proviene de la palabra griega “tektos” que significa fundido (Australian-Museum, 2018).
- Microtectitas: Son objetos esféricos o también en forma de salpicaduras compuestos de sílice, pero también presentan otras formas como de gota o discos. Presentan menos de un milímetro de diámetro (Glass y Simonson, 2012).

Microscopio Electrónico para los distintos vidrios

Circón en el vidrio del desierto de Libia

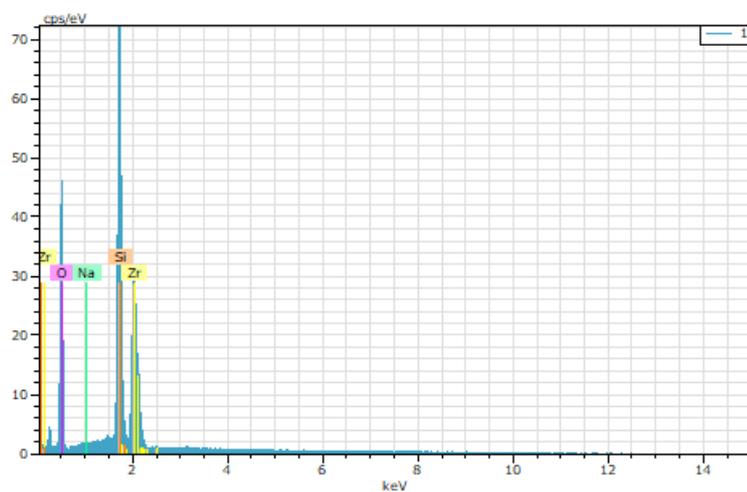
Inclusión de circón de la tectita de África (vidrio del desierto de Libia). La estructura interna del circón parece indicar algún tipo de fusión.



Análisis del punto: 1

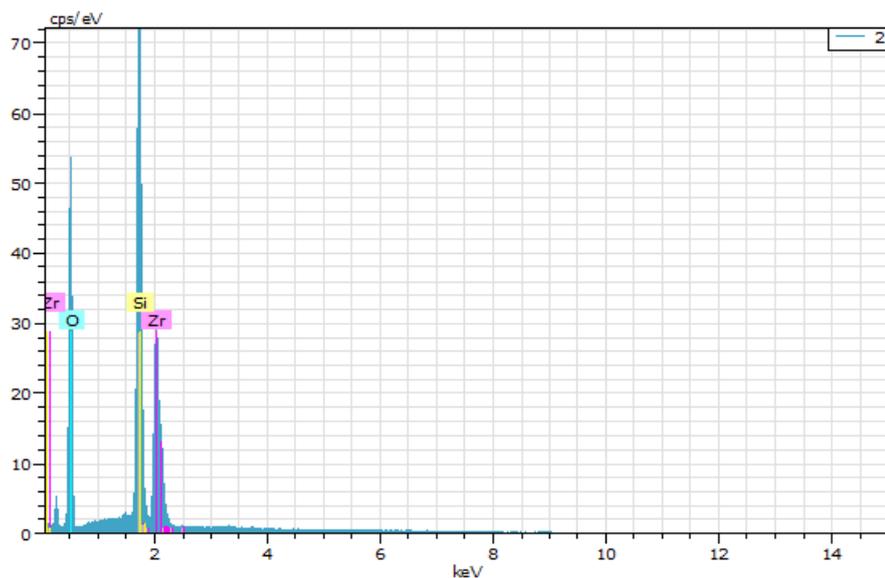
El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	31.60	40.26	66.59		0.00	0.00		4.03
Zr	40	L-series	27.57	35.12	10.19	ZrO ₂	47.44	37.23		1.07
Si	14	K-series	19.22	24.48	23.07	SiO ₂	52.38	41.11		0.83
Na	11	K-series	0.11	0.13	0.15	Na ₂ O	0.18	0.14		0.04
Total:			78.49	100.00	100.00					

Apéndice A.1



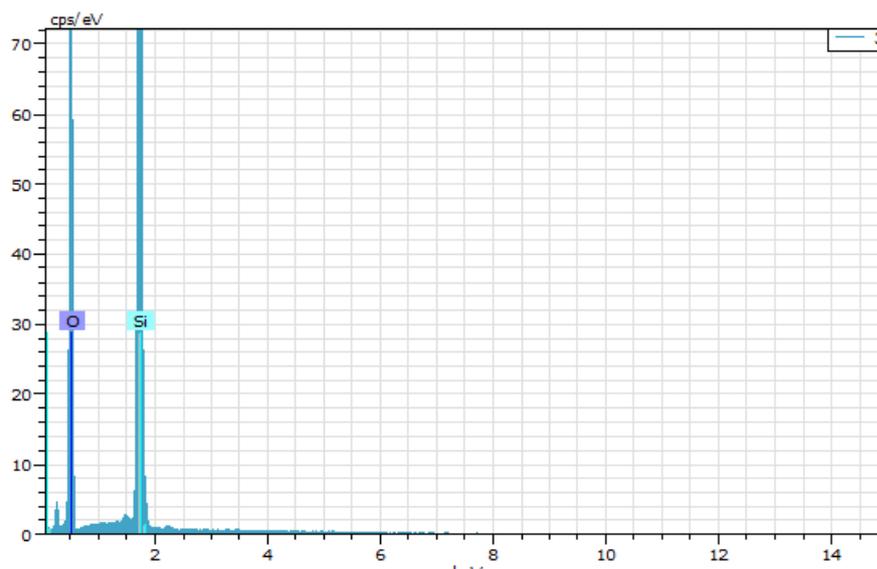
Análisis del punto: 2

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	31.99	41.55	66.67		0.00	0.00	4.03
Zr	40	L-series	24.46	31.77	8.94	ZrO ₂	42.91	33.04	0.95
Si	14	K-series	20.55	26.69	24.39	SiO ₂	57.09	43.96	0.89
Total:			77.01	100.00	100.00				



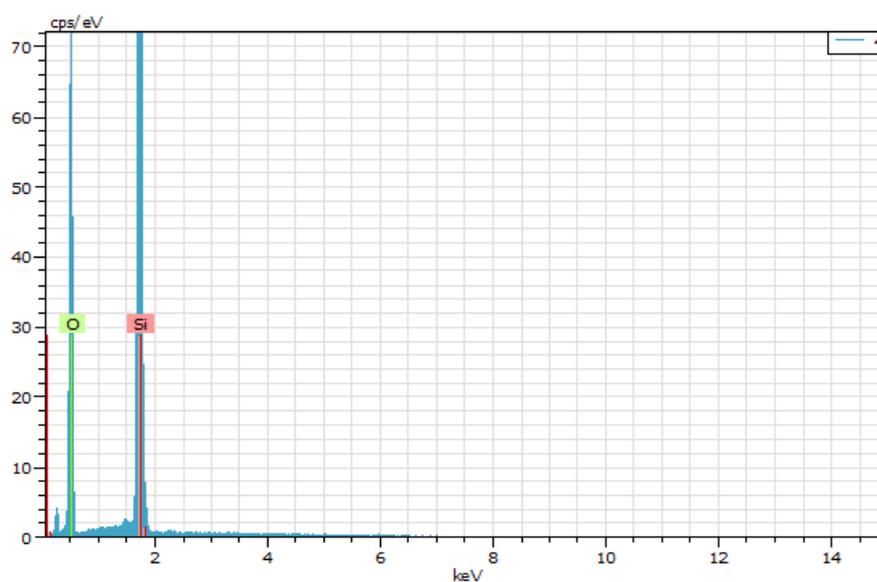
Análisis del punto: 3

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	40.87	53.26	66.67		0.00	0.00		4.79
Si	14	K-series	35.87	46.74	33.33	SiO2	100.00	76.73		1.52
Total:			76.73	100.00	100.00					



Análisis del punto: 4

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 Sigma) [% p/p]
O	8	K-series	42.74	53.26	66.67		0.00	0.00		5.25
Si	14	K-series	37.51	46.74	33.33	SiO2	100.00	80.25		1.59
Total:			80.25	100.00	100.00					



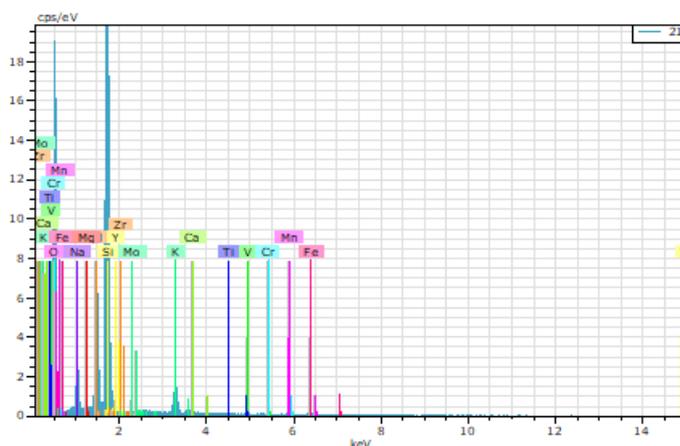
Análisis de las obsidianas

Análisis del área número 21

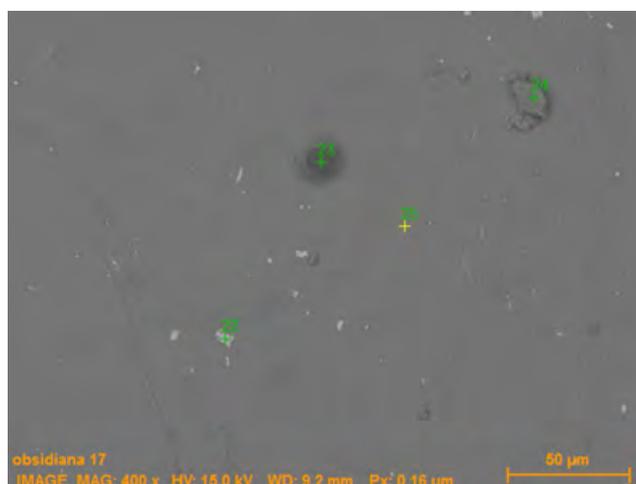


Análisis: 21

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	Error (1 Sigma) [% p/p]
O	8	K-series	41.47	48.89	62.97		0.00	0.00		5.43
Si	14	K-series	29.70	35.02	25.69	SiO ₂	74.91	63.54		1.27
Al	13	K-series	6.13	7.22	5.52	Al ₂ O ₃	13.65	11.58		0.33
K	19	K-series	3.14	3.70	1.95	K ₂ O	4.46		3.79	0.15
Na	11	K-series	2.92	3.44	3.08	Na ₂ O	4.63		3.93	0.23
Fe	26	K-series	0.78	0.92	0.34	FeO	1.19		1.01	0.09
Ca	20	K-series	0.41	0.49	0.25	CaO	0.68		0.58	0.05
Mg	12	K-series	0.14	0.17	0.14	MgO	0.28		0.24	0.04
V	23	K-series	0.06	0.08	0.03	V ₂ O ₅	0.08		0.06	0.04
Ti	22	K-series	0.06	0.07	0.03	TiO ₂	0.12		0.11	0.04
Total:			84.82	100.00	100.00					

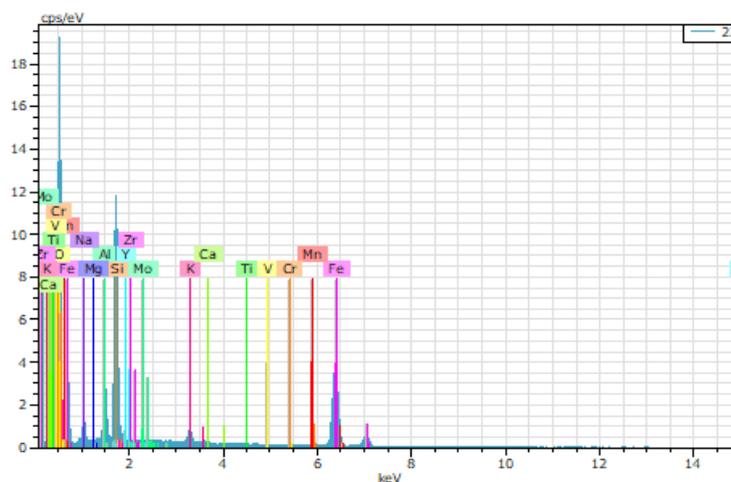


Análisis de los puntos 22 hasta el 25



Análisis del punto: 22

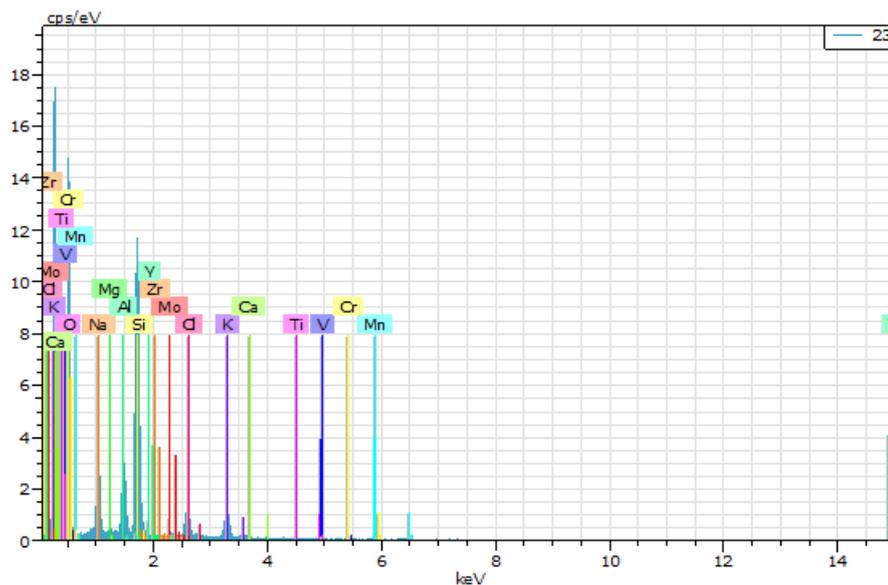
El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	41.90	44.11	21.39	FeO	56.74	53.91		1.31
O	8	K-series	32.12	33.81	57.23		0.00	0.00		4.07
Si	14	K-series	14.09	14.83	14.30	SiO ₂	31.73	30.15		0.62
Al	13	K-series	3.35	3.53	3.54	Al ₂ O ₃	6.66	6.33		0.19
Na	11	K-series	1.96	2.06	2.42	Na ₂ O	2.77	2.64		0.17
K	19	K-series	1.25	1.32	0.91	K ₂ O	1.59	1.51		0.08
Ca	20	K-series	0.12	0.13	0.09	CaO	0.18	0.17		0.04
Mn	25	K-series	0.11	0.12	0.06	MnO	0.15	0.14		0.04
Ti	22	K-series	0.09	0.10	0.06	TiO ₂	0.17	0.16		0.04
Total:			95.01	100.00	100.00					



Apéndice A.2

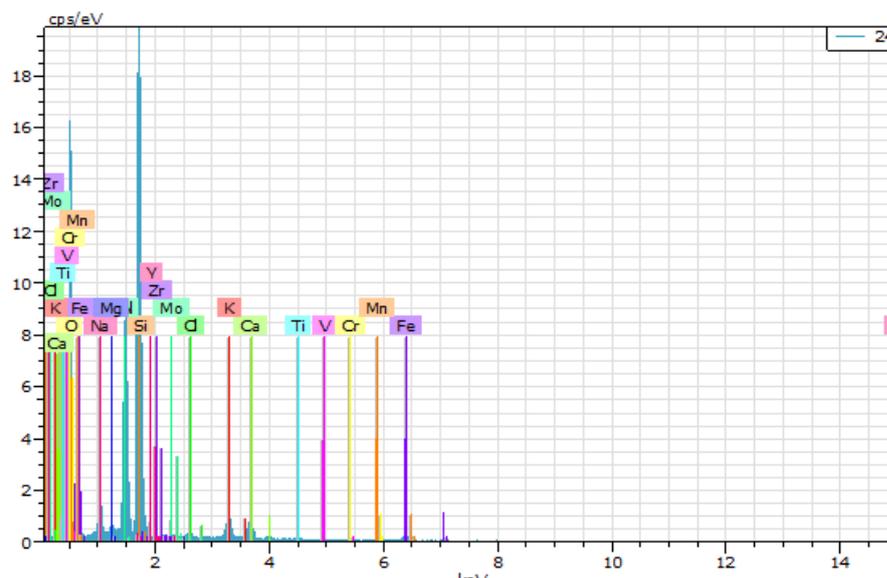
Análisis del punto: 23

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [at.%]	Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	22.02	43.98	58.33		0.00	0.00	2.94
Si	14	K-series	14.80	29.55	22.33	SiO ₂	63.22	31.66	0.66
Na	11	K-series	4.24	8.46	7.81	Na ₂ O	11.40	5.71	0.31
Al	13	K-series	3.22	6.44	5.06	Al ₂ O ₃	12.17	6.09	0.19
K	19	K-series	2.74	5.47	2.97	K ₂ O	6.59	3.30	0.13
Cl	17	K-series	2.23	4.45	2.67		4.45	2.23	0.12
Ca	20	K-series	0.37	0.73	0.39	CaO	1.03	0.51	0.05
Mo	42	L-series	0.21	0.42	0.09		0.42	0.21	0.05
Mg	12	K-series	0.16	0.31	0.27	MgO	0.51	0.26	0.04
V	23	K-series	0.06	0.11	0.05		0.11	0.06	0.04
Mn	25	K-series	0.04	0.07	0.03	MnO	0.09	0.05	0.04
Total:			50.08	100.00	100.00				



Análisis del punto: 24

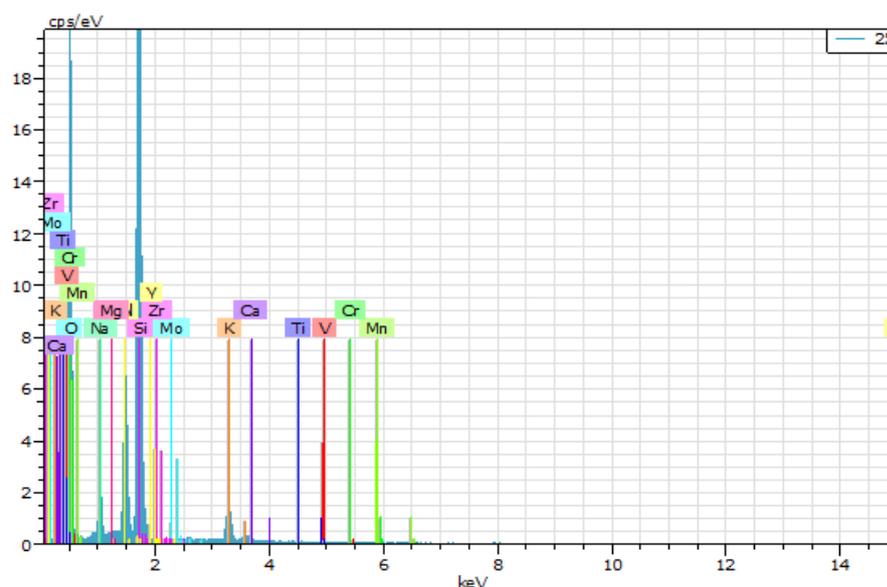
El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [at.]	Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	37.89	47.27	62.09		0.00	0.00	5.03
Si	14	K-series	23.65	29.51	22.08	SiO ₂	63.13	50.60	1.02
Al	13	K-series	8.91	11.11	8.66	Al ₂ O ₃	21.00	16.83	0.45
Fe	26	K-series	2.41	3.01	1.13	FeO	3.87	3.10	0.16
Na	11	K-series	2.16	2.70	2.47	Na ₂ O	3.63	2.91	0.18
Ca	20	K-series	2.16	2.69	1.41	CaO	3.77	3.02	0.12
K	19	K-series	2.08	2.59	1.39	K ₂ O	3.12	2.50	0.11
Cl	17	K-series	0.41	0.51	0.30		0.51	0.41	0.05
Mg	12	K-series	0.36	0.45	0.39	MgO	0.75	0.60	0.06
Ti	22	K-series	0.07	0.09	0.04	TiO ₂	0.14	0.12	0.04
V	23	K-series	0.06	0.07	0.03	V ₂ O ₅	0.07	0.06	0.04
Total:			80.15	100.00	100.00				



