



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Caracterización de brecha de impacto (suevita) del
Instituto de Geología, por medio de métodos
espectroscópicos no destructivos**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A :

Luis Alberto Acacio Orgen



**DIRECTOR DE TESIS:
Dra. Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz
Ciudad Universitaria, CDMX 2019**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Hoja de datos de jurado

1. Datos del alumno

Acacio

Orgen

Luis Alberto

56451528

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Ciencias de la Tierra

310044130

2. Datos del tutor

Dra.

Karina Elizabeth

Cervantes

de la Cruz

3. Datos del sinodal 1

Dra.

María Guadalupe

Cordero

Tercero

4. Datos del sinodal 2

Dra.

Ana María Lizeth

Caballero

García

5. Datos del sinodal 3

Dr.

José Luis

Ruvalcaba

Sil

6. Datos del sinodal 4

Dra.

Adela Margarita

Reyes

Salas

7. Datos del trabajo escrito.

Caracterización de brecha de impacto (suevita) del Instituto de Geología, por medio de métodos espectroscópicos no destructivos

78 páginas

2019

Agradecimientos académicos:

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

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

Instituto de Ciencias Nucleares por las facilidades prestadas en el desarrollo de este trabajo.

Al Instituto de Geofísica por las facilidades prestadas en el desarrollo de este trabajo.

A la Dra. Adela Margarita Reyes Salas, curadora de la Colección de Meteoritas Mexicanas del Instituto de Geología, por el préstamo de la muestra de suevita

Al M. en C. Alejandro Mitrani, Ing. Francisco Jaimes y a la M. en C. Valentina Aguilar Melo, del Instituto de Física, por el apoyo con el equipo SANDRA II.

Al Dr. Dante Moran por donar a la Colección de Meteoritas Mexicanas la muestra de suevita caracterizada en esta tesis.

Al Taller de Ciencia para Jóvenes 2011 PAPIME-PE103409, por darme un primer acercamiento a las Ciencias de la Tierra y darme muchas motivaciones para mi licenciatura.

Agradecimientos personales:

A mi familia que siempre ha estado para apoyarme en los momentos más importantes de mi vida, motivándome a superarme y ser una mejor persona, con todo su amor y compañía. Sobre todo, a mi mamá, que en paz descanse, quien nos dejó unos meses antes de que terminara este trabajo, pero, siempre siento que me está acompañando.

A mis amigos por escucharme y darme su apoyo ante cualquier problema por pequeño que fuera.

A mis profesoras y profesores, sobre todo a los que han creído en mí, pesé que muchas veces necesité mucho apoyo.

Pese que estos agradecimientos son breves, son lo más sinceros ya que cada persona en mi vida sabe lo que pienso y lo agradecido que le estoy.

<u>I.- Resumen</u>	9
<u>II.- Objetivos</u>	9
<u>III.- Justificación</u>	9
<u>IV.- Antecedentes</u>	10
<u>IV. 1. Generación de un cráter de impacto y las fases de formación de las litologías asociadas al cráter.</u>	10
<u>IV.2. Rocas generadas por impacto: Impactitas</u>	12
IV. 2.1 Clasificación de impactitas por un solo impacto: proximales y distales	12
IV. 2.2 Impactitas proximales	13
<u>IV. 2.2.1. Parautóctonas</u>	15
<i>IV. 2.2.1.1 Rocas de la región con metamorfismo de impacto</i>	15
IV. 2.2.1.1.1 Estados de metamorfismo progresivo de impacto	15
IV. 2.2.1.2 Brechas cataclásticas (monomícticas)	16
<u>IV. 2.2.2 Alóctonas</u>	26
<i>IV. 2.2.2.1 Brecha lítica de impacto (sin presencia de partículas fundidas)</i>	26
<i>IV. 2.2.2.2. Brechas con fundidos (suevitas)</i>	26
<i>IV. 2.2.2.3 Diques de brecha</i>	26
<u>IV. 2.2.3 Rocas fundidas de impacto</u>	27
<u>IV. 3. Geología y estructura del cráter de Ries</u>	27
IV. 3.1 Cráter de Ries	27
IV. 3.2 Estratigrafía pre-impacto	28
IV. 3.3. Impactitas presentes en el cráter de Ries	31
<u>IV.3.3.1. Brechas sin fundidos</u>	31
<i>IV. 3.3.1.1. Brecha Bunte o brecha sin fundidos</i>	31

IV. 3.4. Brechas fundidas de impacto	31
<u>IV. 3.4.1. Suevitas centrales (SC)</u>	31
<u>IV. 3.4.2. Suevitas externas (SE)</u>	32
<u>IV. 3.4.3. Diques de suevita</u>	33
<u>IV. 4. Propiedades petrológicas de las suevitas del cráter de Ries</u>	33
IV. 4.1 Características texturales de las suevitas	33
<u>IV. 4.1.1 Matriz de la suevitas</u>	35
<u>IV. 4.1.2 Fundidos generados por impacto</u>	36
<u>IV. 4.1.3 Metamorfismo hidrotermal presente en las suevitas</u>	36
IV. 4.2 Composición química de las suevitas	38
<u>V. Metodología</u>	42
<u>V. 1. Clasificación textural, granulométrica y descripción de los clastos líticos y los fundidos de impacto</u>	42
<u>V.2. Fluorescencia de rayos X (FRX)</u>	42
V. 2.1. Técnicas espectroscópicas	43
<u>V.2.1.1 Rayos X</u>	43
<u>V. 2.1.2 Generación de rayos X</u>	43
<u>V. 2.1.3 Fluorescencia de rayos X</u>	43
V.2.2. Análisis por fluorescencia de Rayos X	44
V.2.3. Curvas de calibración y composición química de las suevitas	45
<u>VI.- Resultados</u>	47
<u>VI.1. Características generales de la muestra</u>	47
<u>VI.2. Descripción macroscópica de la muestra</u>	47
VI. 2.1. Clastos de origen sedimentario	47
VI. 2.2. Clastos de origen ígneo leucocráticos y mesocráticos	47
VI. 2.3. Fundidos de impacto	50
<u>VI. 2.3.1. Fundidos grises</u>	50
<u>VI. 2.3.2. Fundido marrón</u>	50