Análisis del punto: 25

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	41.57	49.44	63.33		0.00	0.00		5.30
Si	14	K-series	30.22	35.94	26.22	SiO ₂	76.88	64.65		1.29
Al	13	K-series	6.01	7.15	5.43	Al ₂ O ₃	13.51	11.36		0.32
K	19	K-series	3.09	3.67	1.92	K ₂ O	4.42	3.72		0.14
Na	11	K-series	2.49	2.96	2.63	Na ₂ O	3.98	3.35		0.20
Ca	20	K-series	0.37	0.44	0.23	CaO	0.62	0.52		0.05
Mg	12	K-series	0.13	0.16	0.13	MgO	0.26	0.22		0.04
Mn	25	K-series	0.12	0.15	0.05	MnO	0.19	0.16		0.04
V	23	K-series	0.04	0.05	0.02	V ₂ O ₅	0.05	0.04		0.03
Cr	24	K-series	0.02	0.03	0.01	Cr ₂ O ₃	0.04	0.04		0.03
Ti	22	K-series	0.02	0.03	0.01	TiO ₂	0.05	0.04		0.03

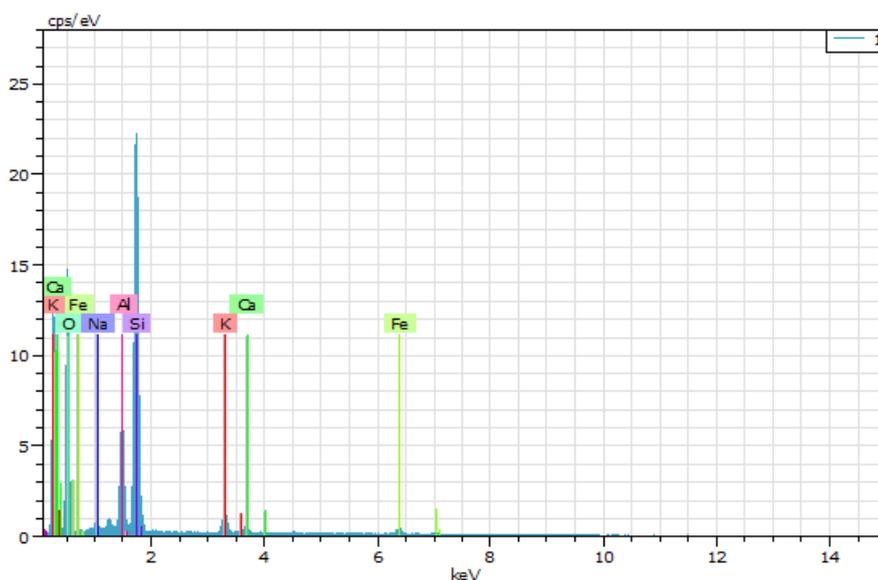
Total: 84.09 100.00 100.00



Análisis de la Fulgurita de Zacatecas

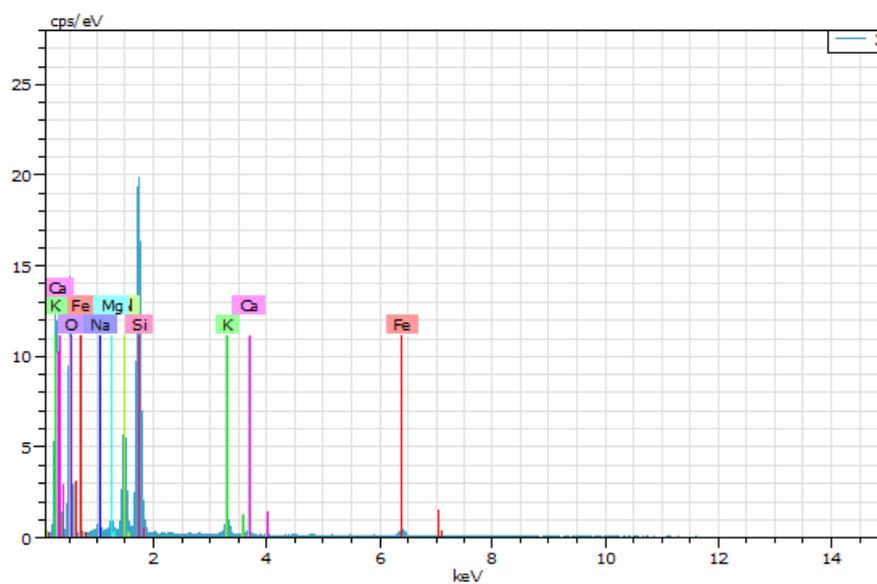
Análisis del punto: 1

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	25.12	47.90	63.45		0.00	0.00	3.45
Si	14	K-series	17.40	33.18	25.04	SiO ₂	70.98	37.23	0.76
Al	13	K-series	4.18	7.98	6.27	Al ₂ O ₃	15.07	7.90	0.23
Fe	26	K-series	3.05	5.82	2.21	FeO	7.49	3.93	0.17
K	19	K-series	1.81	3.46	1.87	K ₂ O	4.16	2.18	0.10
Ca	20	K-series	0.51	0.97	0.51	CaO	1.35	0.71	0.06
Na	11	K-series	0.37	0.70	0.65	Na ₂ O	0.95	0.50	0.06
Total:			52.45	100.00	100.00				



Análisis del punto: 3

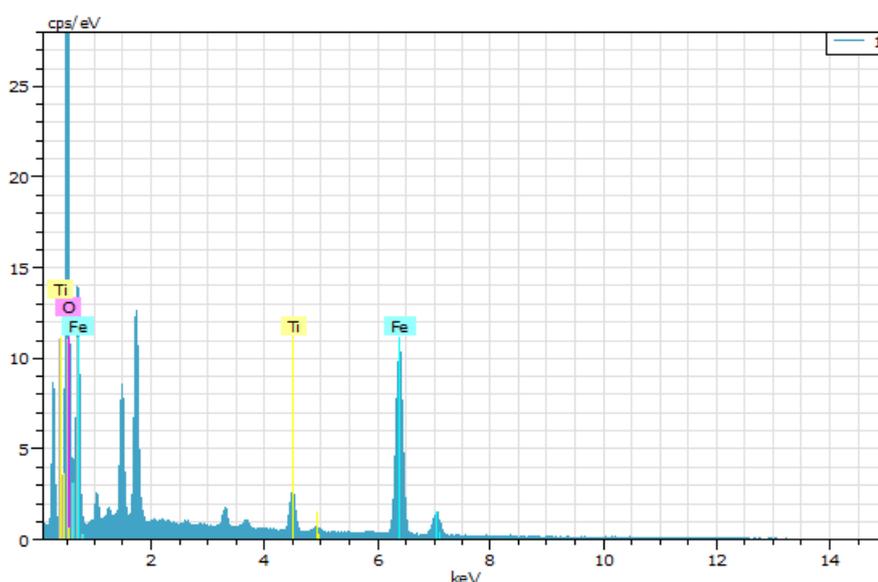
El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	26.85	48.02	63.30		0.00	0.00	3.67
Si	14	K-series	18.14	32.46	24.37	SiO ₂	69.43	38.82	0.79
Al	13	K-series	4.88	8.73	6.83	Al ₂ O ₃	16.50	9.22	0.27
Fe	26	K-series	3.07	5.50	2.08	FeO	7.07	3.95	0.17
K	19	K-series	1.65	2.95	1.59	K ₂ O	3.55	1.98	0.09
Na	11	K-series	0.47	0.83	0.76	Na ₂ O	1.12	0.63	0.07
Mg	12	K-series	0.45	0.80	0.69	MgO	1.32	0.74	0.06
Ca	20	K-series	0.40	0.72	0.38	CaO	1.00	0.56	0.05
Total:			55.90	100.00	100.00				



Análisis de la Fulgurita del Sahara

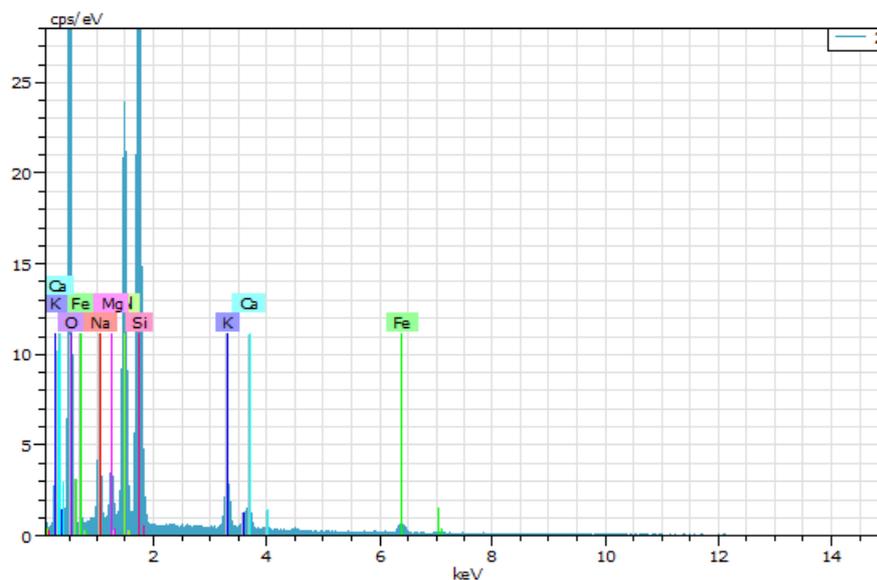
Análisis del punto: 1

El AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe 26	K-series	44.06	70.60	44.00	FeO	90.82	56.68	1.35	
O 8	K-series	14.92	23.90	52.00		0.00	0.00	1.82	
Ti 22	K-series	3.43	5.50	4.00	TiO ₂	9.18	5.73	0.14	
Total:		62.41	100.00	100.00					



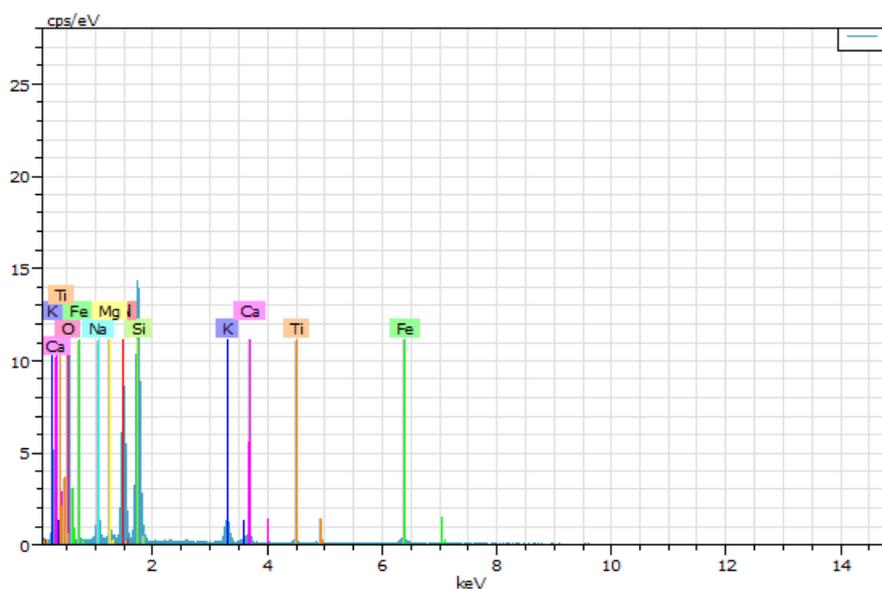
Análisis del punto: 2

El AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
O 8	K-series	37.28	46.34	61.01		0.00	0.00	4.56	
Si 14	K-series	21.33	26.51	19.89	SiO ₂	56.72	45.63	0.92	
Al 13	K-series	10.04	12.48	9.74	Al ₂ O ₃	23.58	18.97	0.50	
Na 11	K-series	3.20	3.98	3.64	Na ₂ O	5.36	4.31	0.24	
Fe 26	K-series	2.74	3.41	1.28	FeO	4.38	3.53	0.15	
K 19	K-series	2.73	3.39	1.83	K ₂ O	4.09	3.29	0.12	
Ca 20	K-series	1.82	2.26	1.19	CaO	3.16	2.54	0.09	
Mg 12	K-series	1.32	1.63	1.42	MgO	2.71	2.18	0.10	
Total:		80.44	100.00	100.00					

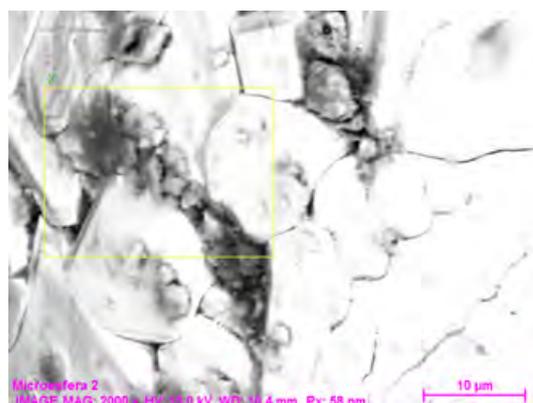


Análisis del punto: 4

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	22.33	45.64	61.20		0.00	0.00	2.99
Si	14	K-series	12.37	25.30	19.32	SiO ₂	54.12	26.47	0.55
Al	13	K-series	6.52	13.32	10.59	Al ₂ O ₃	25.17	12.31	0.34
Fe	26	K-series	2.91	5.94	2.28	FeO	7.64	3.74	0.16
K	19	K-series	2.00	4.09	2.25	K ₂ O	4.93	2.41	0.10
Na	11	K-series	1.41	2.88	2.68	Na ₂ O	3.88	1.90	0.13
Ca	20	K-series	0.84	1.71	0.92	CaO	2.39	1.17	0.07
Mg	12	K-series	0.28	0.58	0.51	MgO	0.96	0.47	0.05
Ti	22	K-series	0.27	0.55	0.24	TiO ₂	0.91	0.45	0.05
Total:			48.92	100.00	100.00				

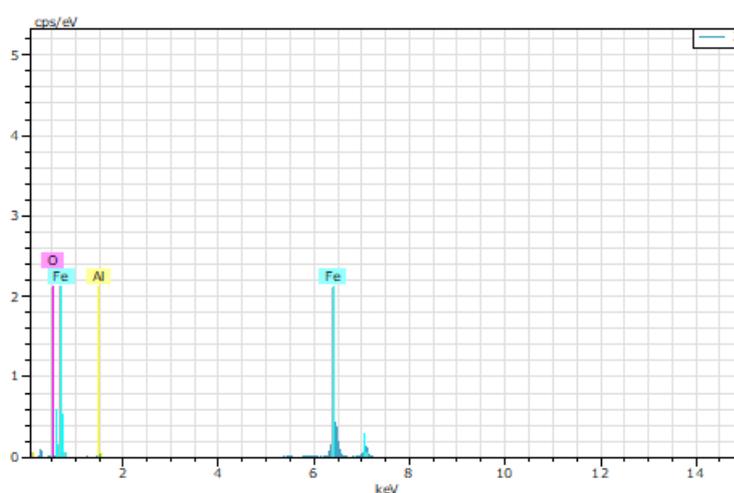


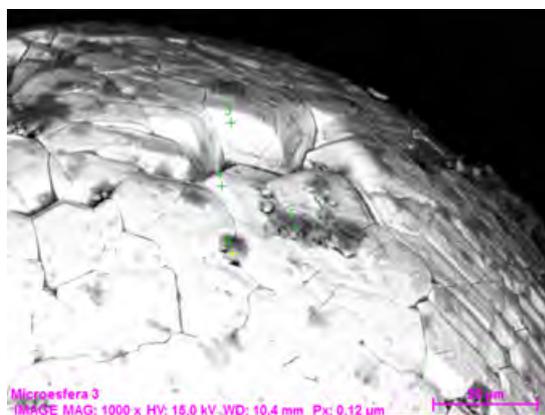
Análisis de una microesfera de la Cuenca de Santiaguillo (YDB)



Análisis: 2

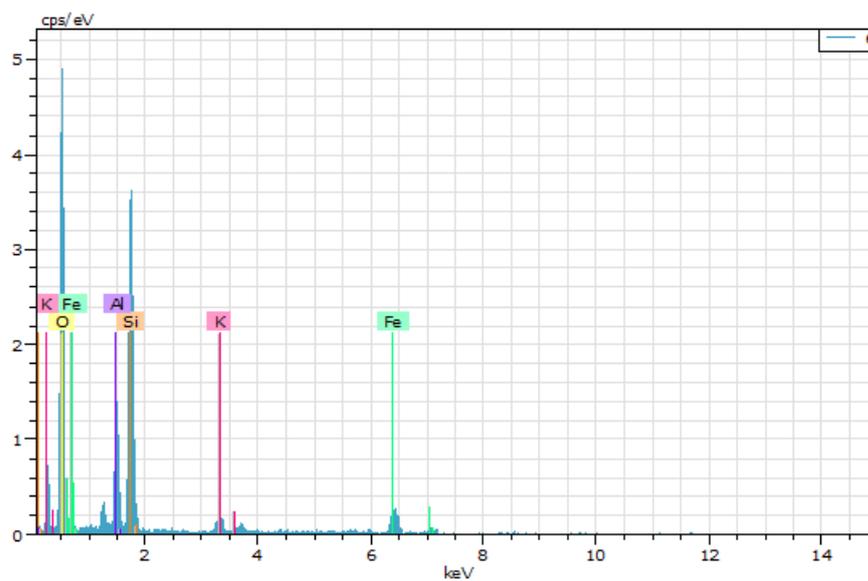
El AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe 26	K-series	44.77	57.96	31.15	FeO	74.57	57.60	1.53
O 8	K-series	22.88	29.63	55.57		0.00	0.00	3.16
Si 14	K-series	6.92	8.96	9.57	SiO ₂	19.16	14.80	0.35
Al 13	K-series	2.38	3.08	3.42	Al ₂ O ₃	5.81	4.49	0.17
K 19	K-series	0.29	0.38	0.29	K ₂ O	0.45	0.35	0.05
Ni 28	K-series	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00
Total:		77.24	100.00	100.00				



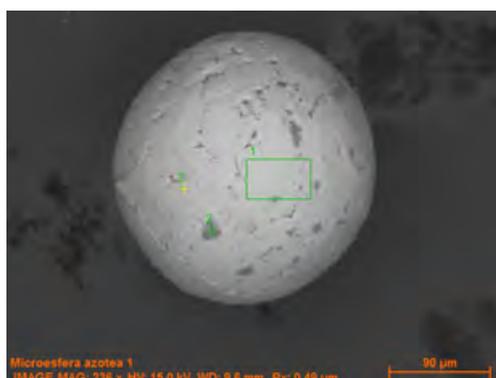


Análisis del punto: 6

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [at.%]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	34.53	43.56	62.06		0.00	0.00	6.59
Si	14	K-series	20.78	26.21	21.28	SiO ₂	56.08	44.46	1.08
Fe	26	K-series	14.74	18.59	7.59	FeO	23.92	18.96	1.06
Al	13	K-series	6.93	8.75	7.39	Al ₂ O ₃	16.52	13.10	0.50
K	19	K-series	2.29	2.89	1.68	K ₂ O	3.48	2.76	0.23
Total:			79.28	100.00	100.00				

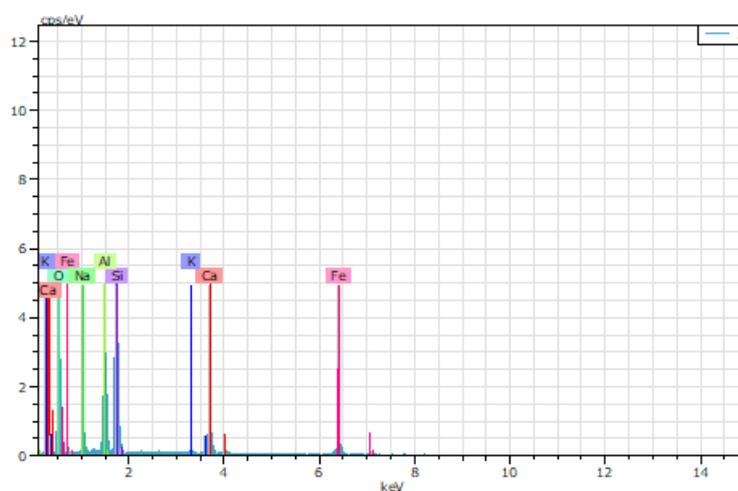


Análisis de las microesferas del Instituto de Geología (sedimento actual)