VI. 2.4. Granulometría y análisis de los componentes de la suevita y descripción de los clastos líticos y de los fundidos	53
<u>VI.3. Fluorescencia de rayos X (FRX)</u>	56
VI.3.1. Análisis de fluorescencia de rayos X	56
VI.3.2. Curvas de calibración	56
VI.3.3. Composición química de las suevitas	61
<u>VII. Discusión</u>	67
<u>VII. 1. Descripción macroscópica y granulometría de los clastos y los fundidos</u>	68
<u>VII. 2. Composición química de los fundidos</u>	68
<u>VIII. Conclusiones</u>	70
<u>IX. Comentarios finales y perspectivas</u>	71
<u>IX. 1. Aplicación a estudios planetarios</u>	71
<u>IX. 2. Aplicación en colecciones nacionales</u>	71
<u>Anexos 1-4</u>	72
<u>Referencias</u>	75

Índice de Figuras

Figura IV.1. Clasificación de impactitas	14
Figura IV.2. Modelo generalizado del entorno geológico de las impactitas proximales y distales	25
Figura IV.3. Ubicación y topografía de los cráteres de Ries y de Steinheim	28
Figura IV.4. Estratigrafía detallada de la región de Ries	30
Figura VI.1. Clasto de origen sedimentario	48
Figura VI.2. Fotografía del lado A del ejemplar donde se observa un clasto del basamento cristalino mesocrático con textura fanerítica	48
Figura VI.3. El clasto mesocrático del lado B del ejemplar, con textura de grano fino	49
Figura VI.4. Clasto mesocrático del lado A del ejemplar, con textura de grano fino.	49
Figura VI.5. Fundido I en el lado A de la suevita	51
Figura VI.6. Región del fundido II lado A del ejemplar cercano al punto de análisis F7	51
Figura VI.7. Fundido III del lado B.	52
Figura VI.8. Fundido III del lado A del ejemplar.	52
Figura VI.9. Lado A del ejemplar de suevita del cráter Ries en el que se muestran los puntos de análisis en los fundidos en amarillo y en número romano el número de fundido	54
Figura VI.10. Lado B del ejemplar de suevita del cráter Ries, en el que se muestran en amarillo los puntos de análisis en los fundidos y en números romanos el número de fundido	55
Figura VI.11-16. Curvas de calibración	58-60
Figuras VI.17-19 Diagramas de variación Harker	63-65

Índice de Tablas

Tabla IV.1. a) - e) Lista de rocas ígneas, metamórficas e impactitas en el que se proponen ocho sistemas de clasificación de choque en planetas con rocas silicatadas	17-21
Tabla IV.2. Definición de estados de metamorfismo progresivo de impacto para el sistema F	22
Tabla IV. 3. Definición de los estados de metamorfismo progresivo de impacto para el sistema M	23
Tabla IV.4. Definición de los estados de metamorfismo progresivo de impacto para el sistema SR	24
Tabla IV.5. Tipos de clastos presentes en las suevitas y su mineralogía	34-35
Tabla IV.6. Composición de roca total de las rocas del basamento cristalino de núcleos de la localidad Nördlingen, Alemania	40
Tabla IV.7. Composición química promedio de los fundidos de impacto	41
Tabla V.1. Estándares utilizados, calibración de los conteos químicos y su procedencia.	45
Tabla VI.1. Valores de intensidad de rayos X para elementos mayores para los estándares obtenidos por el método de SANDRA.	56
Tabla VI.2. Composición química de los estándares reportados en porcentaje en peso del óxido (wt. %). *valor no certificado, pero sí publicado.	57
Tabla VI.3. Composición química de los estándares reportados en porcentaje en peso elemental (wt. %).	57
Tabla VI.4. Porcentaje en peso de óxidos mayores en los 7 puntos de análisis tomados en los fundidos del lado A de la muestra de suevita. Los valores fueron obtenidos a partir de la curva de calibración construida con los estándares	62
Tabla VI.5. Porcentaje en peso de óxidos mayores en los 13 puntos de análisis tomados en los fundidos del lado B de la muestra de suevita, los valores fueron obtenidos por medio de la curva de calibración construida con los estándares	62

I. Resumen

En esta tesis se presenta un análisis textural y químico de un fragmento de brecha suevítica del cráter de Ries, perteneciente a la Colección de Meteoritas Mexicanas del Instituto de Geología de la UNAM. Dada la condición de préstamo del ejemplar, en este trabajo se reporta la caracterización química no destructiva, y no invasiva del ejemplar por el método de fluorescencia de rayos X.

En primera instancia en este trabajo se realizó una búsqueda bibliográfica que permitió describir la región de estudio el cráter de Ries, las propiedades de las impactitas y propiedades texturales y químicas que poseen las suevitas.

En segundo lugar, fue necesario realizar un análisis granulométrico, por vía óptica.

Por otro lado, fue necesario utilizar el equipo SANDRA de Fluorescencia de Rayos X, diseñado y desarrollado en el laboratorio LANCIC del Instituto de Física para el análisis de composición elemental puntual de los fundidos.

Finalmente, tras el análisis de los datos obtenidos, se concluyó que el ejemplar de la Colección de Meteoritas Mexicanas del Instituto de Geología es una suevita de la región central del cráter, perteneciente a la localidad de Polsingen. En el que los fundidos en su mayoría tienen composición intermedia y probablemente se formaron a partir de rocas como las cuarzomonzonitas, gabro y sienitas, pertenecientes al basamento cristalino.

II. Objetivo

Caracterizar por métodos texturales y espectroscópicos no destructivos una brecha de impacto (suevita) de Polsingen, Nördlinger, cráter de Ries, Alemania (48 °53' N, 10 °37' E), perteneciente a la Colección de Meteoritas Mexicanas del Instituto de Geología de la UNAM.

III. Justificación

Las muestras que se encuentran en colecciones nacionales son sumamente valiosas e irremplazables, la metodología tradicional de estudios geoquímicos en las muestras no puede ser ocupada, debido a que la mayoría de los métodos son destructivos y la muestra corre peligro de ser alterada, dejando al acervo sin material para estudios posteriores y afectando su preservación.

Actualmente, los métodos espectroscópicos no destructivos son una alternativa para analizar este tipo de muestras sin causar ningún daño o alteración en las mismas asegurando la conservación de este patrimonio. Por otro lado, en los estudios planetarios es de suma importancia considerar este tipo de trabajos ya

que permiten dar un primer acercamiento a métodos donde el tratamiento de las muestras es muy limitado, como lo es el caso de los análisis con instrumentos de los vehículos de exploración de las misiones a Marte. Adicionalmente, el estudio de las brechas de impacto (suevitas) nos ayuda a entender los procesos de impacto en las superficies de los cuerpos planetarios.

IV. Antecedentes

En México, se han desarrollado diversas líneas de investigación en el área de estudio de los cráteres de impacto y fenómenos relacionados a ellos, se mencionan algunas a continuación:

Urrutia Fucugauchi y colaboradores (2004 y 2014) han desarrollado múltiples trabajos relacionados con la formación de cráteres de impacto y la formación de impactitas, en el cráter de Chicxulub. Por otro lado, Grajales Nishimura y colaboradores (2009), se han dedicado al estudio de los depósitos de impacto y han sumado esfuerzos en entender las extinciones relacionadas a estas estructuras. En el 2001 Sánchez Rubio reportó las impactitas de Chicxulub en el catálogo de “Las Meteoritas de México. Finalmente, Cordero Tercero y colaboradores (2011) han estudiado el ingreso de meteoroides a la atmósfera y Poveda y Cordero en (2008) propusieron la existencia, aun no confirmada, de las chicxulubitas. Si bien, en este trabajo no se abordará el cráter de Chicxulub, en el que han trabajado la mayoría de los investigadores mencionados anteriormente, se hace un reconocimiento por el desarrollo del estudio del craterismo de impacto en nuestro país.

IV. 1. Generación de un cráter de impacto y las fases de formación de las litologías asociadas al cráter.

Un cráter de impacto se genera cuando un proyectil de cierto tamaño (mayor a 50 m para objetos rocosos y mayor 20 m para los objetos metálicos) proveniente del espacio pasa por la atmósfera y llega a la superficie del planeta con suficiente energía cinética, causando la producción de ondas de choque que generan altas presiones y temperatura además de alteraciones en la corteza (Osinski y Pierazzo 2012).

El origen mecánico para cualquier cráter de impacto se puede explicar en tres fases de formación: estado de compresión, estado de la formación de la cavidad transitoria y estado de modificación. Sin embargo, para el caso del cráter de Ries (Figura IV.3), Stöffler y colaboradores (2013) han propuesto cinco fases para explicar la formación de las litologías asociadas al cráter:

Según Stöffler y colaboradores (2013), los cráteres de Ries y de Steinheim se formaron simultáneamente por los impactos de un asteroide que se fragmentó en algún momento.

En la primera fase el asteroide impactó la superficie de la Tierra con tal energía que fundió primero y evaporó después el material cercano al punto de contacto

(Melosh 2011). De la parte fundida del material se formaron las moldavitas (nombre de la tectita característica de la región), y otras eyecciones distales.

La fase dos empezó cuando la fase uno aún no había terminado. El principio lo marcó el inicio de la formación de la pluma de eyección primaria y de la cavidad transitoria. La primera alcanzó su máximo a los 90 segundos después del impacto, mientras que la segunda adquirió su profundidad final de cuatro kilómetros después de 10 a 20 segundos. El material que se fue excavando desde la superficie hasta 1.3 a 1.5 kilómetros de profundidad se movió como fluido debido a la acción de la onda de choque generada por el impacto sobre el piso, pero cuando alcanzó la superficie, a partir de ahí se movió balísticamente y se depositó en los alrededores del cráter formando el manto de *eyección continua* el cual se extiende desde el anillo interior hasta una distancia equivalente a 3.5 veces el radio del cráter. Al mismo tiempo, hubo una eyección balística de fundido proveniente de rocas que se fundieron durante la formación de la cavidad transitoria y que dieron lugar a parches aislados de fundidos de impacto depositados principalmente en la dirección río abajo (dirección de la trayectoria del objeto) sobre la brecha Bunte, en la zona de megabloques; así como a la exclusión de fundidos de carbonatos.

De acuerdo con Stöffler (2013), las suevitas de cráter pobres en fundidos (las suevitas son brechas de impacto con fundidos) y los diques de suevita se formaron al final de estado de excavación cuando la cavidad transitoria había alcanzado su mayor profundidad. Las suevitas de cráter pobres en fundido se formaron por la “inyección del fundido dentro del basamento cristalino fracturado, las suevitas son una mezcla turbulenta de rocas trituradas del basamento y fundidos de impacto”. Los diques de suevita representan el emplazamiento temprano de suevita por lo que se les conoce como “suevita primaria”.

Fase 3, inmediatamente después de que la cavidad transitoria alcanzó su máxima profundidad empezó la etapa de colapso donde el terreno se movió mediante desplazamientos horizontales y verticales. Dichos movimientos dieron origen al anillo central de picos y al borde del cráter. En esta etapa también se formó una alberca de fundidos sobre las suevitas pobres en fundidos. La fase tres ocurrió aproximadamente de los 20 segundos a los 2 minutos después del impacto.

El material contenido en la pluma de eyección primaria se depositó sobre la alberca de fundidos y sobre el área de eyección continua. Su espesor sobre la alberca de fundidos se estima en 1 m, mientras que sobre el área de eyección continua es de menos de 50 cm con tendencia a disminuir su espesor conforme a la distancia del centro de la cuenca. Estas “suevitas primarias” parece que forman una capa delgada de grano fino debajo de los depósitos de las suevitas externas, sin embargo, no es posible detectarlas sobre la capa de suevitas de cráter.

La duración de la fase cuatro es bastante incierta, pues pudo durar días o decenas de años (incluso más). En esta etapa se distinguen tres aspectos: el enfriamiento de la alberca de fundidos, la evolución hacia una heterogeneidad vertical y horizontal y la evolución temporal y espacial de la pluma secundaria.