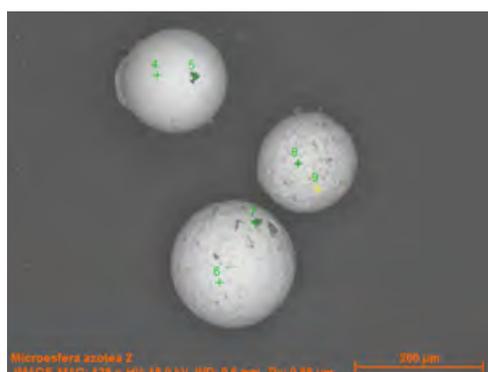
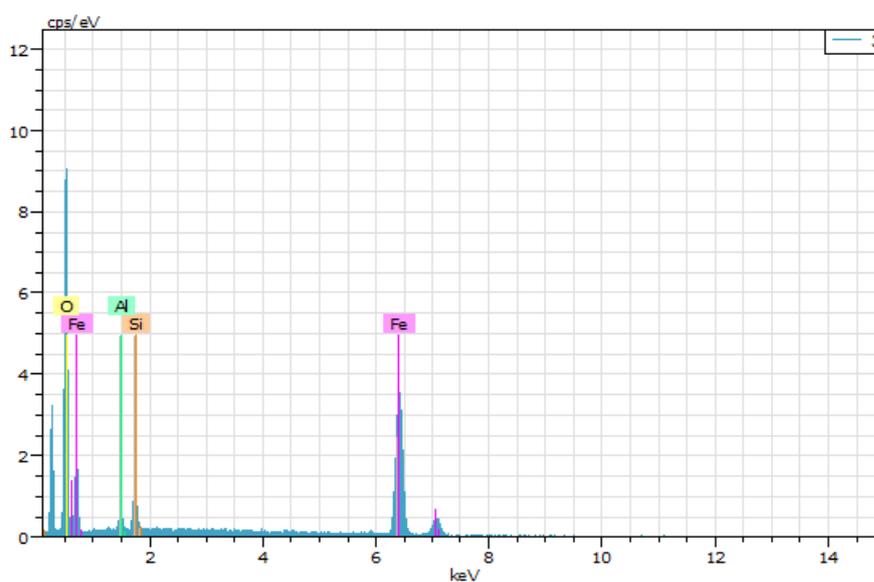
Análisis del punto: 2

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto [% p/p]	Comp. C norm. [% p/p]	Comp. C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	28.63	42.63	60.21		0.00	4.50
Si	14	K-series	14.53	21.63	17.40	SiO ₂	46.28	0.67
Fe	26	K-series	8.69	12.94	5.24	FeO	16.65	0.43
Al	13	K-series	7.47	11.13	9.32	Al ₂ O ₃	21.03	0.41
Ca	20	K-series	5.40	8.04	4.54	CaO	11.26	0.24
Na	11	K-series	2.00	2.98	2.93	Na ₂ O	4.01	0.19
K	19	K-series	0.43	0.65	0.37	K ₂ O	0.78	0.06
Total:			67.16	100.00	100.00			



Análisis del punto: 3

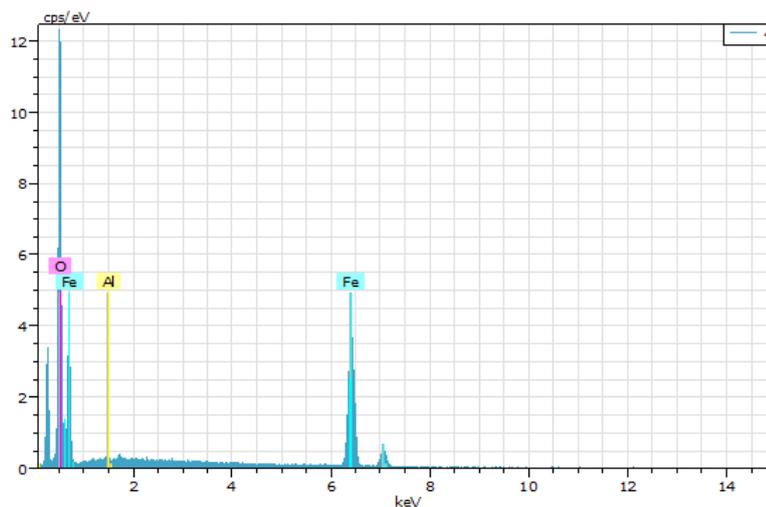
El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	67.66	72.24	44.03	FeO	92.94	87.05	2.21
O	8	K-series	22.81	24.35	51.80		0.00	0.00	3.46
Si	14	K-series	2.36	2.52	3.05	SiO ₂	5.39	5.04	0.16
Al	13	K-series	0.83	0.88	1.12	Al ₂ O ₃	1.67	1.57	0.10
Total:			93.66	100.00	100.00				



Apéndice A.6

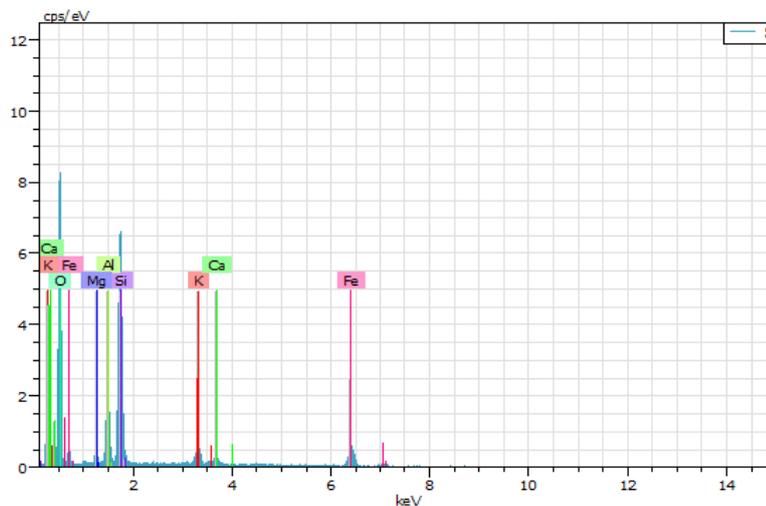
Análisis del punto: 4

El	AN	Series	unn. [% p/p]	norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	64.78	77.07	49.26	FeO	99.15	83.33		2.04
O	8	K-series	18.89	22.48	50.15		0.00	0.00		2.57
Al	13	K-series	0.38	0.45	0.59	Al ₂ O ₃	0.85	0.71		0.06
Total:			84.05	100.00	100.00					



Análisis del punto: 5

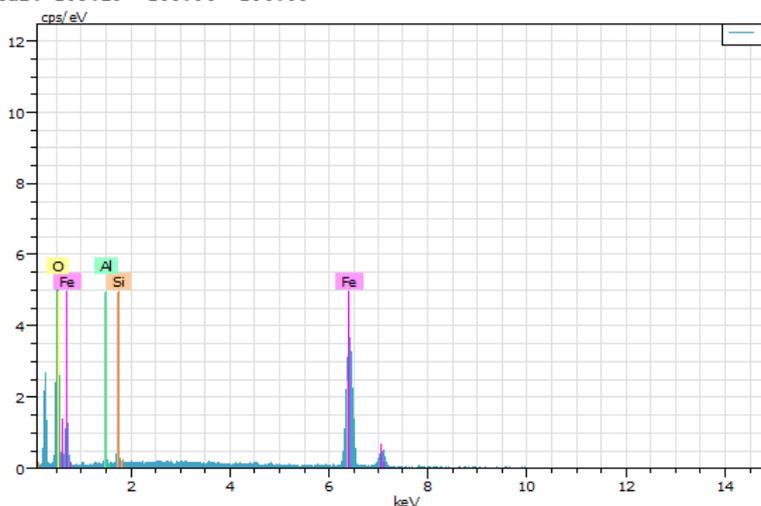
El	AN	Series	unn. [% p/p]	norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	27.76	41.92	61.02		0.00	0.00		4.26
Si	14	K-series	16.15	24.39	20.22	SiO ₂	52.17	34.55		0.75
Fe	26	K-series	13.03	19.67	8.20	FeO	25.30	16.76		0.61
Al	13	K-series	4.68	7.07	6.10	Al ₂ O ₃	13.36	8.85		0.29
K	19	K-series	2.73	4.12	2.46	K ₂ O	4.97	3.29		0.16
Ca	20	K-series	1.25	1.89	1.10	CaO	2.64	1.75		0.11
Mg	12	K-series	0.62	0.94	0.90	MgO	1.55	1.03		0.09
Total:			66.23	100.00	100.00					



Análisis del punto: 6

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto [% p/p]	Comp. C norm. [% p/p]	Comp. C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	78.82	76.31	48.39	FeO	98.17	101.40
O	8	K-series	23.56	22.81	50.49		0.00	0.00
Si	14	K-series	0.68	0.66	0.84	SiO ₂	1.42	1.46
Al	13	K-series	0.22	0.22	0.28	Al ₂ O ₃	0.41	0.42

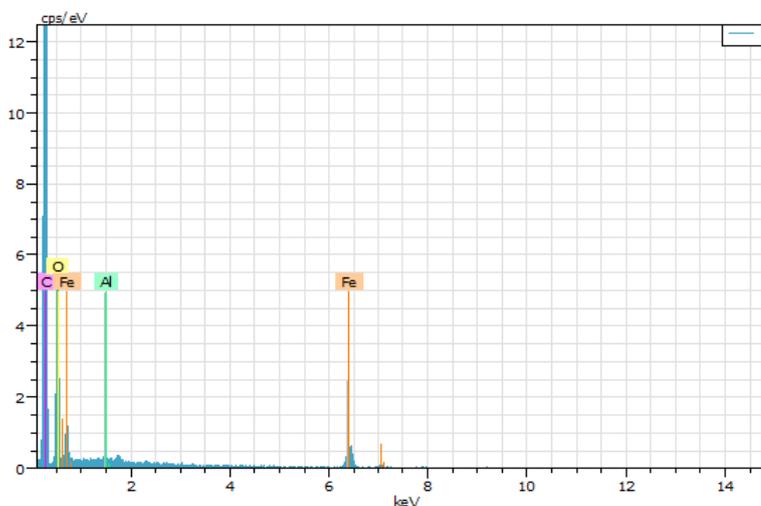
Total: 103.29 100.00 100.00



Análisis del punto: 7

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [at.%]	C Error (1 σ) [% p/p]
C	6	K-series	68.77	68.77	77.29	9.22
O	8	K-series	25.12	25.12	21.20	4.56
Fe	26	K-series	5.96	5.96	1.44	0.32
Al	13	K-series	0.15	0.15	0.08	0.04

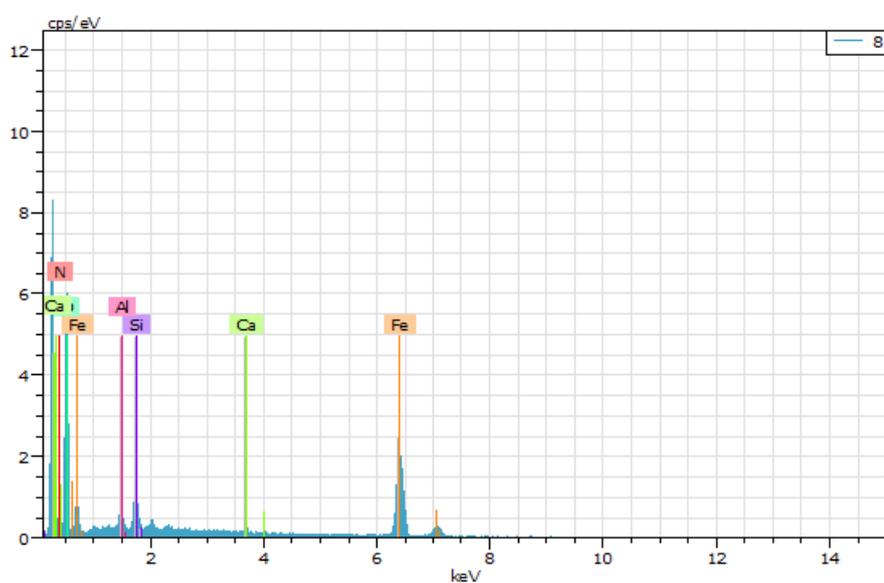
Total: 100.00 100.00 100.00



Apéndice A.6

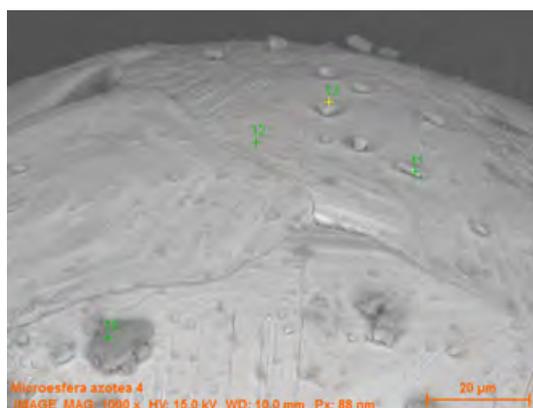
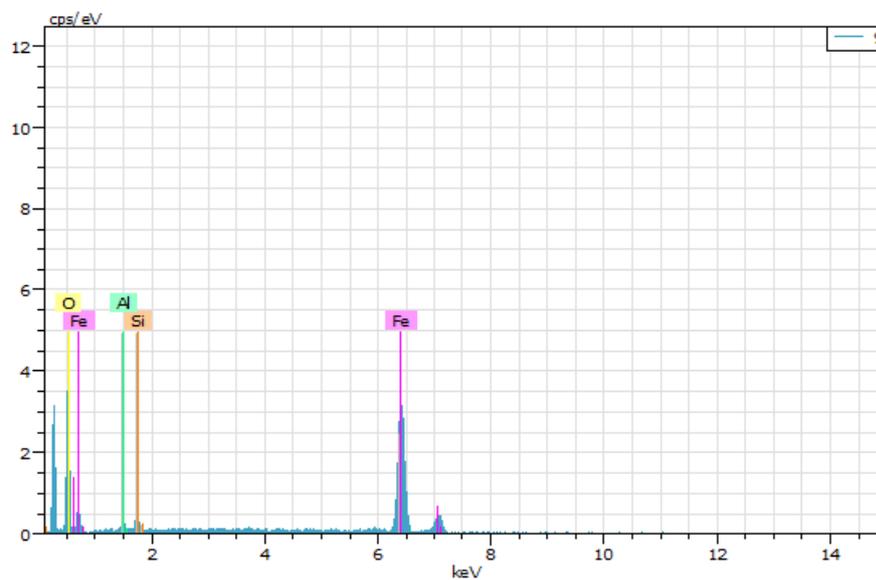
Análisis del punto: 8

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	40.34	67.26	39.29	FeO	86.53	51.90		1.37
O	8	K-series	15.58	25.98	52.98		0.00	0.00		2.44
Si	14	K-series	2.41	4.02	4.67	SiO ₂	8.61	5.16		0.16
Al	13	K-series	1.27	2.11	2.56	Al ₂ O ₃	4.00	2.40		0.12
Ca	20	K-series	0.37	0.62	0.50	CaO	0.86	0.52		0.06
N	7	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		0.00
Total:			59.98	100.00	100.00					



Análisis del punto: 9

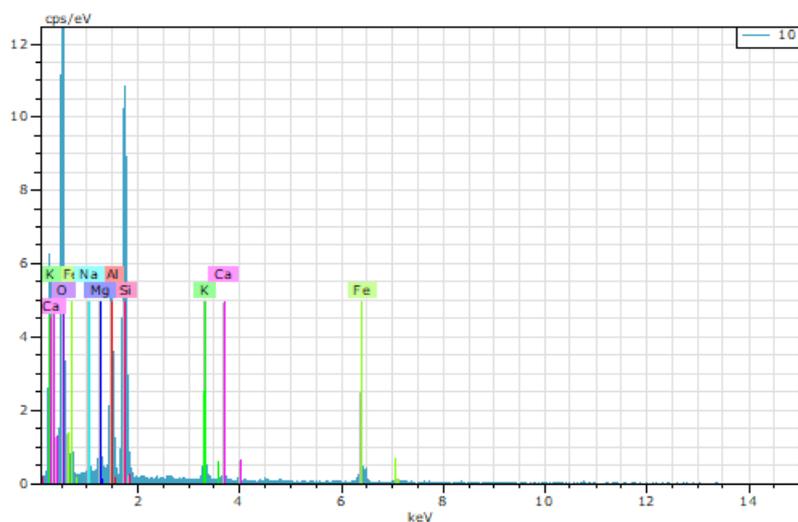
El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [at.%]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	87.26	75.92	47.96	FeO	97.67	112.26		3.07
O	8	K-series	26.37	22.95	50.60		0.00	0.00		5.48
Si	14	K-series	0.86	0.75	0.94	SiO ₂	1.61	1.85		0.12
Al	13	K-series	0.44	0.38	0.50	Al ₂ O ₃	0.72	0.83		0.09
Total:			114.93	100.00	100.00					



Análisis del punto: 10

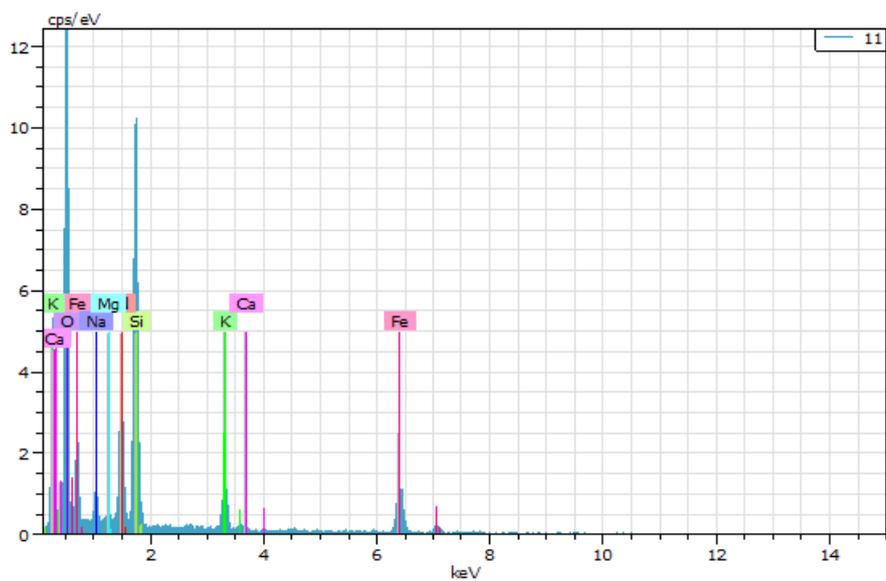
El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [at.%]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	36.90	45.35	61.76		0.00	0.00	5.41
Si	14	K-series	21.50	26.43	20.50	SiO ₂	56.54	46.00	0.99
Fe	26	K-series	8.68	10.67	4.16	FeO	13.72	11.17	0.53
Al	13	K-series	8.57	10.54	8.51	Al ₂ O ₃	19.91	16.20	0.49
K	19	K-series	2.28	2.81	1.56	K ₂ O	3.38	2.75	0.16
Mg	12	K-series	1.92	2.36	2.12	MgO	3.92	3.19	0.18
Na	11	K-series	0.79	0.97	0.92	Na ₂ O	1.30	1.06	0.12
Ca	20	K-series	0.71	0.88	0.48	CaO	1.23	1.00	0.10
Total:			81.37	100.00	100.00				

Apéndice A.6



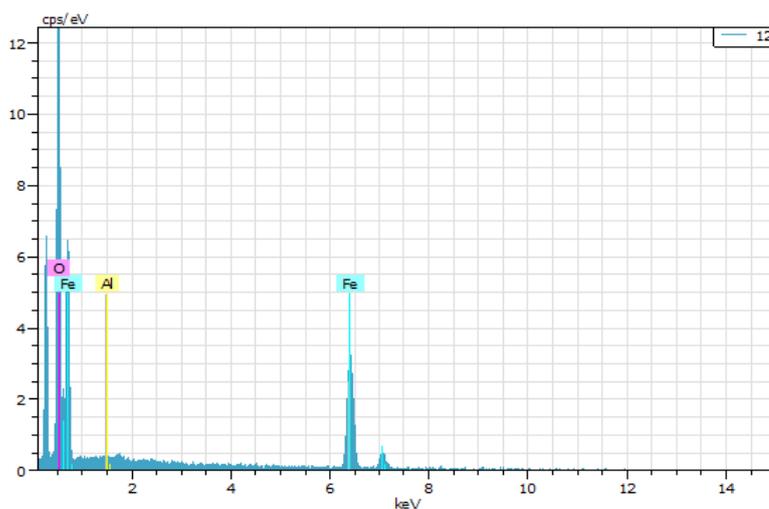
Análisis del punto: 11

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	33.58	39.85	59.15		0.00	0.00	4.86
Fe	26	K-series	19.58	23.23	9.88	FeO	29.88	25.18	0.84
Si	14	K-series	17.51	20.77	17.57	SiO ₂	44.44	37.45	0.81
Al	13	K-series	6.76	8.02	7.06	Al ₂ O ₃	15.15	12.77	0.39
K	19	K-series	3.85	4.57	2.78	K ₂ O	5.51	4.64	0.20
Na	11	K-series	2.30	2.73	2.82	Na ₂ O	3.67	3.10	0.23
Mg	12	K-series	0.59	0.69	0.68	MgO	1.15	0.97	0.09
Ca	20	K-series	0.11	0.13	0.08	CaO	0.19	0.16	0.05
Total:			84.27	100.00	100.00				



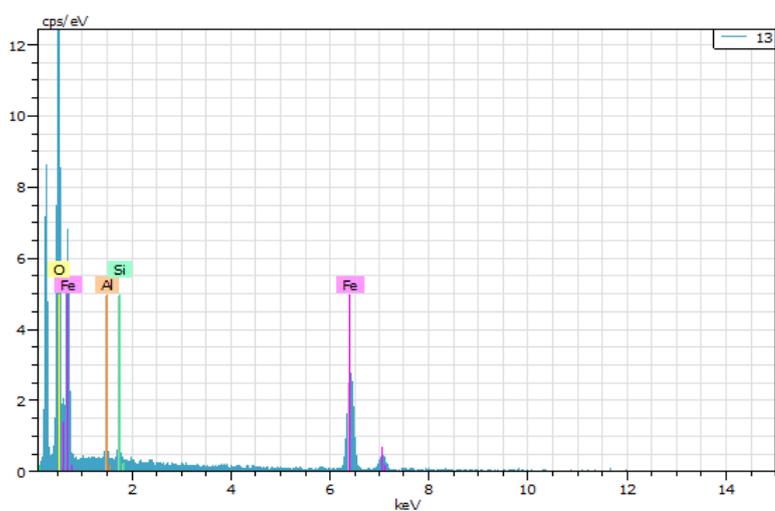
Análisis del punto: 12

El AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe 26	K-series	52.02	76.28	48.37	FeO	98.13	66.92	1.90	
O 8	K-series	15.50	22.73	50.33		0.00	0.00	2.38	
Al 13	K-series	0.68	0.99	1.30	Al ₂ O ₃	1.87	1.28	0.10	
Total:		68.20	100.00	100.00					

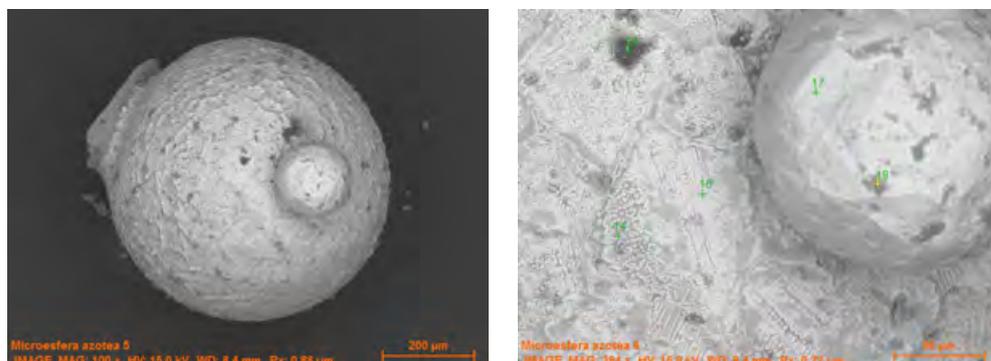


Análisis del punto: 13

El AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe 26	K-series	48.56	72.82	44.65	FeO	93.69	62.47	1.84	
O 8	K-series	16.03	24.04	51.44		0.00	0.00	2.50	
Al 13	K-series	1.09	1.63	2.07	Al ₂ O ₃	3.08	2.05	0.13	
Si 14	K-series	1.01	1.51	1.84	SiO ₂	3.24	2.16	0.12	
Total:		66.68	100.00	100.00					

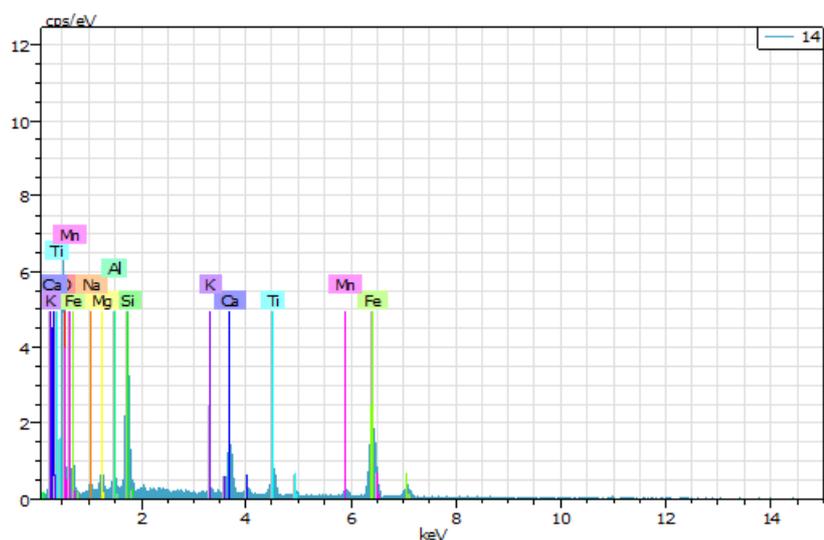


Apéndice A.6

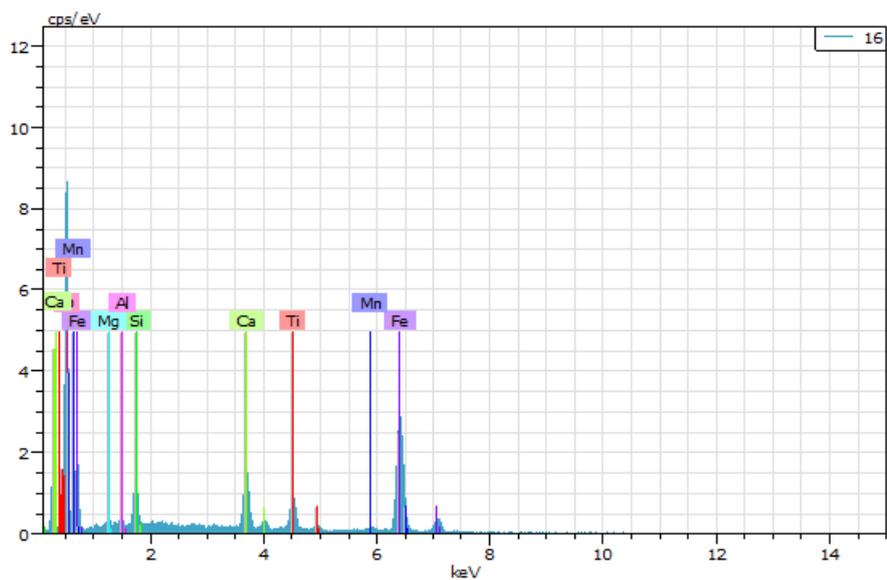


Análisis del punto: 14

El AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26 K-series	32.71	39.23	20.01	FeO	50.47	42.08	1.25
O	8 K-series	26.38	31.64	56.32		0.00	0.00	4.59
Si	14 K-series	7.84	9.40	9.54	SiO ₂	20.12	16.77	0.41
Ca	20 K-series	5.73	6.87	4.88	CaO	9.61	8.01	0.27
Ti	22 K-series	4.80	5.75	3.42	TiO ₂	9.60	8.00	0.26
Mn	25 K-series	2.88	3.45	1.79	MnO	4.46	3.72	0.23
Mg	12 K-series	1.03	1.24	1.45	MgO	2.06	1.71	0.13
Na	11 K-series	0.88	1.05	1.30	Na ₂ O	1.42	1.18	0.14
Al	13 K-series	0.77	0.92	0.97	Al ₂ O ₃	1.74	1.45	0.10
K	19 K-series	0.37	0.44	0.32	K ₂ O	0.53	0.45	0.07
Total:		83.38	100.00	100.00				

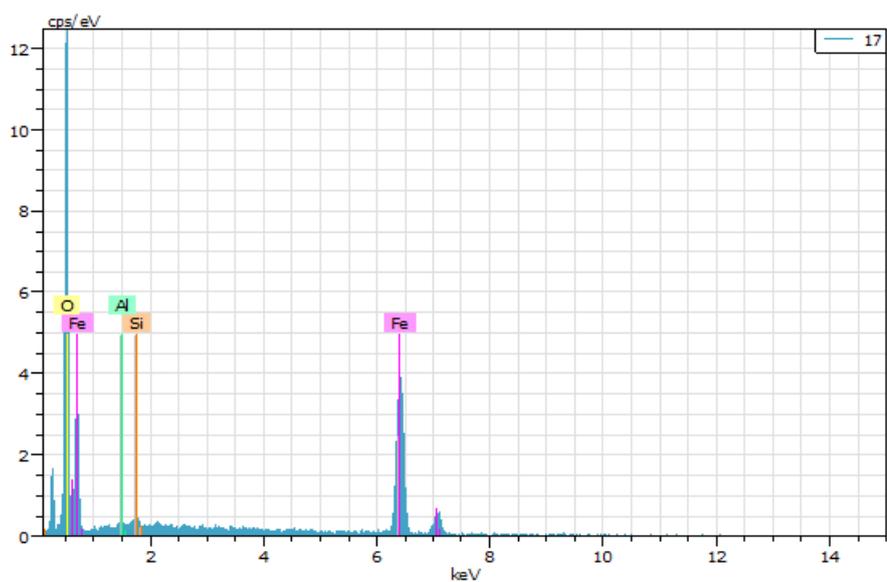


Apéndice A.6



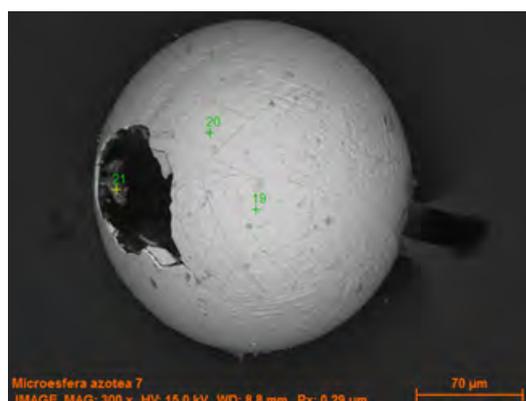
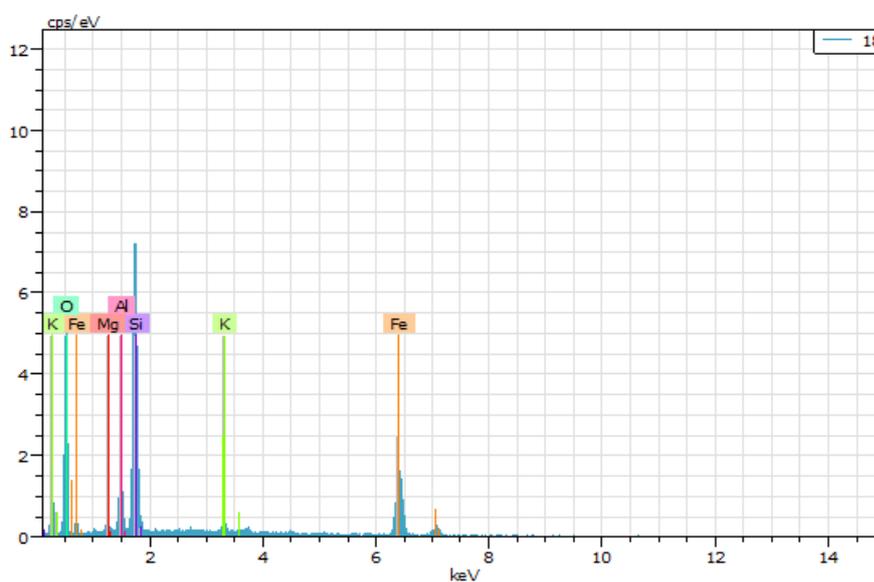
Análisis del punto: 17

El AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe 26	K-series	66.59	76.20	48.27	FeO	98.03	85.66	2.33
O 8	K-series	19.96	22.84	50.50		0.00	0.00	3.23
Si 14	K-series	0.55	0.63	0.80	SiO ₂	1.35	1.18	0.09
Al 13	K-series	0.28	0.33	0.43	Al ₂ O ₃	0.61	0.54	0.07
Total:		87.38	100.00	100.00				



Análisis del punto: 18

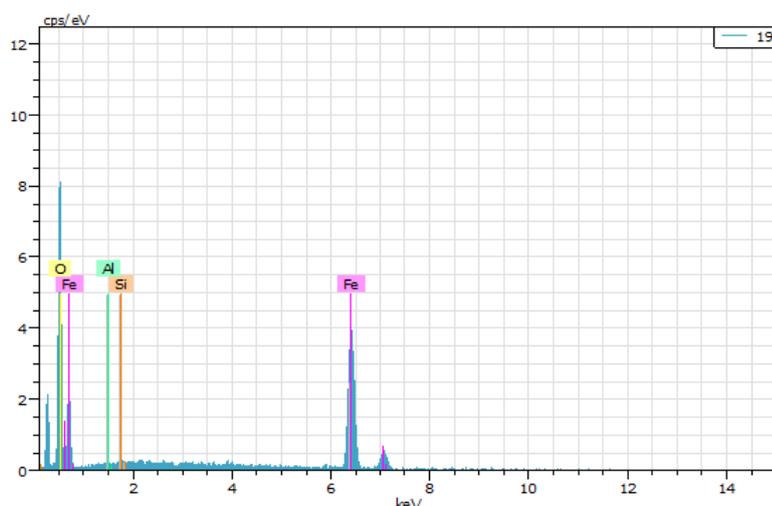
El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	32.85	38.52	17.82	FeO	49.56	42.27	1.26
O	8	K-series	31.51	36.94	59.65		0.00	0.00	5.67
Si	14	K-series	16.57	19.42	17.87	SiO ₂	41.55	35.44	0.78
Al	13	K-series	3.13	3.67	3.51	Al ₂ O ₃	6.93	5.91	0.22
K	19	K-series	0.82	0.96	0.63	K ₂ O	1.15	0.98	0.09
Mg	12	K-series	0.41	0.48	0.51	MgO	0.80	0.68	0.08
Total:			85.29	100.00	100.00				



Apéndice A.6

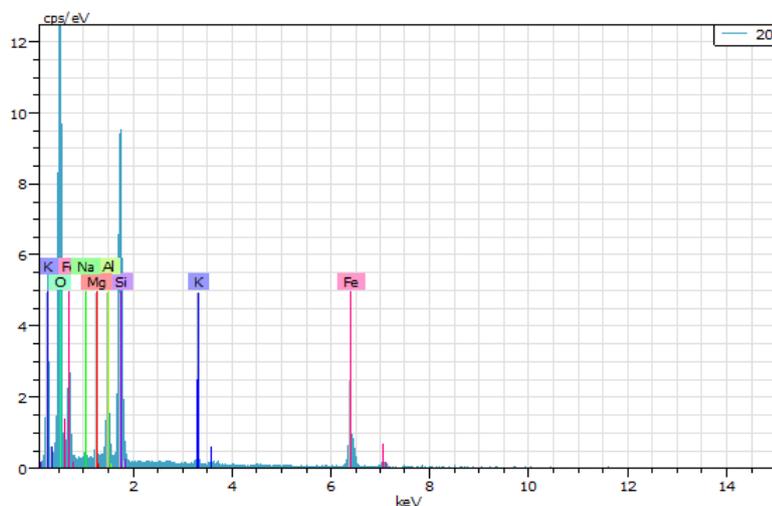
Análisis del punto: 19

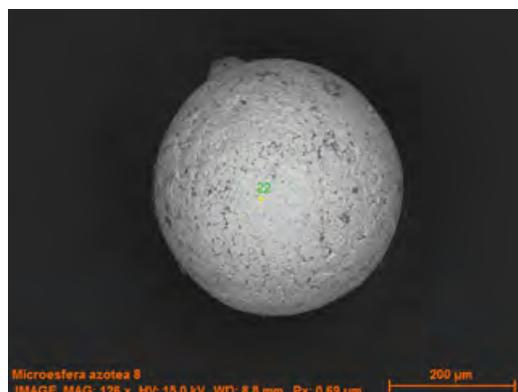
El AN	Series	unn. C [% p/p]	norm. C [% p/p]	Atom. C [% at.]	Compuesto	Comp. C [% p/p]	norm. Comp. C [% p/p]	Comp. C Error (1 σ) [% p/p]
Fe 26	K-series	74.22	76.70	48.83	FeO	98.67	95.48	2.65
O 8	K-series	21.91	22.64	50.32		0.00	0.00	3.94
Si 14	K-series	0.34	0.35	0.44	SiO ₂	0.74	0.72	0.08
Al 13	K-series	0.30	0.31	0.41	Al ₂ O ₃	0.58	0.56	0.08
Total:		96.77	100.00	100.00				



Análisis del punto: 20

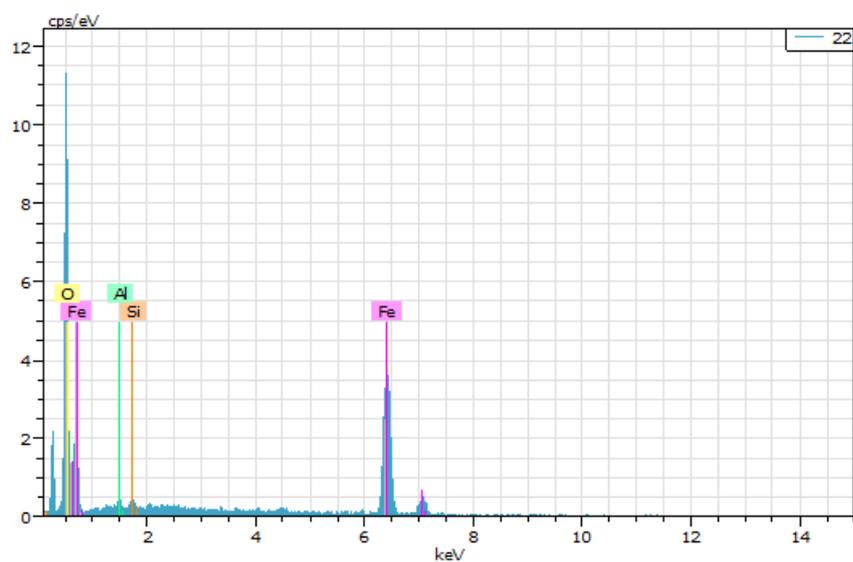
El AN	Series	unn. C [% p/p]	norm. C [% p/p]	Atom. C [% at.]	Compuesto	Comp. C [% p/p]	norm. Comp. C [% p/p]	Comp. C Error (1 σ) [% p/p]
O 8	K-series	29.19	41.64	61.12		0.00	0.00	4.22
Si 14	K-series	17.47	24.92	20.84	SiO ₂	53.32	37.38	0.82
Fe 26	K-series	17.31	24.69	10.38	FeO	31.76	22.27	0.80
Al 13	K-series	3.72	5.31	4.62	Al ₂ O ₃	10.03	7.03	0.25
Mg 12	K-series	0.89	1.26	1.22	MgO	2.09	1.47	0.11
Na 11	K-series	0.83	1.19	1.21	Na ₂ O	1.60	1.12	0.13
K 19	K-series	0.70	0.99	0.60	K ₂ O	1.20	0.84	0.09
Total:		70.11	100.00	100.00				





Análisis del punto: 22

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	64.08	76.30	48.38	FeO	98.16	82.44	2.27
O	8	K-series	19.14	22.79	50.44		0.00	0.00	3.19
Si	14	K-series	0.40	0.48	0.60	SiO ₂	1.02	0.86	0.08
Al	13	K-series	0.36	0.43	0.57	Al ₂ O ₃	0.82	0.69	0.08
Total:			83.99	100.00	100.00				