El primer aspecto trata de la entrada de las aguas superficiales, cognatas y evaporadas por impacto, hacia la alberca de fundido. Esta agua, al entrar en contacto con el material fundido provocó una interacción explosiva de fundido-agua (IEFA), similar a las explosiones freatomagmáticas. Como consecuencia de esto, se produjo una pluma con vapor de agua, volátiles, partículas fundidas y escombros de roca (pluma secundaria) que formó la capa de suevitas secundarias. La pluma arrojó material rápido y lejos y lo depositó como suevitas externas (SE) al cráter. Parte del material de la pluma pudo haberse depositado también en el centro del cráter y retrabajado por posteriores IEFAs. Explosiones similares en regiones más profundas, ricas en clastos del centro del cráter, pudieron haber formado una o más plumas que dieron origen al depósito de suevitas centrales (SC) sobre la capa delgada de suevitas primarias.

De la fase cinco y última aún no se tiene definido el tiempo que tomó en culminar, pero, se estima que pudo ser del orden de decenas a cientos de años después del impacto. En esta fase fundamentalmente se desarrollaron tres tipos de suevitas: gradadas, seleccionadas y retrabajadas. Las suevitas gradadas son la consecuencia del colapso de la última parte de la columna secundaria y en presencia de pequeños lagos temporales. Las suevitas seleccionadas son consecuencia de los últimos depósitos aerodinámicos ricos en sólidos y vapor de agua, que también dieron lugar a los depósitos de lapilli acrecional. Finalmente, estos dos depósitos al verse movilizados generaron la suevita retrabajada.

IV. 2. Rocas generadas por impacto: Impactitas

IV. 2.1. Clasificación de impactitas por un solo impacto: proximales y distales

De acuerdo a Fettes y colaboradores (2007) y Stöffler y colaboradores (2018), los cráteres de impacto se encuentran divididos en dos clases: la primera de ellas comprende impactos múltiples, los cuales son comunes en las superficies de otros cuerpos planetarios en donde los depósitos generados por impacto se ven afectados por otros posteriores en la misma región; esto es soportado por el estudio del metamorfismo por impacto en meteoritas, muestras lunares y estudios de superficies planetarias. La segunda clase es la relacionada con un solo impacto, en la que no se traslapan los depósitos de impactitas, lo cual es común en la Tierra.

En el resto trabajo se considerará que el cráter de Ries pertenece a la segunda clase de cráteres.

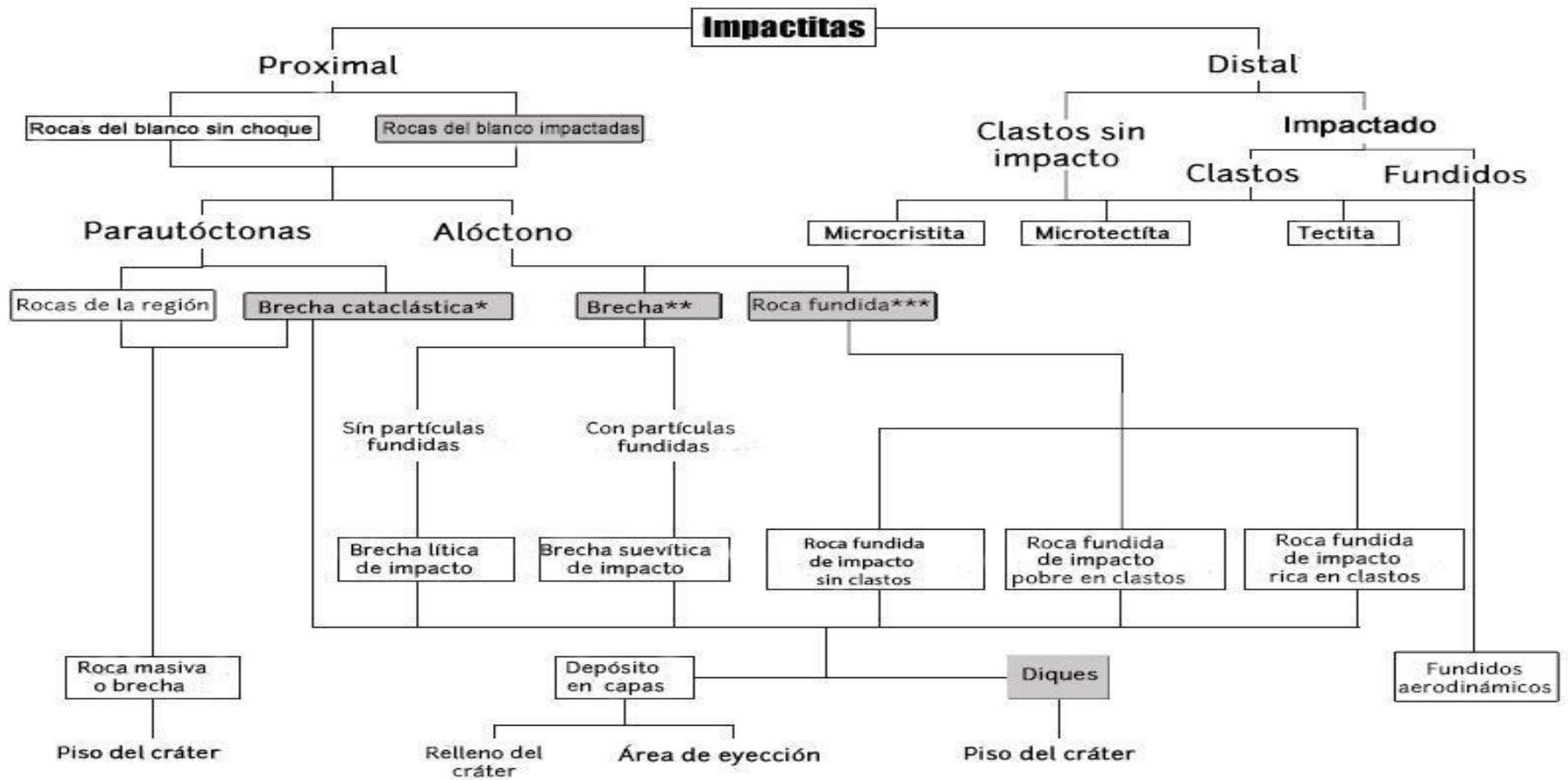
IV. 2.2. Impactitas proximales

El término impactita se aplica a las rocas que resultan de choques a hipervelocidad, los cuales son resultado de la colisión entre dos cuerpos, ya sean asteroides y/o núcleos cometarios contra planetas, satélites e inclusive entre ellos mismos.