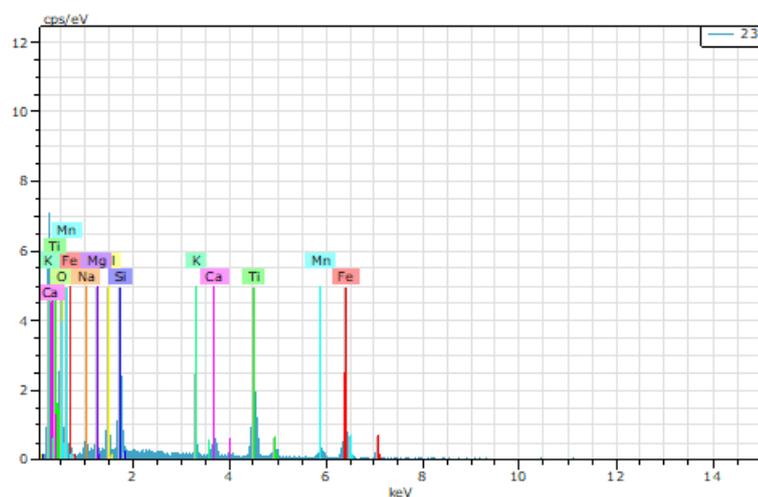


Apéndice A.6



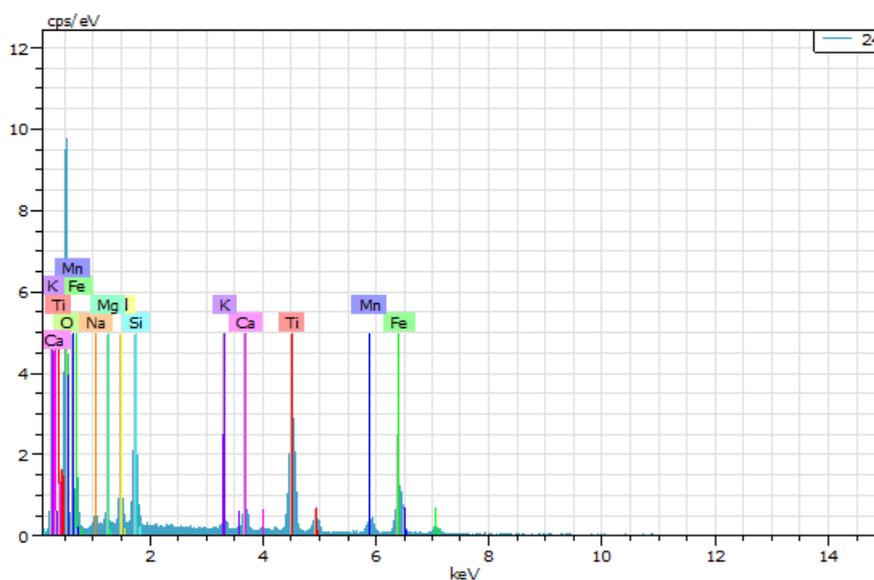
Análisis del punto: 23

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	26.10	35.35	59.42		0.00	0.00	4.98
Fe	26	K-series	16.00	21.67	10.43	FeO	27.87	20.58	0.78
Ti	22	K-series	15.06	20.40	11.46	TiO ₂	34.03	25.12	0.61
Si	14	K-series	5.65	7.66	7.33	SiO ₂	16.38	12.10	0.32
Mn	25	K-series	3.75	5.08	2.49	MnO	6.56	4.84	0.29
Ca	20	K-series	2.30	3.11	2.09	CaO	4.36	3.22	0.16
Al	13	K-series	2.15	2.91	2.90	Al ₂ O ₃	5.50	4.06	0.18
Na	11	K-series	1.29	1.74	2.04	Na ₂ O	2.35	1.74	0.17
K	19	K-series	0.82	1.11	0.76	K ₂ O	1.33	0.98	0.09
Mg	12	K-series	0.72	0.98	1.08	MgO	1.62	1.20	0.11
Total:			73.83	100.00	100.00				



Análisis del punto: 24

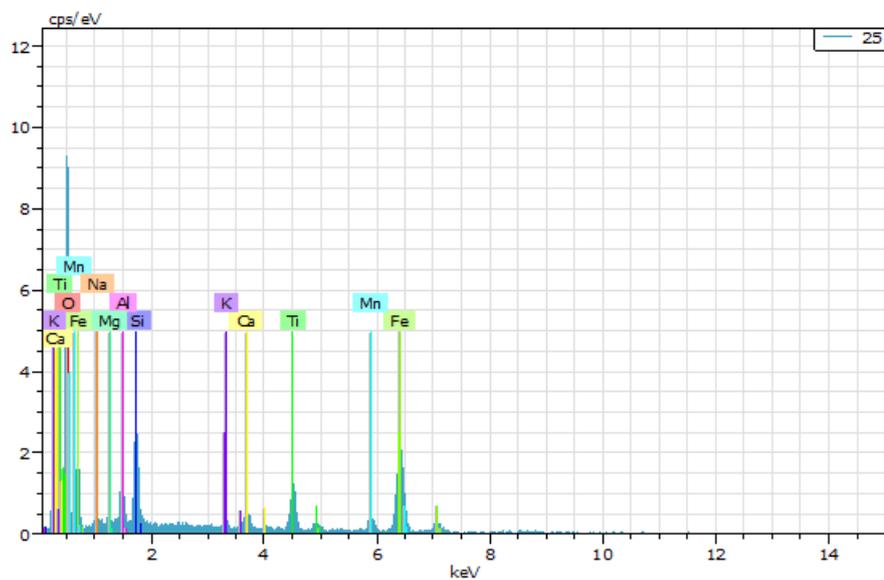
El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. C Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	30.22	34.67	59.54		0.00	0.00	4.90
Ti	22	K-series	19.91	22.84	13.11	TiO ₂	38.10	33.22	0.73
Fe	26	K-series	19.43	22.29	10.97	FeO	28.67	25.00	0.83
Mn	25	K-series	5.22	5.99	3.00	MnO	7.74	6.75	0.32
Si	14	K-series	5.13	5.88	5.76	SiO ₂	12.58	10.97	0.29
Ca	20	K-series	2.45	2.81	1.93	CaO	3.93	3.43	0.16
Al	13	K-series	2.13	2.44	2.49	Al ₂ O ₃	4.61	4.02	0.17
Na	11	K-series	1.08	1.24	1.49	Na ₂ O	1.68	1.46	0.15
Mg	12	K-series	0.90	1.04	1.17	MgO	1.72	1.50	0.11
K	19	K-series	0.70	0.80	0.56	K ₂ O	0.96	0.84	0.08
Total:			87.18	100.00	100.00				



Análisis del punto: 25

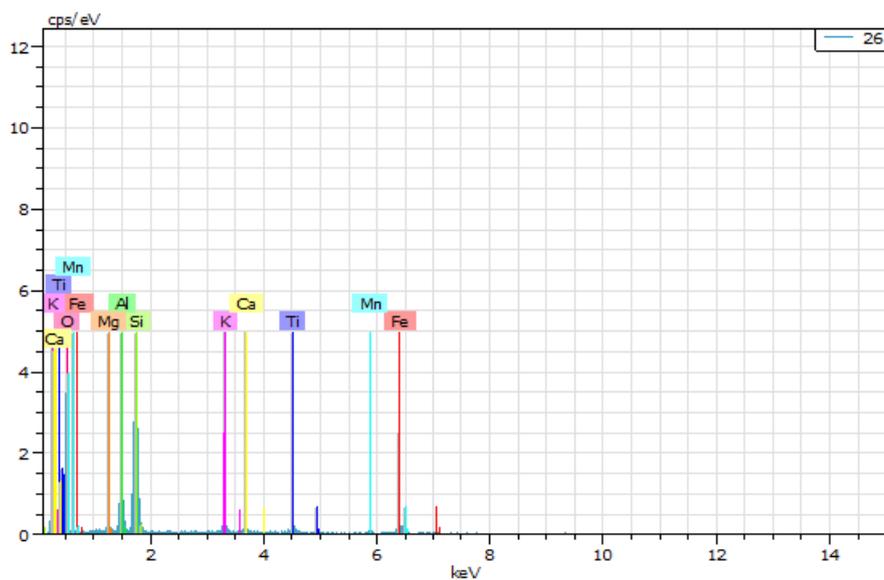
El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	36.19	42.01	22.11	FeO	54.05	46.56	1.43
O	8	K-series	26.19	30.40	55.84		0.00	0.00	4.53
Ti	22	K-series	6.99	8.11	4.98	TiO ₂	13.53	11.65	0.36
Si	14	K-series	5.06	5.88	6.15	SiO ₂	12.57	10.83	0.31
Mn	25	K-series	5.01	5.82	3.11	MnO	7.52	6.47	0.35
Al	13	K-series	2.59	3.00	3.27	Al ₂ O ₃	5.67	4.88	0.21
Ca	20	K-series	1.93	2.24	1.65	CaO	3.14	2.71	0.15
Na	11	K-series	1.16	1.34	1.72	Na ₂ O	1.81	1.56	0.17
Mg	12	K-series	0.53	0.62	0.75	MgO	1.03	0.89	0.10
K	19	K-series	0.49	0.57	0.43	K ₂ O	0.69	0.59	0.08
Total:			86.14	100.00	100.00				

Apéndice A.6

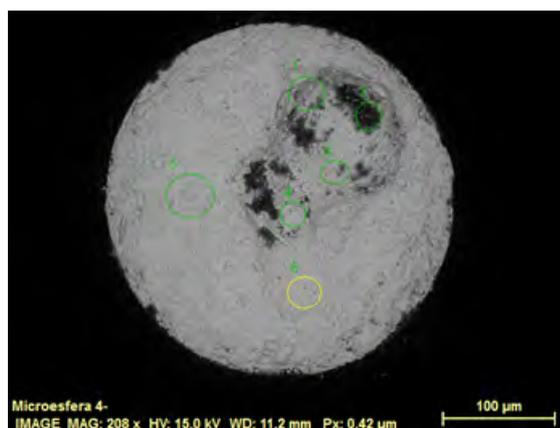


Análisis del punto: 26

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. Comp. [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
O	8	K-series	28.59	43.85	62.33		0.00	0.00	5.46
Si	14	K-series	16.55	25.38	20.55	SiO ₂	54.30	35.40	0.81
Fe	26	K-series	7.42	11.39	4.64	FeO	14.65	9.55	0.54
Al	13	K-series	4.54	6.97	5.87	Al ₂ O ₃	13.16	8.58	0.32
Ti	22	K-series	2.68	4.11	1.95	TiO ₂	6.85	4.47	0.23
Mn	25	K-series	1.81	2.78	1.15	MnO	3.59	2.34	0.23
K	19	K-series	1.75	2.68	1.56	K ₂ O	3.23	2.11	0.16
Ca	20	K-series	1.26	1.93	1.10	CaO	2.70	1.76	0.14
Mg	12	K-series	0.59	0.91	0.85	MgO	1.51	0.98	0.10
Total:			65.19	100.00	100.00				

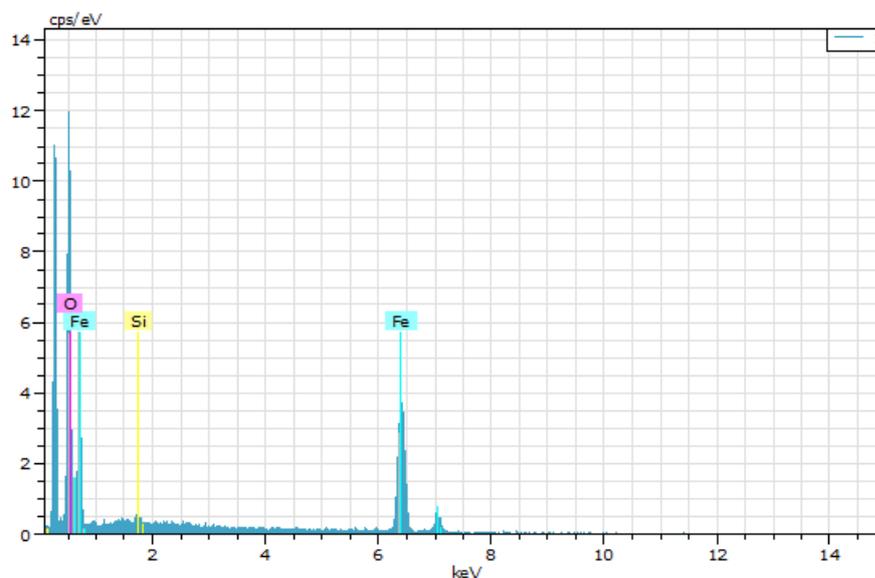


Análisis de la microesfera 4 pulida, sedimento actual del Instituto de Geología, UNAM



Análisis: 1

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	57.09	76.56	48.66	FeO	98.49	73.45		2.02
O	8	K-series	16.95	22.74	50.45		0.00	0.00		2.78
Si	14	K-series	0.53	0.70	0.89	SiO ₂	1.51	1.12		0.08
Total:			74.57	100.00	100.00					

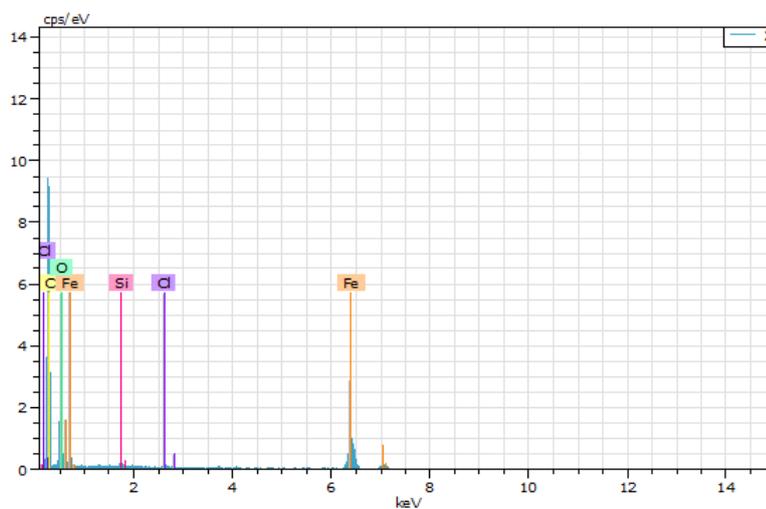


Apéndice A.7

Análisis: 2

El	AN	Series	unn. [% p/p]	norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Error (1 σ) [% p/p]
C	6	K-series	87.84	54.99	71.97	12.99
Fe	26	K-series	36.47	22.83	6.43	1.39
O	8	K-series	34.82	21.80	21.42	6.54
Cl	17	K-series	0.35	0.22	0.10	0.06
Si	14	K-series	0.26	0.16	0.09	0.06

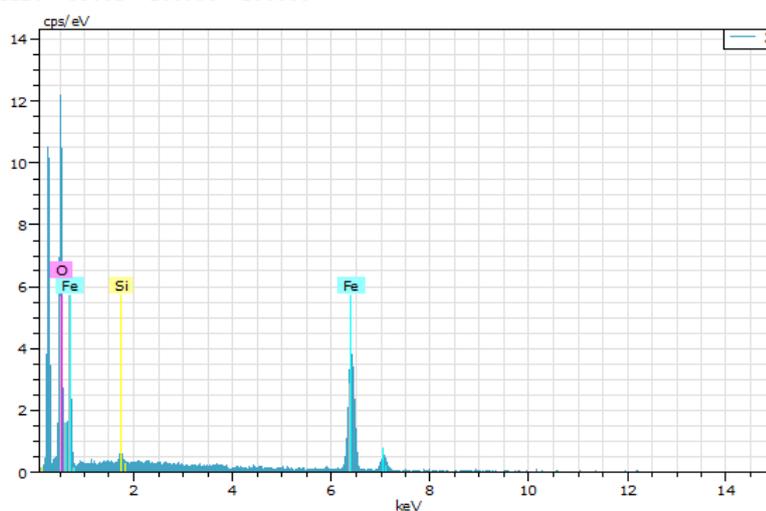
Total: 159.74 100.00 100.00



Análisis: 3

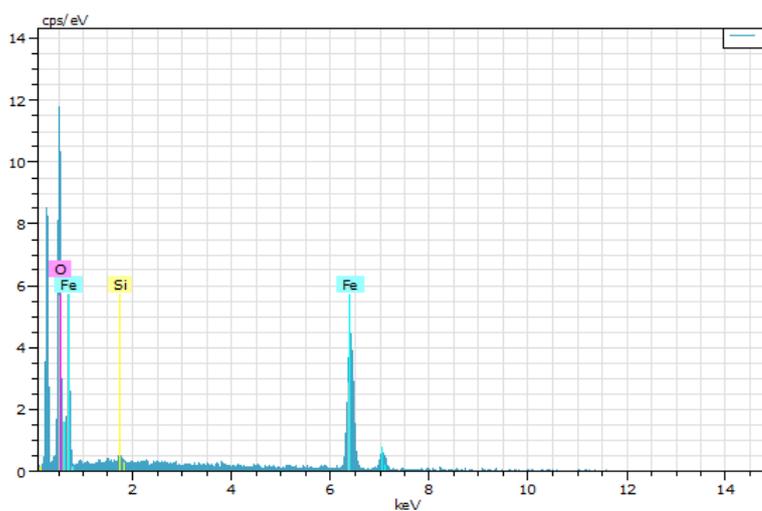
El	AN	Series	unn. [% p/p]	norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	56.71	66.71	36.68	1.98
O	8	K-series	27.72	32.60	62.57	4.52
Si	14	K-series	0.58	0.68	0.75	0.08

Total: 85.01 100.00 100.00



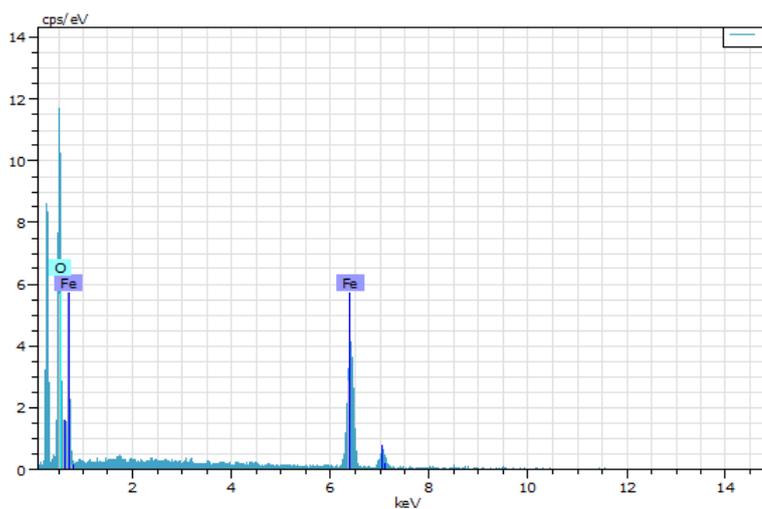
Análisis: 4

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	68.84	77.02	49.19	FeO	99.09	88.56		2.48
O	8	K-series	20.15	22.55	50.27		0.00	0.00		3.50
Si	14	K-series	0.38	0.43	0.54	SiO ₂	0.91	0.81		0.08
Total:			89.37	100.00	100.00					

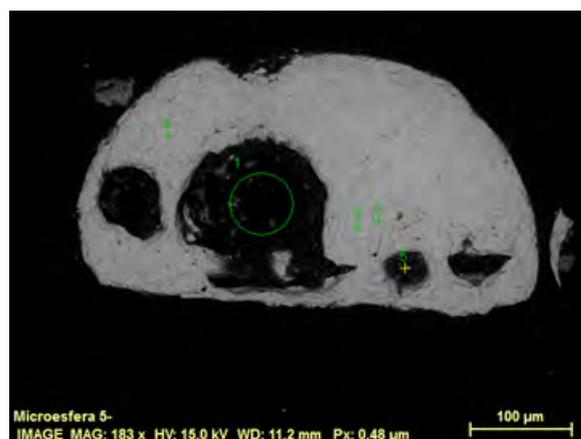


Análisis: 6

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	62.71	77.73	50.00	FeO	100.00	80.68		2.25
O	8	K-series	17.97	22.27	50.00		0.00	0.00		3.09
Total:			80.68	100.00	100.00					

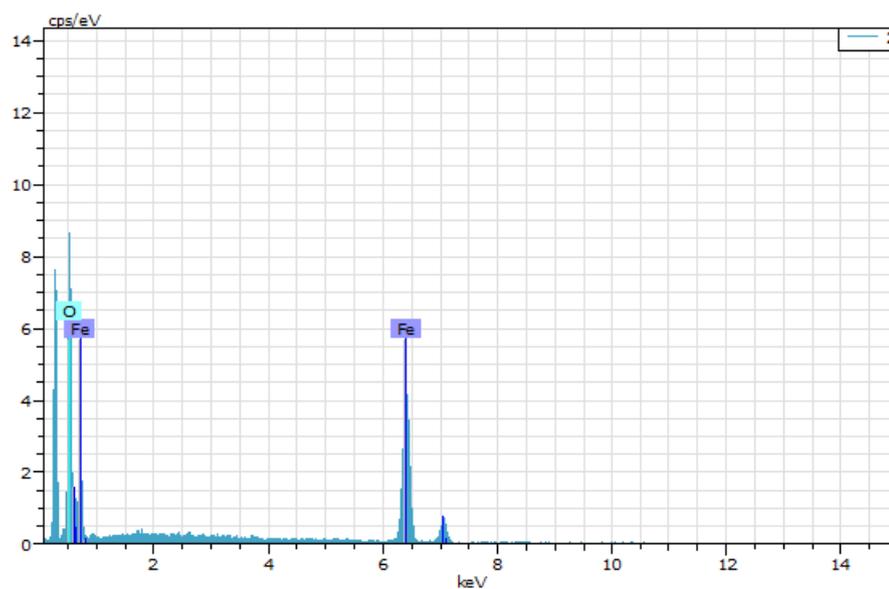


Análisis de la microesfera 5 pulida, sedimento actual del Instituto de Geología, UNAM



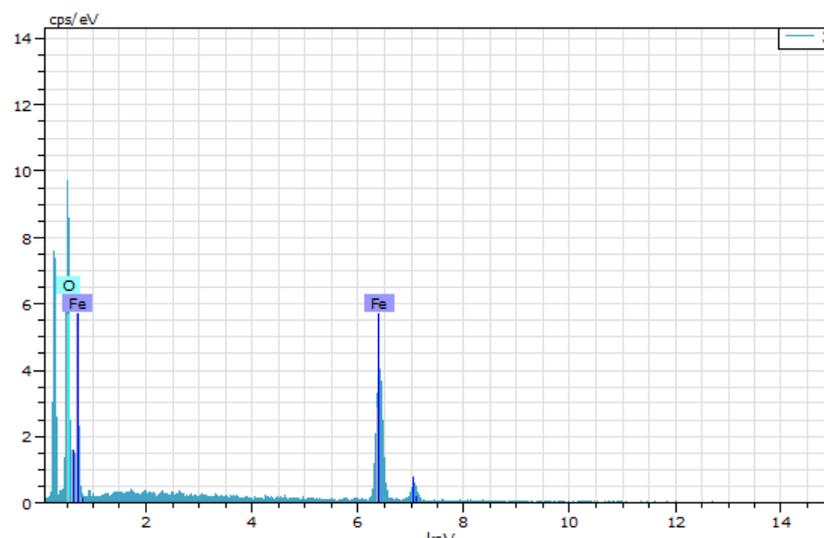
Análisis: 2

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [% at.]	C Compuesto [% p/p]	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	71.03	77.73	50.00	FeO	100.00	91.38		2.38
O	8	K-series	20.35	22.27	50.00		0.00	0.00		3.36
Total:			91.38	100.00	100.00					



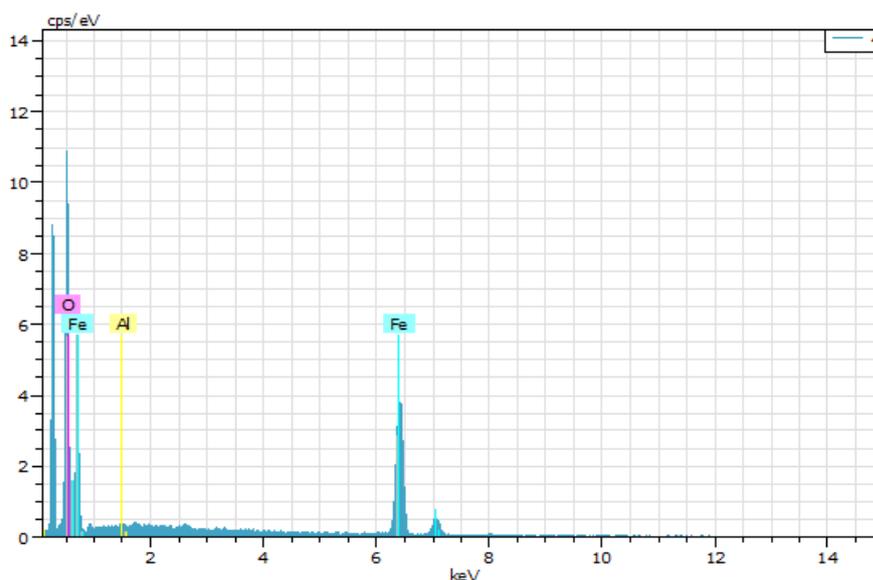
Análisis: 3

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [at.%]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	66.59	77.73	50.00	FeO	100.00	85.66		2.31
O	8	K-series	19.08	22.27	50.00		0.00	0.00		3.23
Total:			85.66	100.00	100.00					



Análisis: 4

El	AN	Series	unn. [% p/p]	C norm. [% p/p]	C Atom. [at.%]	C Compuesto	Comp. [% p/p]	C norm. [% p/p]	Comp. [% p/p]	C Error (1 σ) [% p/p]
Fe	26	K-series	61.82	77.25	49.46	FeO	99.38	79.53		2.04
O	8	K-series	17.94	22.42	50.11		0.00	0.00		2.74
Al	13	K-series	0.26	0.33	0.44	Al ₂ O ₃	0.62	0.50		0.06
Total:			80.02	100.00	100.00					

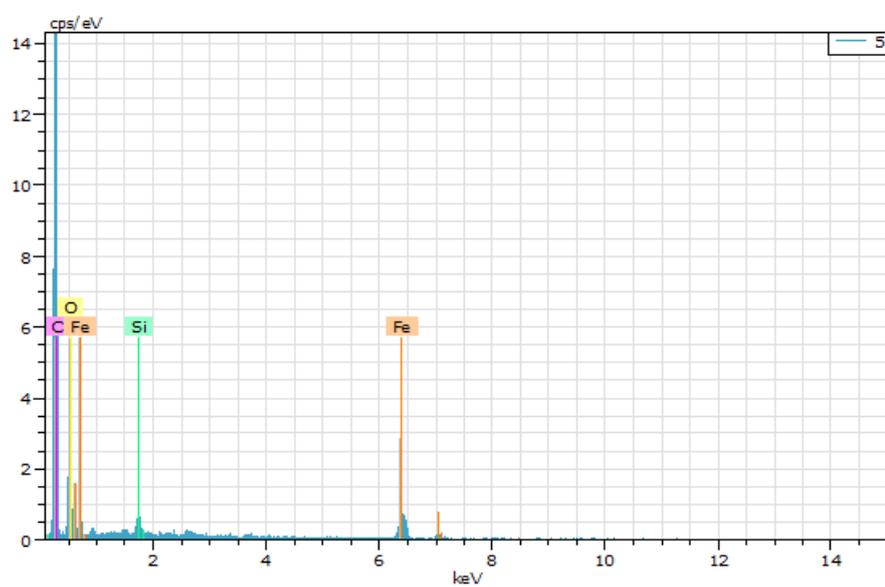


Apéndice A.8

Análisis: 5

El	AN	Series	unn. [% p/p]	norm. [% p/p]	C Atom. [at.%]	C Error (1 σ) [% p/p]
C	6	K-series	74.62	65.91	77.97	11.34
O	8	K-series	23.56	20.81	18.48	5.29
Fe	26	K-series	14.25	12.59	3.20	0.73
Si	14	K-series	0.79	0.70	0.35	0.09

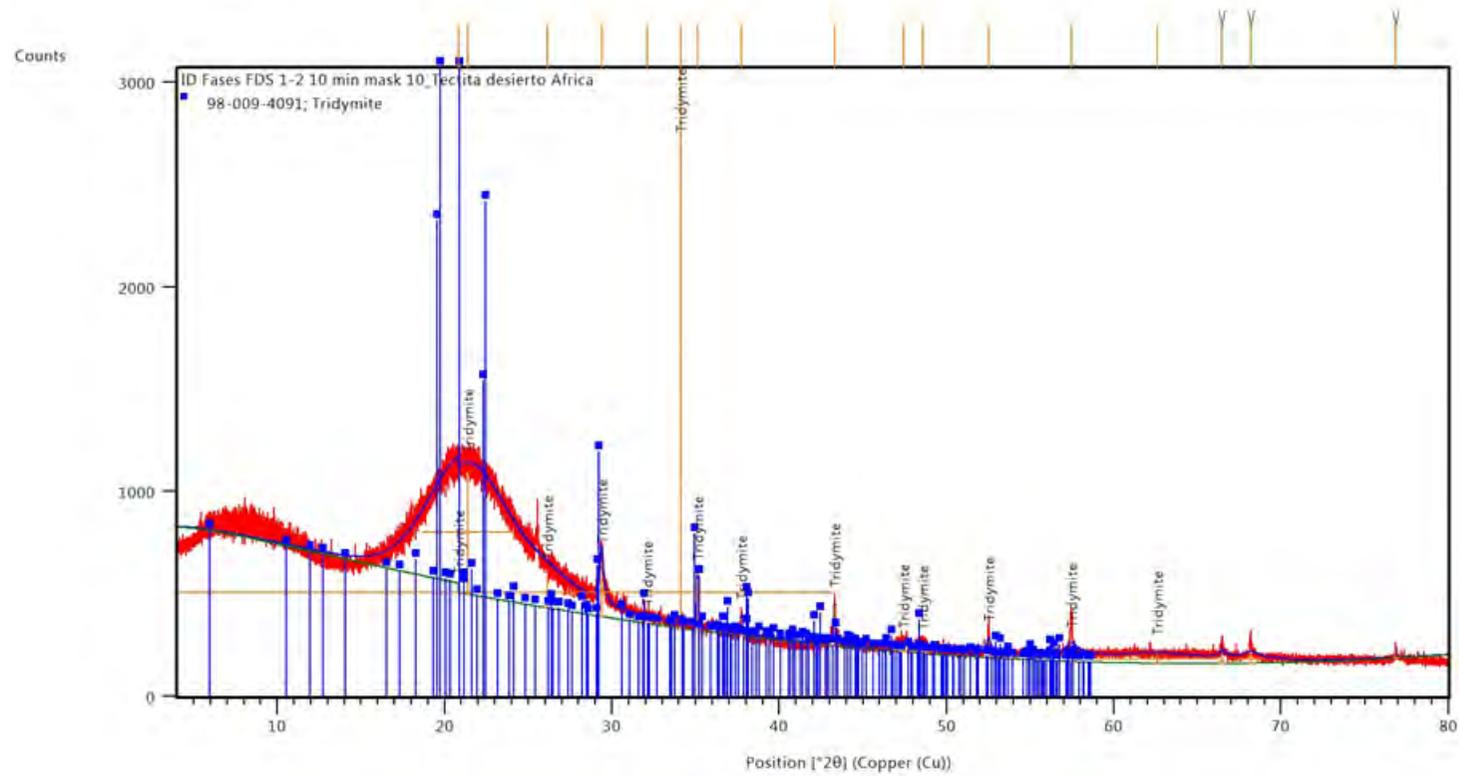
Total: 113.22 100.00 100.00



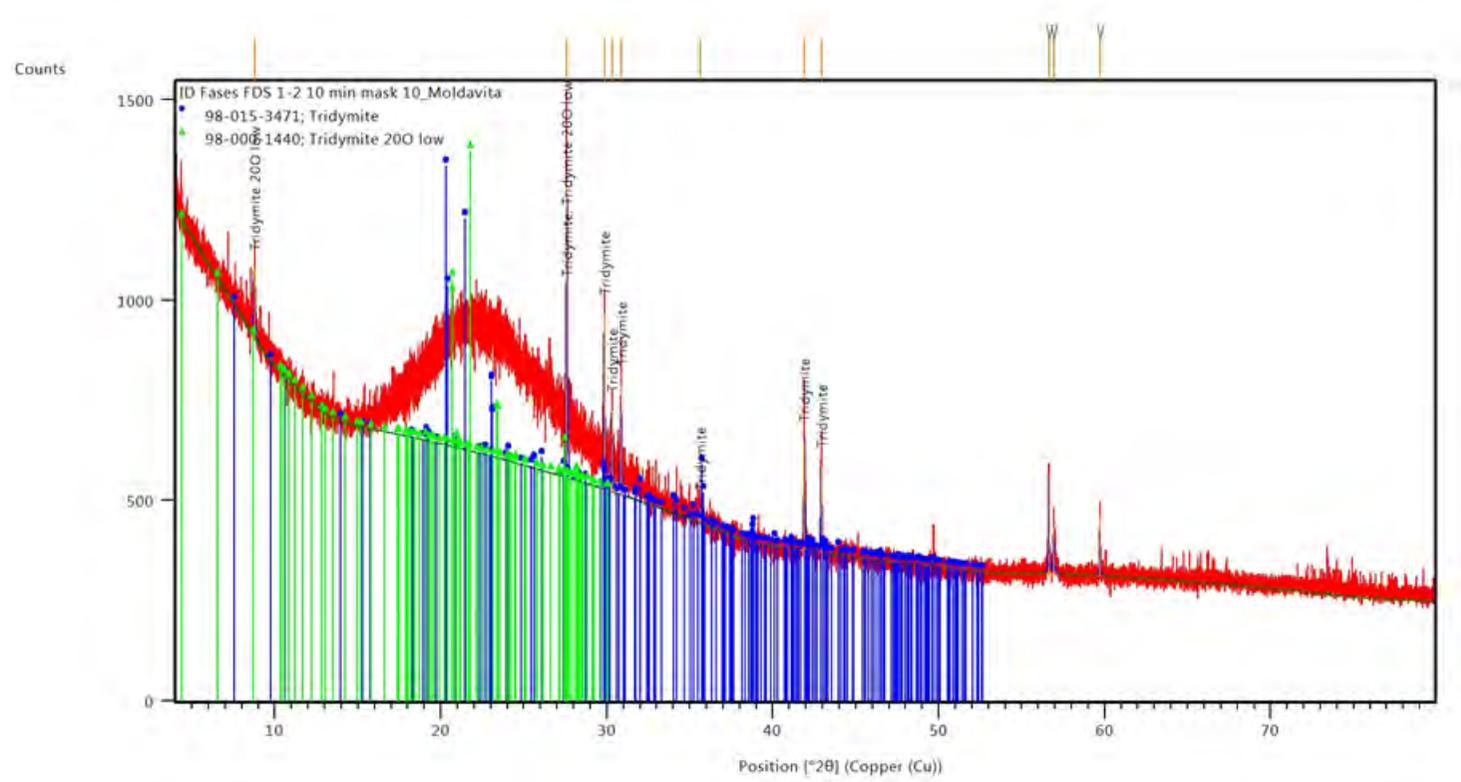
Apéndice B

Difracción de rayos X

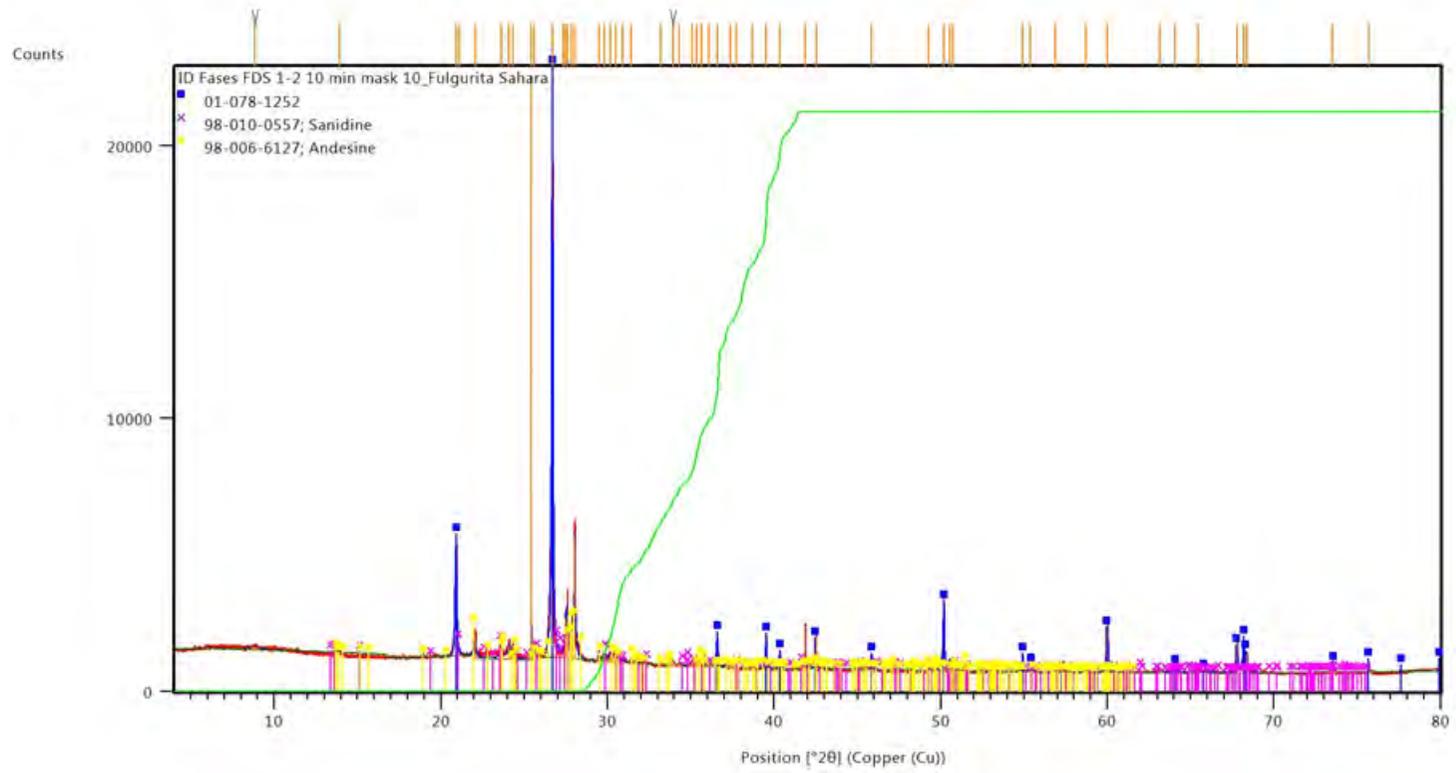
Patrón de difracción de rayos X de las tectitas Vidrio de Libia



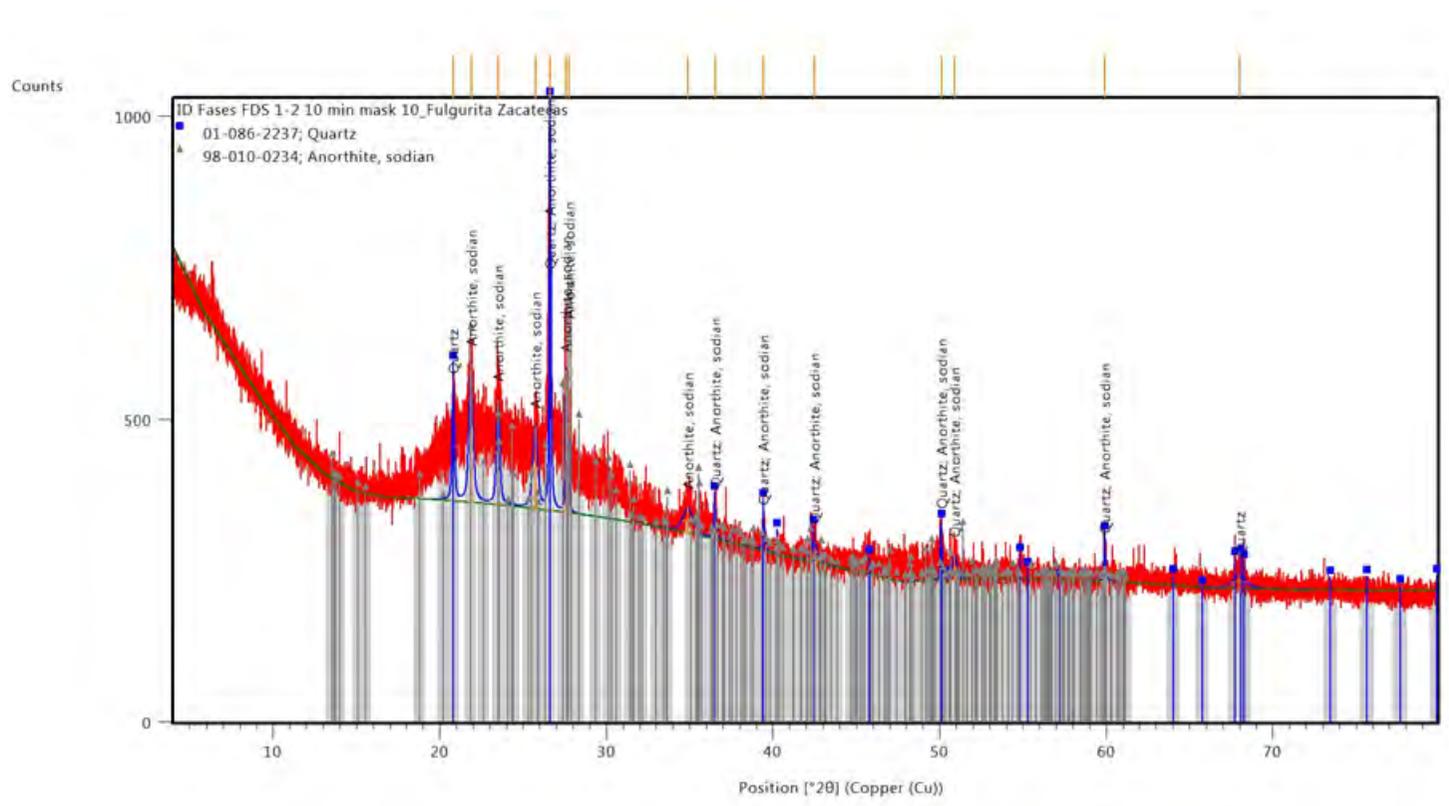
Tectita de Asia



Fulgurita del Sahara

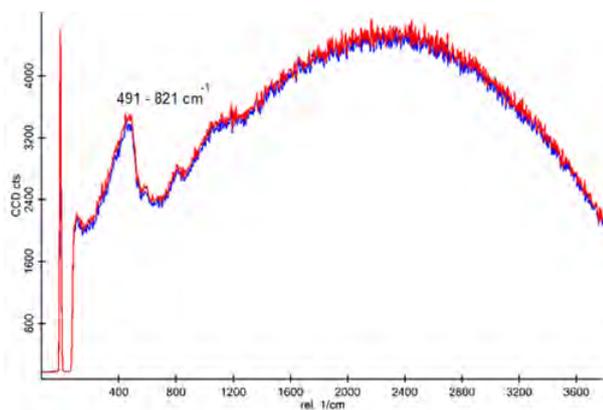
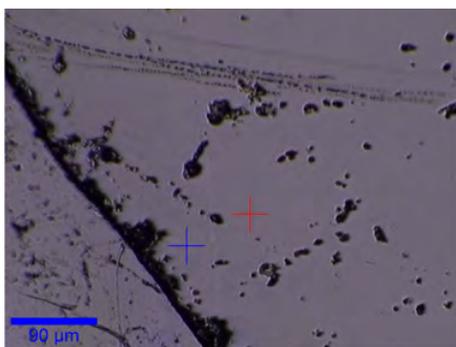