El criterio de clasificación básico para las impactitas está sustentado en la microestructura, el grado de metamorfismo de impacto y los componentes litológicos (Fettes et al. 2007).

Las impactitas generadas por un solo impacto se clasifican en dos grupos: El primero de ellos es de las impactitas proximales al centro del cráter y el segundo es el perteneciente a las impactitas distales al centro del cráter (Figura IV.1) (Fettes et al. 2007; Stöffler et al. 2018). En este trabajo se abordarán solamente las impactitas próximas al cráter o proximales.

Las impactitas proximales se clasifican en parautóctonas, es decir que se movilizaron una distancia pequeña a partir del basamento y en alóctonas que indica que fueron generadas en un lugar diferente al de su depósito (García 2016).



*Típicamente monomícticas

**Generalmente polimícticas, pero pueden ser monomícticas p. ej. en el caso en el que sólo este presente una litología

***Incluidas las variedades hialina (vidrio), hipocristalina y holocristalina

Figura IV.1. Clasificación de impactitas generadas por un solo impacto, basado en el contexto geológico, textura y grado de metamorfismo de impacto en cráteres terrestres. En color gris se resaltan las rocas del blanco impactadas, los diferentes tipos de brechas, los fundidos y los diques, los cuales se mencionan en el texto. Las rocas del blanco sin choque es la litología preexistente, sin alteración por impacto. Modificada de Stöffler et al. (2018).

IV.2.2.1. Parautóctonas

Este tipo de impactitas son generadas *in situ*, por lo que se suelen encontrar en el piso del cráter y como clastos en las brechas. Se dividen en dos clases diferentes, la primera de ellas comprende a las rocas de la región con metamorfismo de impacto (no brechadas), la otra clase son las brechas cataclásticas típicamente monomícticas. Estos dos tipos de brecha se formaron como consecuencia de la formación de la cavidad transitoria.

IV.2.2.1.1. Rocas de la región con metamorfismo de impacto

Las rocas de impacto son definidas como rocas no brechadas y presentan efectos de metamorfismo de impacto, excluyendo las rocas con fusión total. Las rocas de impacto son subclasificadas en estados progresivos de metamorfismo de choque bajos (Fettes et al. 2007; Stöffler 1966), ya que muestran efectos de impacto en sus constituyentes minerales y se preserva la estructura primaria de la roca. Por ejemplo, los minerales muestran fracturamiento planar y deformación en la estructura cristalina de los minerales, entre otros.

IV.2.2.1.1.1. Estados de metamorfismo progresivo de impacto

El metamorfismo de impacto es inducido por las ondas de choque que se generan cuando el impactor toca la superficie. La energía transmitida por las ondas de choque causa transformación en los minerales. La energía se disipa al alejarse del punto del impacto lo cual, causa una menor alteración por impacto en las rocas y minerales de la región distal.

La red cristalina de los minerales silicatados, tales como, cuarzo, ortoclasa, plagioclasa, anfíboles y biotita reaccionan a la energía generada por el impacto. Las características ópticas de los minerales son alteradas y pueden ser utilizadas para clasificar el nivel de metamorfismo de impacto de acuerdo con la energía generada y la presión durante el choque.

La primera clasificación por impacto se basó en las curvas de Hugoniot, utilizando la deformación óptica de los minerales del cuarzo y del feldespato. Tomando en cuenta estas características se consideran seis zonas de metamorfismo progresivo de impacto, en las que en los estadios finales se encuentran el fundido y evaporación de la roca (Stöffler 1966 y 1971).

Actualmente, Stöffler y colaboradores (2018) han propuesto nuevos esquemas de clasificación. Estos esquemas consideran los diferentes tipos de rocas y el tipo de cuerpo (planetario o asteroidal) donde se genera el impacto. Los sistemas de clasificación de metamorfismo progresivo de impacto según el tipo de roca se muestran en la Tabla IV.1 a) – e).

En la Tabla IV.1 se observa que en la Tierra se encuentran todos los tipos de rocas. En esta tesis el esquema que se usa es el desarrollado para las rocas félsicas (rocas

cuarzo feldespáticas), ya que estas tienen mayor presencia en el del cráter de Ries (Tabla IV.2).

Otros esquemas de metamorfismo de impacto son el de rocas máficas (Tablas IV.3 y IV.4) y el de rocas sedimentarias (Tabla IV.5; Stöffler et al. 2018).

IV.2.2.1.2. Brechas cataclásticas (monomícticas)

En términos generales, una brecha se encuentra formada por una mezcla de fragmentos angulosos de un solo tipo de roca (monomícticas) o por diferentes tipos de rocas (polimícticas), soportados por una matriz granular y fina. La matriz puede tener, o no, una composición similar a la de los clastos y comúnmente se depositan tras el impacto meteorítico (Planetary Science Institute 2016).

Los criterios utilizados para clasificar las brechas de impacto son el tipo y la proporción de clastos presentes. En algunos casos es importante evaluar la presencia de partículas fundidas en este tipo de rocas (Fettes et al. 2007; Stöffler et al. 2018). Por otro lado, en la Figura IV.2 se puede observar la distribución de este tipo de rocas de impacto en comparación con el tamaño del cráter en el que se generaron.

La brecha monomíctica de impacto está constituida por el mismo tipo de litología y las rocas que la componen son afectadas por brechamiento cataclástico. Ésta se forma por el impacto en la fase de excavación; por eso, son características del fondo del cráter. Sin embargo, también los megabloques derivados a partir de la región de eyección continua generan brechas monomícticas.

Una de las características de las brechas cataclásticas es el desplazamiento intergranular por la fragmentación de las rocas. En ocasiones, se pueden encontrar clastos con desplazamiento intergranular como constituyentes de las brechas polimícticas (French 1994; Stöffler et al. 2018; Stöffler y Grieve 2007).

Tabla IV.1 a) Lista de rocas ígnea félsicas que se encuentran en la Tierra y que son susceptibles a metamorfismo por impacto; las impactitas son esencialmente representadas por rocas fundidas cristalinas y brechas polimícticas las cuales experimentan múltiples estados de metamorfismo de choque. Modificada de Stöffler et al. 2018.

Grupo de rocas mayores	Rocas cristalinas		
Clasificación de choque	Clasificación del sistema F (félsico)		
Minerales de diagnóstico	cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino		
Cuerpos planetarios	<i>Tierra</i>	<i>Tierra</i>	<i>Tierra</i>
Tipos de rocas	Rocas plutónicas	Rocas volcánicas	Rocas metamórficas
	Granito	Riolita	Gneises félsicos
	Granodiorita	Dacita	Cuarcita
	Tonalita	Traquita ^a	
	Sienita ^a , monzonita ^a , monzodiorita ^a	Latita ^a	
	Monzogabro ^a		
Tipo de impactita	Brechas poli y monomícticas, fundidos de impacto, suevitas, brechas líticas		

^a cuarzo soportado, ^b en los cuatro tipos de cuerpos planetarios (Tierra, Luna Marte y asteroides)

Tabla IV.1. b) Lista de rocas ígneas máficas encontradas en diferentes cuerpos planetarios y que pueden sufrir metamorfismo por impacto. Modificada de Stöffler et al. 2018.

Clasificación de choque	Clasificación del sistema M (M=máfica)			
Minerales diagnósticos	Plagioclasa, olivino, piroxeno y anfíbol			
Cuerpos planetarios	<i>Tierra</i>	<i>Luna</i>	<i>Marte</i>	<i>Asteroides</i>
Tipo de roca plutónica	Diorita	Norita	Brechas polimícticas (NWA 7034 y asociados)	
	Gabro	Gabronorita	Gabro (algunas angritas)	
	Norita	Troctolita	Noritas (algunas diogenitas)	
	Troctolita	Anortosita	howarditas	
	Anortosita	(férrica, alcalina, magnesiana)	mesosideritas tipo A, tipo B	
Tipo roca volcánica	Basalto	Basaltos de los maria	Basalto (shergottitas)	
	Andesita	Basalto KREEP		
		Basalto rico en aluminio		
Tipo de roca metamórfica	Anfibolita	Granulita		
	Gneis máfico			
Tipo de roca impactita	Brecha lítica, brechas monomícticas y polimíctica			

^a cuarzo soportado, ^b en los cuatro tipos de cuerpos planetarios (Tierra, Luna Marte y asteroides)

Tabla IV.1. c). Lista de rocas ígneas anortosíticas y ultramáficas encontradas en diferentes cuerpos planetarios y los productos generados por impacto. Modificada de Stöffler et al. 2018. A= Anortosita; U= ultramáfica

Clasificación de choque		Clasificación del sistema A			
Minerales diagnósticos	Plagioclasa, piroxeno				
Cuerpos planetarios	<i>Tierra</i>	<i>Luna</i>	<i>Marte</i>	<i>Asteroides</i>	
Tipos de rocas, plutónicas	Anortosita	Anortosita	No (por el momento)	No	
Clasificación de choque		Clasificación del sistema U			
Minerales diagnósticos	Olivino, piroxeno, anfíbol plagioclasa <10 vol. %				
Cuerpos planetarios	<i>Tierra</i>	<i>Luna</i>	<i>Marte</i>	<i>Asteroides</i>	
Tipos de rocas, plutónicas y metamórficas	Peridotita (dunita, harzburgita, lherzolita, wehrlita) Piroxenitas (orto y clinopiroxenita) Hornblendita, eclogita	Peridotita (dunita)	Peridotita (chassignitas) Clinopiroxenita (nakhlitas) Ortopiroxenita (ej. ALH 84001)	Peridotita (urelitas, brachinitas, acapulcoitas, lodranitas, diogenitas duníticas, algunas angritas) Clinopiroxenita (algunas angritas) Ortopiroxenita (aubritas, diogenitas piroxeníticas, winonaitas)	
Tipo de roca, impactita	Roca fundida de impacto			Brechas ultramáficas (diogenitas polimícticas, mesosideritas tipo c)	
	Brecha lítica				
	Brecha monomíctica				

^a cuarzo soportado, ^b en los cuatro tipos de cuerpos planetarios (Tierra, Luna Marte y asteroides)

Tabla IV.1. d) Lista de rocas condriticas encontradas en ciertos asteroides primitivos y los productos generados por impacto. Modificada de Stöffler et al. 2018.

Grupo de rocas mayores	Rocas condriticas (C)	
Clasificación de choque	Clasificación del sistema C	
Minerales diagnósticos	Olivino, enstatita, plagioclasa	
Cuerpos planetarios	<i>Tierra, Luna y Marte</i>	<i>Asteroides</i>
Tipos de rocas	No	Condritas ordinarias Condritas carbonáceas Condritas enstatita R condritas Rumuruti K condritas Kakangari Winonaitas ricas en condros
Tipos de impactitas		Brechas poli y monomícticas

^a cuarzo soportado, ^ben los cuatro tipos de cuerpos planetarios (Tierra, Luna Marte y asteroides)

Tabla IV.1. e) Lista de rocas sedimentarias encontradas en ciertos asteroides primitivos y los productos generados por impacto. Modificada de Stöffler et al. 2018. SR= roca sedimentaria clástica ; SE= ; RE= regolito