Fulgurita de Zacatecas

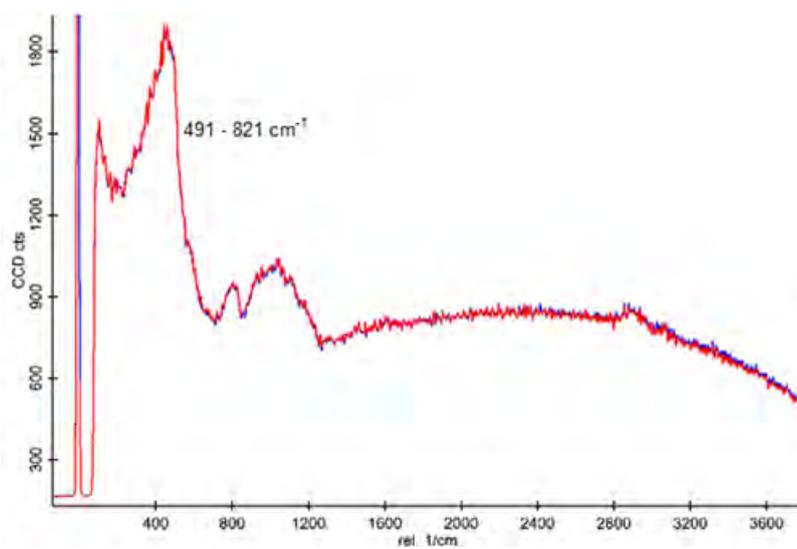
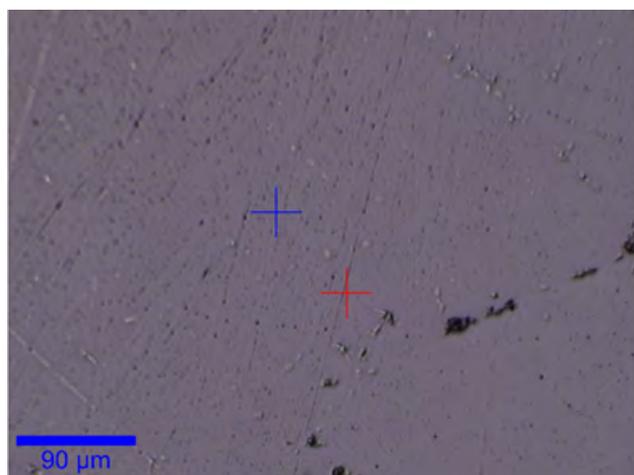


Espectroscopia Raman

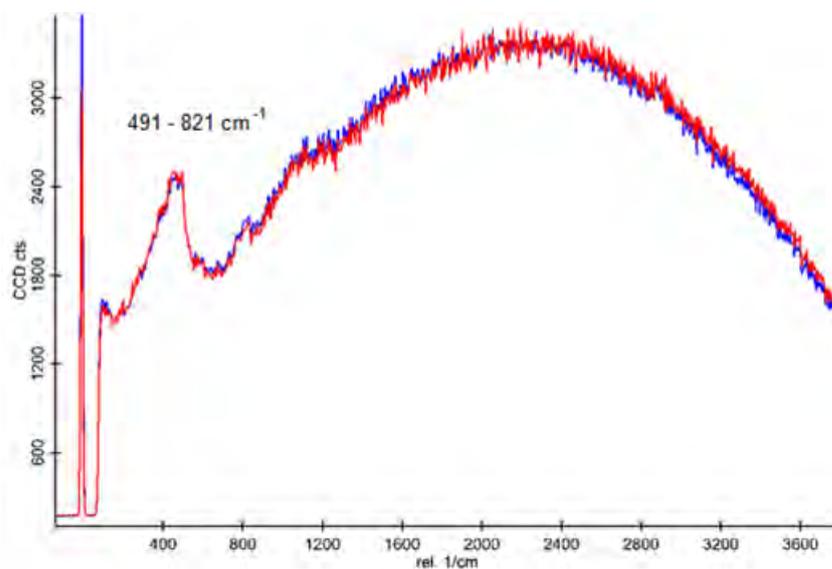
Vidrio del desierto de Libia



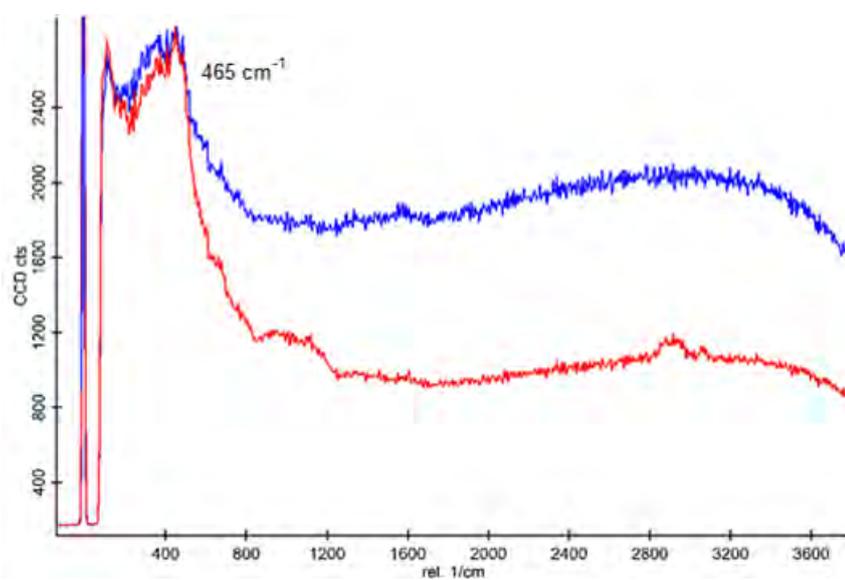
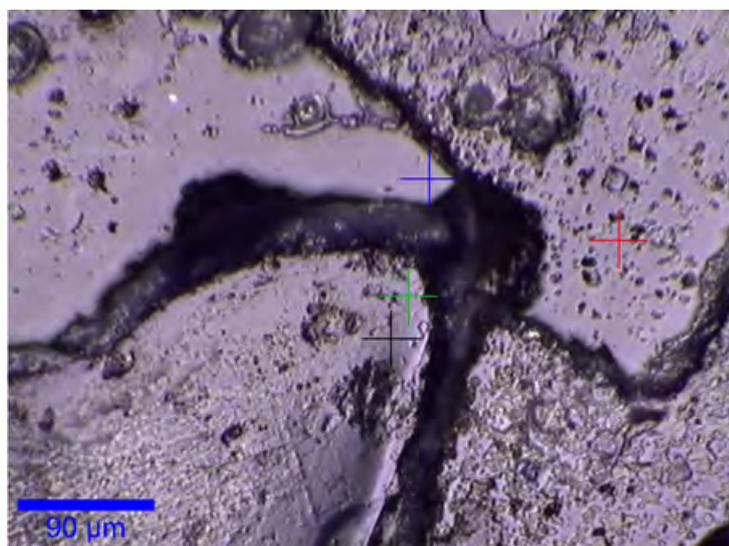
Tectita de Asia



Moldavita



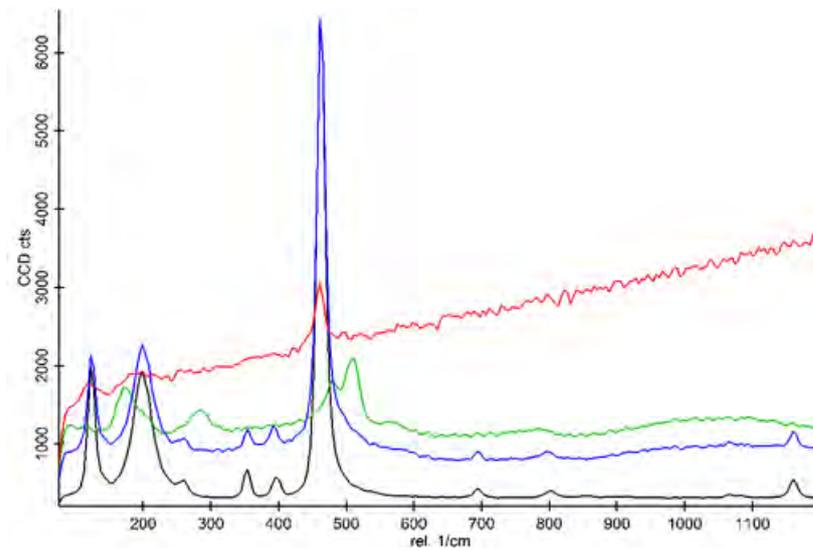
Fulgurita de Zacatecas



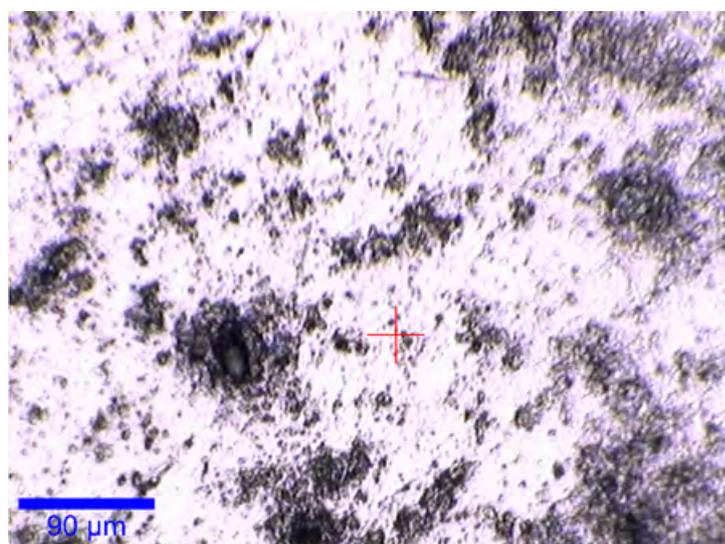
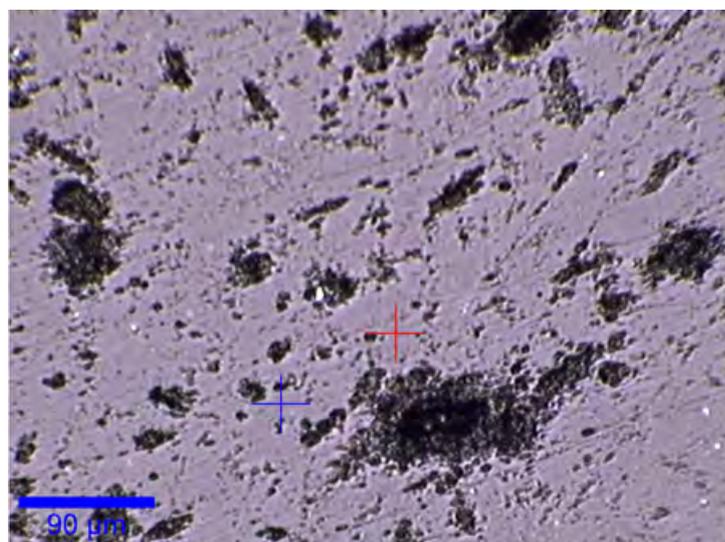
Fulgurita del Sahara

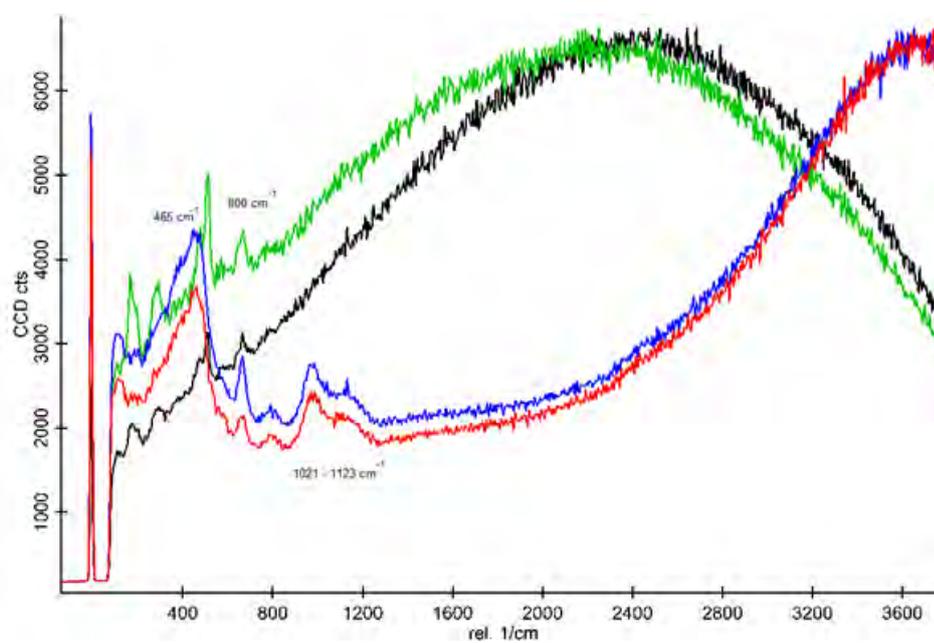
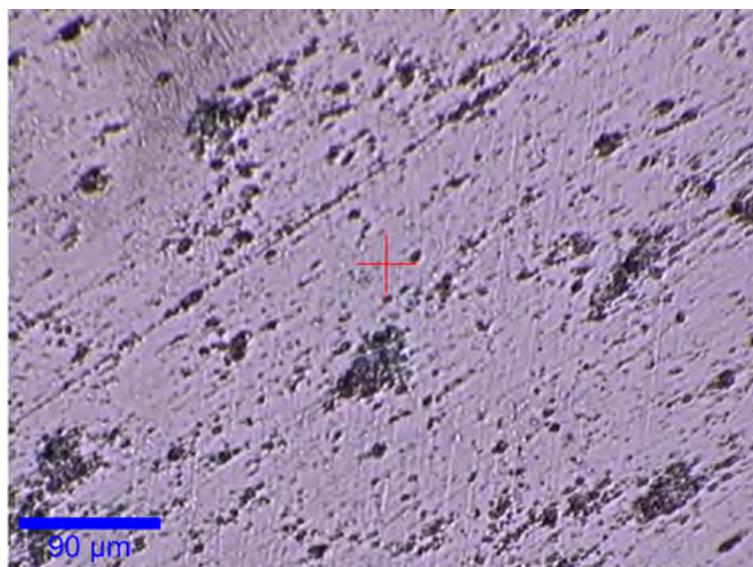


Cuarzo y **Plagioclasa**



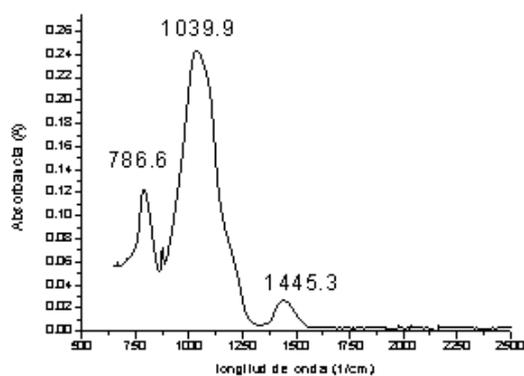
Obsidiana



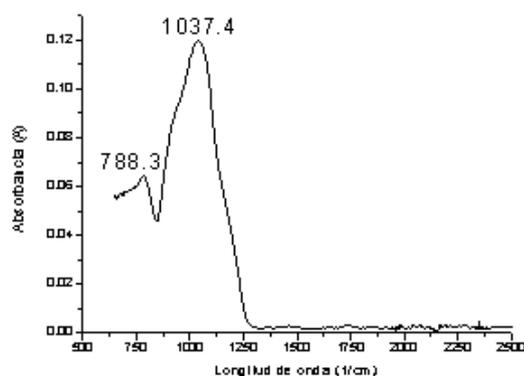


Espectroscopía Infrarroja

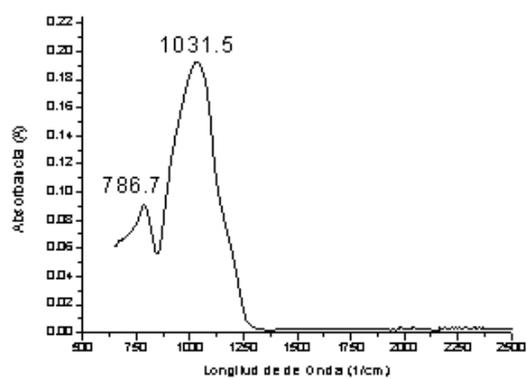
Espectros de FTIR del vidrio del desierto de Libia



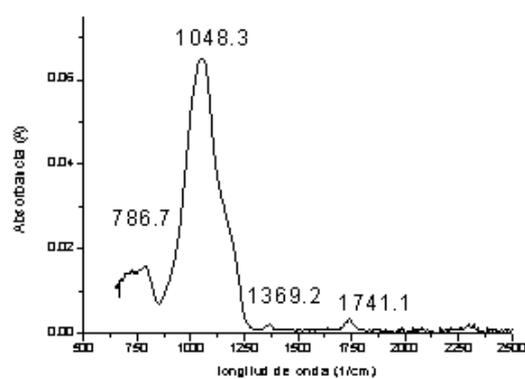
Espectros de FTIR de la tectita de Asia



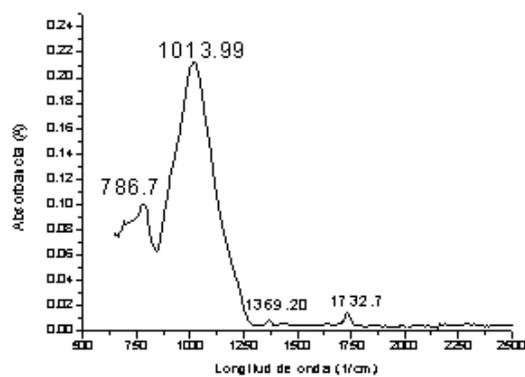
Espectros de FTIR de la moldavita



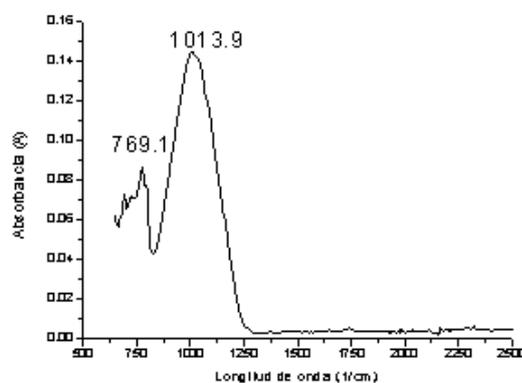
Espectros de FTIR de la fulgurita del Sahara



Espectros de FTIR de la fulgurita de Zacatecas



Espectros de FTIR de la obsidiana



Apéndice E

LA-ICP-MS

**Valores obtenidos de tierras raras (en ppm)
para cada tectita mediante LA-ICP-MS**

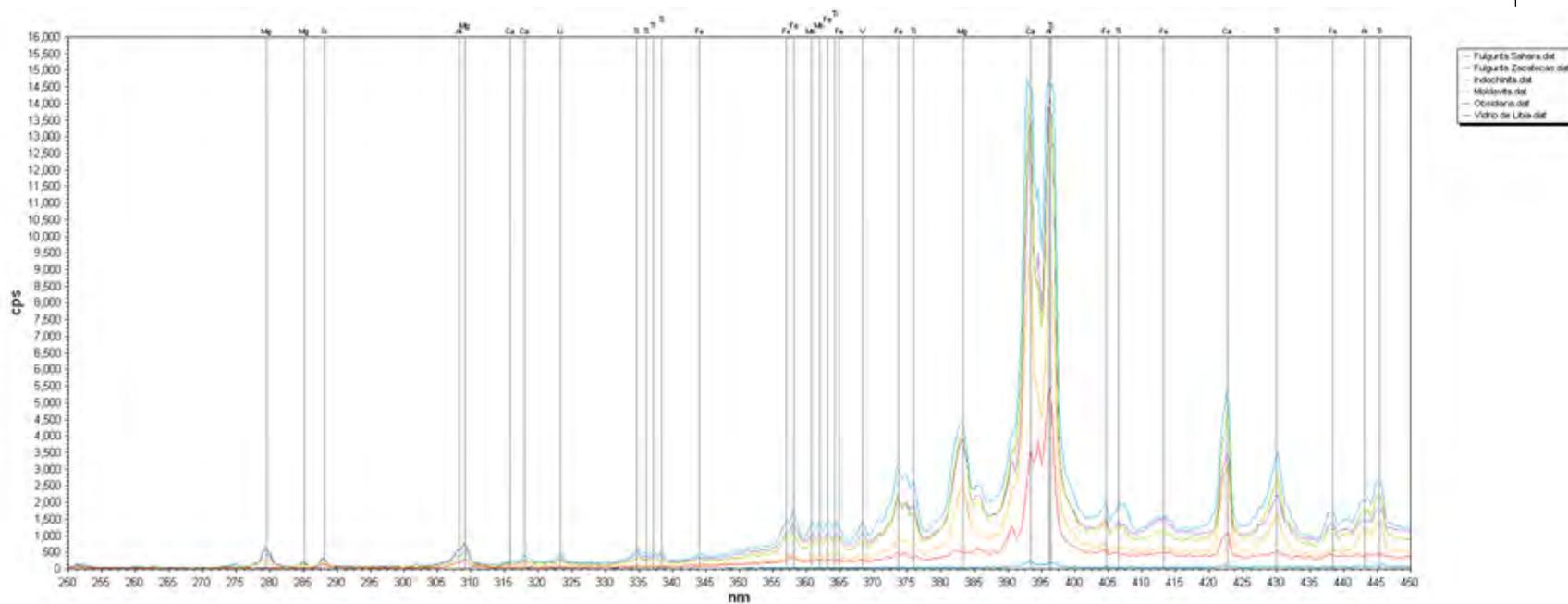
Apéndice E

Muestra	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	
<i>Tecitla Australista</i>										
TA001	6.54 ± 0.27	21.28 ± 1.47	45.13 ± 2.73	4.49 ± 0.54	15.73 ± 0.37	2.96 ± 0.04	0.50 ± 0.02	2.25 ± 0.03	0.26 ± 0.05	
TA002	11.38 ± 0.35	28.85 ± 2.12	55.50 ± 3.71	6.22 ± 1.18	18.49 ± 0.29	3.34 ± 0.04	0.49 ± 0.02	3.08 ± 0.04	0.30 ± 0.01	
TA003	12.29 ± 0.29	19.47 ± 0.47	45.95 ± 0.94	4.61 ± 0.12	17.45 ± 0.09	3.46 ± 0.01	0.63 ± 0.01	2.92 ± 0.01	0.44 ± 0.01	
TA004	11.31 ± 0.22	18.39 ± 0.30	41.90 ± 0.49	4.30 ± 0.04	16.13 ± 0.07	3.17 ± 0.01	0.61 ± 0.01	2.86 ± 0.02	0.42 ± 0.01	
TA005	11.04 ± 0.19	17.85 ± 0.39	41.19 ± 0.61	4.22 ± 0.05	15.77 ± 0.04	2.94 ± 0.01	0.60 ± 0.01	2.70 ± 0.02	0.41 ± 0.01	
TA006	16.27 ± 0.31	24.04 ± 0.68	50.40 ± 1.39	5.46 ± 0.10	21.07 ± 0.11	4.23 ± 0.05	0.79 ± 0.02	4.03 ± 0.03	0.57 ± 0.03	
TA007	15.14 ± 0.55	23.83 ± 1.50	49.80 ± 2.06	5.28 ± 0.18	20.84 ± 0.09	4.10 ± 0.08	0.81 ± 0.03	4.19 ± 0.05	0.57 ± 0.03	
TA008	15.41 ± 0.35	23.46 ± 0.63	49.40 ± 1.85	5.36 ± 0.12	20.20 ± 0.06	4.40 ± 0.03	0.77 ± 0.03	3.80 ± 0.04	0.54 ± 0.04	
TA009	18.25 ± 0.53	26.99 ± 0.74	56.76 ± 0.85	5.99 ± 0.14	22.89 ± 0.05	4.86 ± 0.06	0.88 ± 0.03	3.89 ± 0.04	0.59 ± 0.03	
TA011	18.84 ± 0.69	28.84 ± 0.50	58.32 ± 0.92	6.18 ± 0.11	23.52 ± 0.11	4.61 ± 0.03	0.92 ± 0.02	4.34 ± 0.03	0.62 ± 0.03	
TA012	30.15 ± 1.47	35.37 ± 1.58	86.79 ± 2.71	8.67 ± 0.28	31.45 ± 0.20	5.87 ± 0.05	1.22 ± 0.03	4.89 ± 0.07	0.75 ± 0.06	
<i>Tecitla Moldevita</i>										
TM001	13.49 ± 0.71	36.24 ± 4.31	70.24 ± 4.48	8.90 ± 0.90	26.57 ± 0.37	4.33 ± 0.04	0.72 ± 0.03	3.60 ± 0.03	0.51 ± 0.04	
TM002	16.04 ± 0.45	45.13 ± 4.32	85.97 ± 7.09	8.87 ± 0.74	30.77 ± 0.37	5.45 ± 0.05	0.81 ± 0.02	3.93 ± 0.06	0.52 ± 0.04	
TM003	9.05 ± 0.17	14.76 ± 0.20	33.50 ± 0.30	3.60 ± 0.06	13.24 ± 0.02	2.66 ± 0.01	0.51 ± 0.01	2.11 ± 0.01	0.29 ± 0.01	
TM004	9.57 ± 0.14	15.94 ± 0.26	36.94 ± 0.54	3.87 ± 0.06	14.23 ± 0.04	2.82 ± 0.01	0.54 ± 0.01	2.25 ± 0.01	0.33 ± 0.01	
TM005	9.15 ± 0.24	14.27 ± 0.29	32.05 ± 0.31	3.42 ± 0.09	13.18 ± 0.04	2.55 ± 0.01	0.49 ± 0.01	2.09 ± 0.02	0.29 ± 0.01	
TM006	14.50 ± 0.60	14.47 ± 0.54	32.34 ± 0.95	3.26 ± 0.19	12.69 ± 0.08	2.54 ± 0.03	0.56 ± 0.02	2.02 ± 0.03	0.31 ± 0.03	
TM007	33.57 ± 1.16	23.64 ± 0.35	45.78 ± 0.93	5.21 ± 0.16	19.48 ± 0.12	3.66 ± 0.05	0.79 ± 0.02	3.13 ± 0.02	0.45 ± 0.03	
TM008	75.47 ± 2.28	22.22 ± 0.58	44.61 ± 0.56	4.75 ± 0.20	17.48 ± 0.17	3.54 ± 0.04	0.88 ± 0.03	2.67 ± 0.04	0.41 ± 0.03	
TM009	9.04 ± 1.39	14.82 ± 2.21	33.42 ± 3.43	3.21 ± 0.42	12.57 ± 0.17	2.40 ± 0.03	0.54 ± 0.06	2.19 ± 0.02	0.27 ± 0.06	
TM010	10.88 ± 3.09	16.87 ± 1.89	39.61 ± 3.41	4.13 ± 0.53	14.71 ± 0.09	3.12 ± 0.04	0.69 ± 0.04	2.42 ± 0.05	0.35 ± 0.05	
TM011	12.13 ± 0.95	19.61 ± 0.61	45.16 ± 1.04	4.65 ± 0.19	17.08 ± 0.09	3.15 ± 0.03	0.71 ± 0.02	2.68 ± 0.06	0.40 ± 0.04	
<i>Víbrio del Desierto de Loba</i>										
TD001	4.32 ± 0.36	7.95 ± 0.66	20.10 ± 0.94	1.90 ± 0.07	6.78 ± 0.05	1.17 ± 0.05	0.17 ± 0.02	0.94 ± 0.02	0.15 ± 0.02	
TD003	2.78 ± 0.18	3.91 ± 0.09	12.71 ± 0.35	1.05 ± 0.04	3.74 ± 0.03	0.76 ± 0.01	0.14 ± 0.01	0.86 ± 0.01	0.10 ± 0.02	
TD004	3.11 ± 0.22	4.14 ± 0.16	13.82 ± 0.32	1.05 ± 0.06	4.15 ± 0.06	0.90 ± 0.03	0.16 ± 0.02	0.79 ± 0.01	0.13 ± 0.02	
TD005	2.96 ± 0.24	3.78 ± 0.13	12.10 ± 0.22	0.94 ± 0.04	3.28 ± 0.03	0.68 ± 0.02	0.14 ± 0.01	0.70 ± 0.02	0.14 ± 0.02	
TD006	4.92 ± 1.54	5.27 ± 1.50	20.00 ± 2.72	1.47 ± 0.31	4.41 ± 0.04	0.92 ± 0.02	0.14 ± 0.02	1.02 ± 0.01	0.16 ± 0.04	
TD007	5.21 ± 0.21	5.48 ± 0.12	20.14 ± 0.36	1.44 ± 0.03	5.16 ± 0.04	1.01 ± 0.02	0.14 ± 0.02	0.91 ± 0.02	0.14 ± 0.02	
TD008	4.71 ± 0.16	5.21 ± 0.12	19.48 ± 0.36	1.52 ± 0.11	4.80 ± 0.03	0.92 ± 0.03	0.16 ± 0.01	0.88 ± 0.01	0.15 ± 0.02	
TD002	3.83 ± 0.16	6.14 ± 0.24	16.16 ± 0.50	1.41 ± 0.07	5.03 ± 0.06	0.89 ± 0.02	0.15 ± 0.02	0.71 ± 0.02	0.11 ± 0.01	
Muestra	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Th	U	Th/U
<i>Tecitla Australista</i>										
TA001	2.00 ± 0.03	0.31 ± 0.04	1.2 ± 0.03	0.18 ± 0.01	1.04 ± 0.02	0.18 ± 0.03	1.00 ± 0.09	10.32 ± 0.19	2.16 ± 0.17	4.8
TA002	2.04 ± 0.04	0.41 ± 0.03	1.12 ± 0.03	0.16 ± 0.01	1.17 ± 0.03	0.15 ± 0.02	1.01 ± 0.08	9.83 ± 0.80	1.84 ± 0.22	5.3
TA003	2.59 ± 0.02	0.52 ± 0.02	1.49 ± 0.02	0.22 ± 0.01	1.52 ± 0.02	0.22 ± 0.01		7.98 ± 0.17	1.50 ± 0.03	5.3
TA004	2.56 ± 0.01	0.51 ± 0.01	1.41 ± 0.01	0.22 ± 0.01	1.50 ± 0.01	0.21 ± 0.01		7.98 ± 0.16	1.45 ± 0.03	5.5
TA005	2.43 ± 0.01	0.49 ± 0.02	1.43 ± 0.01	0.21 ± 0.01	1.49 ± 0.01	0.20 ± 0.01		7.65 ± 0.16	1.44 ± 0.03	5.3
TA006	3.27 ± 0.02	0.74 ± 0.02	2.26 ± 0.03	0.29 ± 0.02	2.09 ± 0.03	0.32 ± 0.03	0.68 ± 0.05	10.68 ± 0.21	1.64 ± 0.06	6.5
TA007	3.21 ± 0.05	0.66 ± 0.03	2.03 ± 0.04	0.28 ± 0.01	2.01 ± 0.03	0.28 ± 0.02	0.70 ± 0.04	10.83 ± 0.41	1.67 ± 0.06	6.5
TA008	3.26 ± 0.02	0.73 ± 0.05	1.94 ± 0.03	0.28 ± 0.02	1.96 ± 0.06	0.30 ± 0.02	0.70 ± 0.05	10.45 ± 0.20	1.57 ± 0.06	6.7
TA009	3.70 ± 0.06	0.73 ± 0.04	2.13 ± 0.03	0.30 ± 0.03	2.21 ± 0.04	0.30 ± 0.02	0.72 ± 0.03	11.53 ± 0.24	1.68 ± 0.03	6.9
TA011	4.10 ± 0.04	0.70 ± 0.04	2.32 ± 0.06	0.36 ± 0.05	2.32 ± 0.03	0.34 ± 0.03	0.96 ± 0.05	11.88 ± 0.20	1.93 ± 0.05	6.2
TA012	4.56 ± 0.06	0.97 ± 0.07	2.50 ± 0.05	0.33 ± 0.02	2.49 ± 0.05	0.38 ± 0.03	0.83 ± 0.07	13.07 ± 0.24	2.38 ± 0.13	5.5
<i>Tecitla Moldevita</i>										
TM001	2.76 ± 0.05	0.50 ± 0.05	1.42 ± 0.04	0.25 ± 0.02	1.62 ± 0.03	0.17 ± 0.02	1.34 ± 0.08	13.12 ± 0.39	2.21 ± 0.11	5.9
TM002	2.97 ± 0.08	0.62 ± 0.03	1.68 ± 0.06	0.25 ± 0.02	1.62 ± 0.05	0.25 ± 0.03	1.58 ± 0.11	14.61 ± 0.47	2.78 ± 0.17	5.3
TM003	1.69 ± 0.01	0.34 ± 0.01	1.00 ± 0.01	0.14 ± 0.01	0.99 ± 0.02	0.14 ± 0.01		6.41 ± 0.15	1.70 ± 0.02	3.8
TM004	1.63 ± 0.01	0.36 ± 0.01	0.99 ± 0.01	0.14 ± 0.01	0.98 ± 0.01	0.14 ± 0.01		6.62 ± 0.16	1.84 ± 0.02	3.6
TM005	1.66 ± 0.01	0.32 ± 0.02	0.90 ± 0.01	0.13 ± 0.01	0.91 ± 0.01	0.13 ± 0.01		6.09 ± 0.10	1.63 ± 0.02	3.7
TM006	1.55 ± 0.04	0.33 ± 0.03	0.78 ± 0.02	0.12 ± 0.02	0.93 ± 0.03	0.13 ± 0.02	0.94 ± 0.04	5.52 ± 0.26	1.31 ± 0.06	4.2
TM007	2.64 ± 0.05	0.47 ± 0.05	1.34 ± 0.02	0.19 ± 0.02	1.21 ± 0.01	0.18 ± 0.02	1.35 ± 0.05	8.09 ± 0.24	1.74 ± 0.08	4.8
TM008	2.58 ± 0.04	0.45 ± 0.06	1.50 ± 0.06	0.16 ± 0.03	1.06 ± 0.04	0.17 ± 0.02	1.24 ± 0.06	7.13 ± 0.23	1.67 ± 0.07	4.3
TM009	1.69 ± 0.03	0.30 ± 0.08	0.98 ± 0.03	0.16 ± 0.02	1.02 ± 0.03	0.13 ± 0.02	1.17 ± 0.12	6.09 ± 0.42	1.72 ± 0.08	3.5
TM010	2.06 ± 0.06	0.40 ± 0.04	1.16 ± 0.03	0.14 ± 0.02	1.22 ± 0.02	0.16 ± 0.03	1.45 ± 0.08	7.19 ± 0.63	2.01 ± 0.10	3.6
TM011	2.12 ± 0.06	0.45 ± 0.04	1.13 ± 0.03	0.18 ± 0.02	1.25 ± 0.03	0.21 ± 0.02	1.77 ± 0.06	8.25 ± 0.20	2.39 ± 0.07	3.5
<i>Víbrio del Desierto de Loba</i>										
TD001	0.80 ± 0.02	0.16 ± 0.01	0.47 ± 0.01	0.07 ± 0.01	0.44 ± 0.02	0.05 ± 0.02	1.49 ± 0.12	3.51 ± 0.20	0.75 ± 0.05	4.7
TD003	0.62 ± 0.02	0.15 ± 0.02	0.39 ± 0.02	0.05 ± 0.01	0.44 ± 0.01	0.08 ± 0.01	2.16 ± 0.10	2.43 ± 0.11	0.82 ± 0.04	3.0
TD004	0.86 ± 0.02	0.13 ± 0.01	0.46 ± 0.02	0.07 ± 0.02	0.41 ± 0.01	0.07 ± 0.02	2.17 ± 0.06	2.66 ± 0.09	0.79 ± 0.03	3.4
TD005	0.71 ± 0.04	0.13 ± 0.02	0.48 ± 0.02	0.05 ± 0.01	0.44 ± 0.02	0.06 ± 0.01	1.78 ± 0.07	2.33 ± 0.13	0.67 ± 0.02	3.5
TD006	0.91 ± 0.02	0.16 ± 0.03	0.52 ± 0.03	0.07 ± 0.02	0.51 ± 0.02	0.07 ± 0.02	2.51 ± 0.10	2.94 ± 0.29	1.05 ± 0.03	2.8
TD007	0.97 ± 0.01	0.19 ± 0.02	0.50 ± 0.01	0.07 ± 0.02	0.49 ± 0.02	0.08 ± 0.01	2.73 ± 0.09	2.85 ± 0.07	1.08 ± 0.04	2.6
TD008	0.85 ± 0.02	0.17 ± 0.03	0.57 ± 0.02	0.08 ± 0.02	0.48 ± 0.02	0.07 ± 0.01	2.71 ± 0.09	2.92 ± 0.12	1.01 ± 0.02	2.9
TD002	0.69 ± 0.03	0.13 ± 0.01	0.40 ± 0.02	0.06 ± 0.02	0.36 ± 0.02	0.06 ± 0.01	1.74 ± 0.07	3.12 ± 0.21	0.78 ± 0.07	4.0

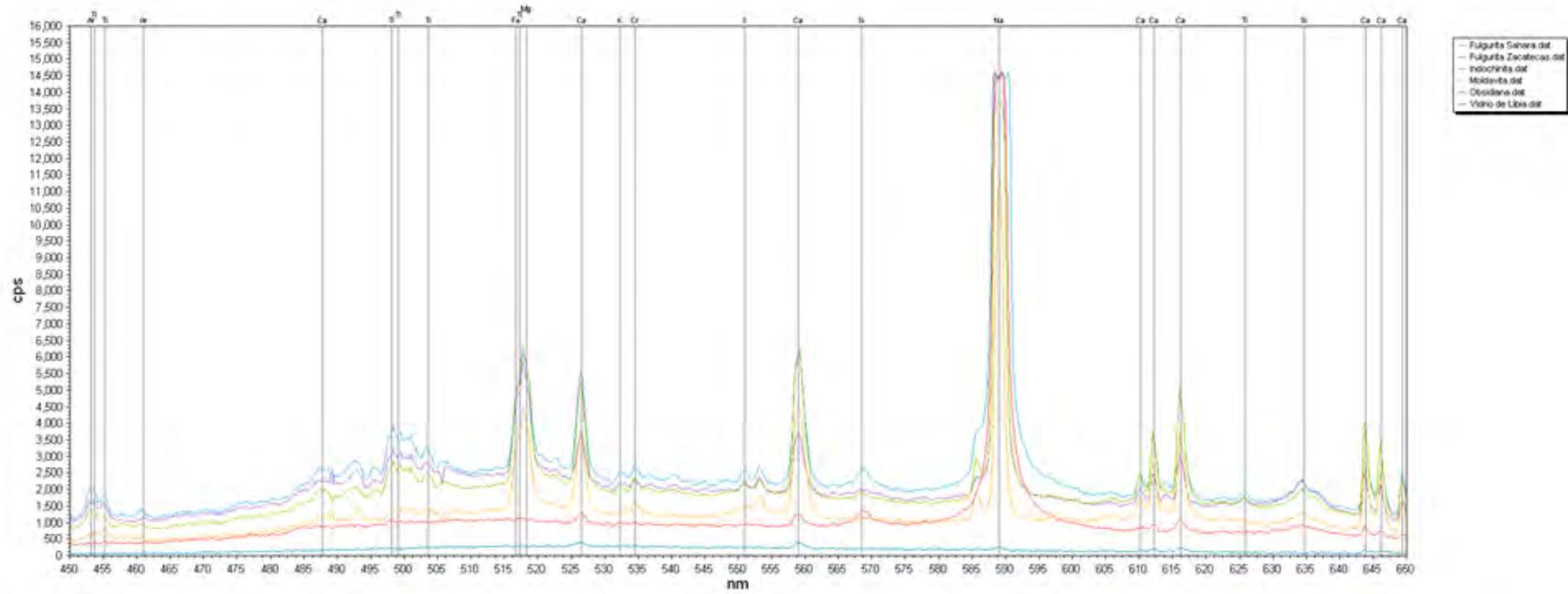
Apéndice F

Patrón de LIBS para los vidrios naturales

Patrón de LIBS en un intervalo de 250 nm - 450 nm



Patrón de LIBS en un intervalo de 450 nm - 650 nm



Patrón de LIBS en un intervalo de 650 nm - 950 nm