Grupo de rocas mayores	Sedimentos consolidados y no consolidados			
Clasificación de choque	Clasificación del sistema SR			
Minerales diagnósticos	Cuarzo			
Cuerpos planetarios	<i>Tierra</i>	<i>Luna</i>	<i>Marte</i>	<i>Asteroides</i>
Tipos de rocas	Arenisca, grauvaca, arcosa	no	No (por el momento)	No
Clasificación de choque	Clasificación del sistema SE			
Minerales diagnósticos	Cuarzo			
Cuerpos planetarios	<i>Tierra</i>	<i>Luna</i>	<i>Marte</i>	<i>Asteroides</i>
Tipos de rocas	Arenisca	no	No (por el momento)	No
Clasificación de choque	Clasificación del sistema RE			
Minerales diagnósticos	Plagioclasa, piroxeno y olivino			
Cuerpos planetarios	Tierra	Luna	Marte	Asteroides
Tipos de rocas	No	Regolito	Regolito	Regolito

Tabla IV.2. Definición de estados de metamorfismo progresivo de impacto para las rocas del sistema F (Rocas félsicas), modificada de Stöffler y colaboradores (2018). La presión de choque (en GPa) que corresponde a la presión final de equilibrio fue calculada a partir de experimentos en rocas policristalinas, la temperatura post choque considerada en el modelo es relativa a la temperatura ambiente cercana a los 25° C. pf = fracturas planares, pdf=características de deformación planar; (?)= alta incertidumbre con errores de ± 50 °C.

Propuesta de estado de impacto	Estado de impacto IUGS 2007	Presión de choque (GPa)	Temperatura post choque (°C)	Diagnóstico de efectos de impacto en cuarzo y feldespato	Efectos de impacto en otros minerales mayores
F-S1				No hay efectos de impacto, extinción óptica nítida	No hay efectos de impacto fuerte extinción óptica
F-S2	0	~1-5	~25	Minerales fracturados	Minerales fracturados; Kink bandas en biotita
F-S3	Ia	~5-10	~100	Cuarzos con pf paralelas a (0001) y {1013}; plagioclasa con pdf; extinción ondulante en todos los minerales	Bandeamiento ondulante en biotita, maclado mecánico en piroxeno y anfíboles.
F-S4	Ib	~20	~170	Cuarzo con pdf paralelas a {1013}, {1012} y una reducción en el índice de refracción; plagioclasa con pdf; mosaicismo en todos los minerales; stishovita; menor coesita	Como en S3
F-S5	II	~35	~300	Vidrio de cuarzo diaplético; plagioclasa diaplética; vidrio de feldespato alcalino; coesita y trazas de stishovita	Como en S3 y hay pérdida de pleocroísmo
F-S6	III	~45	~900 (?)	Vidrio de feldespato normal (vesiculado) y vidrio de cuarzo diaplético; coesita	Descomposición de biotita
F-S7	IV	~60	~1500 (?)	Toda la roca fundida (vítrea o cristalizada)	

Tabla IV.3. Definición de los estados de metamorfismo progresivo de choque, para el sistema M (rocas máficas), modificada de Stöffler y colaboradores (2018).
 pf = fracturas planares, pdf=características de deformación planar; (?)= alta incertidumbre con errores de ± 50 °C.

Propuesta de estado de impacto	Estado de impacto IUGS 2007	Presión de choque de equilibrio (GPa)	Temperatura post choque (°C)	Diagnóstico de efectos de impacto en plagioclasa, piroxeno, olivino, anfíbol y mica.	Otros efectos de choque por desequilibrio
M-S1	0			Fuerte extinción óptica. Fracturamiento irregular	No
M-S2	1	~1-5	~0	Silicatos fracturados con maclado mecánico en el piroxeno, bandas tipo <i>Kink</i> en micas.	No
M-S3	2 a	~20-22	~50-150	Plagioclasa con pdf y parcialmente convertida en vidrio diapléctico; mosaicismo en plagioclasa y minerales máficos; pf en olivinos	Formación incipiente y localizada de “mezclas de fundido” y venas de vidrio fundido
M-S4	2 b	~28-34	~200-250	Vidrio de plagioclasa diapléctica, maclado mecánico en piroxenos; mosaicismo en minerales máficos; pf en olivino	“Mezclas de fundido” localizadas y venas de fundido (vítreas o microcristalinas)
M-S5	3	~42-45	~900 (?)	Vidrios de plagioclasa fundido con estructura de flujo y vesículas, pdf en piroxenos y anfíboles, pérdida de pleocroísmo en minerales máficos.	Venas fundidas y bolsas de fundido
M-S6	4	~55-60	~1100(?)	Vidrios de plagioclasa fundidos con vesículas y estructura de flujo incipiente y creciente contacto de fundido en piroxenos y olivinos y recristalización de olivinos	Venas de fundido penetrantes y bolsas de fundido
M-S7	5	~60-65	~1500 (?)		Toda la roca fundida

Tabla IV.4. Definición de los estados de metamorfismo progresivo de choque, para el sistema SR (rocas sedimentarias), modificada de Stöffler y colaboradores (2018). La presión de choque que corresponde a la presión final de equilibrio (en GPa) tomada a partir de experimentos reportados por Stöffler y colaboradores, la temperatura post choque aumenta después de que la presión relativa es liberada en relación a la temperatura ambiente pre choque ~0 °C. Con estimaciones composicionales de SR de ^a3- 10 vol. % de vidrio, 2-5 vol. % de coesita, ^b 10-20 vol. % de vidrio, 18 – 32 vol. % coesita, ^c 20-75 vol. % de vidrio, 10-30 vol. % de coesita, 80- 100 vol. % de vidrio, < 5 vol. % de coesita, ^d vidrio laterítico diaplético.

Propuesta de estado de impacto	Estado de impacto IUGS 2007	Presión de choque de equilibrio (GPa) ~10 vol. % de porosidad	Temperatura post choque (°C)	Presión de choque de equilibrio (GPa) ~25-30 vol. % de porosidad	Presión de choque de equilibrio (GPa) ~12-19 vol. % de porosidad	Efectos de choque	Vol. % de vidrio de sílice + coesita y stishovita ^d
SR-S1	0	0.2-0.9				Arenisca sin deformación	0
SR-S2	1 a					Areniscas comprimidas con cuarzo fracturado; porosidad remanente	0
SR-S3	1 b	~3	~25	<1.5	<4	Areniscas comprimidas con cuarzo fracturado; no porosa	0
SR-S4	2	~5.5	~250	9	11.5	Arenisca densa con cuarzo fracturado y vidrio de sílice intergranular; trazas de coesita	2
SR-S5	3	~13	~350	14	16.5	Arenisca densa con cuarzo fracturado y vidrio de sílice intergranular; trazas de stishovita ^a	20
SR-S6	4	~30	~950	16	19	Arenisca densa con vestigios de cuarzo y mayor fracción de vidrio de sílice; mayor fracción de coesita ^b	50
SR-S7	5	~30-40 (?)	1000-1500 (?)	18	21.5	Roca fundida (pumicitica) con vesículas y vidrios con textura de flujo (lechatelierita), vestigios menores de cuarzo fracturado; trazas de coesita ^c	80

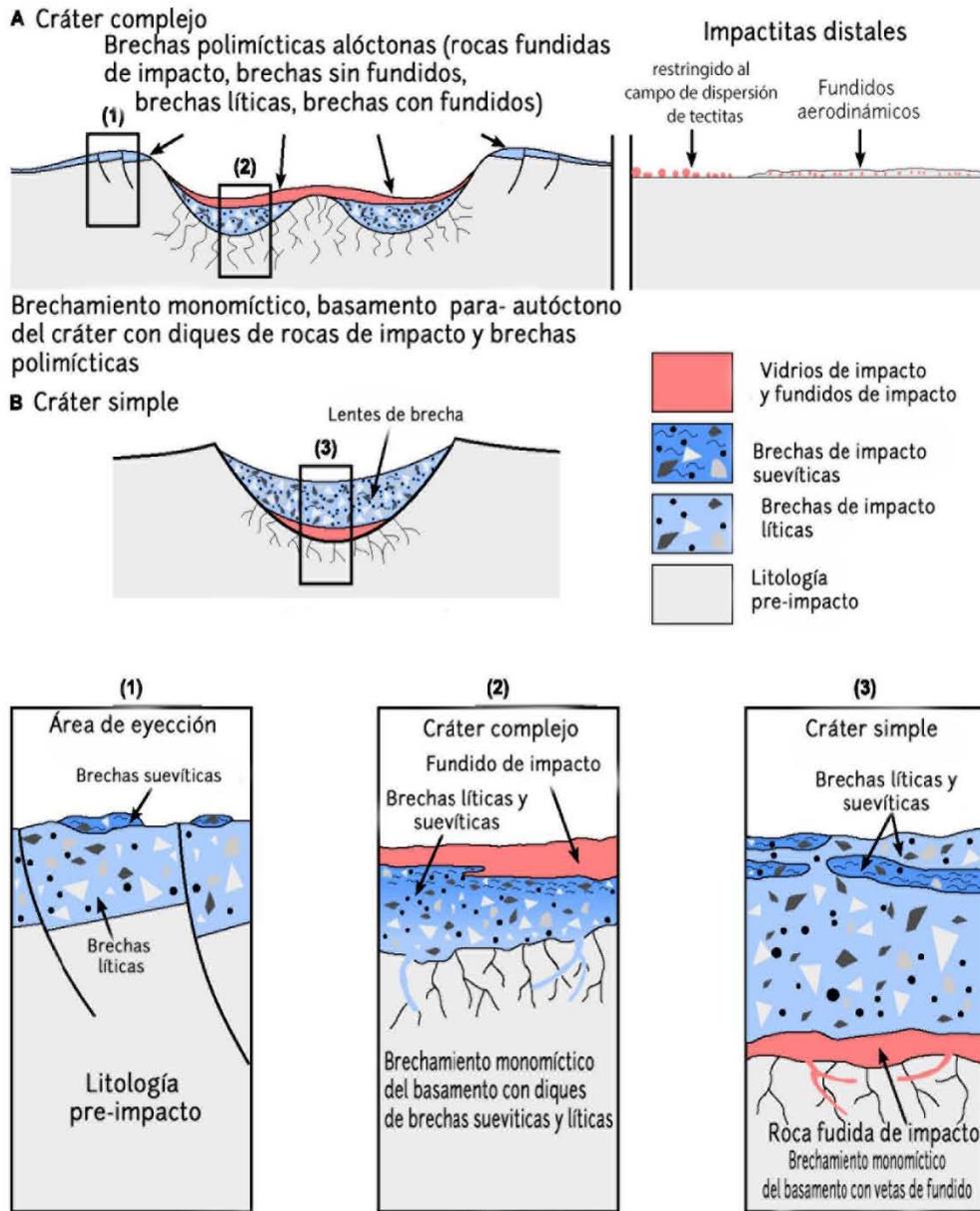


Figura IV.2. Modelo generalizado del entorno geológico de las impactitas proximales y distales para A cráteres complejos (~ 5 km a ~ 60 km de diámetro) y para B cráteres simples (5 km de diámetro). Los números muestran las columnas litológicas dependiendo de la región del cráter. Modificado de Stöffler y colaboradores (2018).

IV.2.2.2. Alóctonas

Estos depósitos se encuentran en las regiones de eyección continua, como relleno del cráter y en sus alrededores. Este tipo de depósitos se formaron principalmente por la fragmentación y movilización del material por medio de la cortina de eyección lateral y la generación de las pluma primaria y secundaria después del impacto. El criterio principal para poder distinguir estas rocas se basa en la presencia de fundidos.

IV.2.2.2.1. Brecha lítica de impacto (sin presencia de partículas fundidas)

Las brechas líticas son sinónimo de las brechas clásticas, se encuentran compuestas por clastos con características de impacto y sin ellas. Este tipo de brechas son polimícticas y pobremente clasificadas, son parte de los depósitos de eyección continua del cráter (Osinski y Pierazzo 2012; Stöffler y Reimold 2006)

IV. 2.2.2.2. Brechas con fundidos (suevitas)

El nombre suevita proviene de la palabra latina “*Suevia*”, relacionada con la provincia tectónica de “*Schwaben*”. Sauser introdujo este término en 1901, pero, lo detallo en 1920. Posteriormente, Scnell la describió en 1926. Sin embargo, la definición actual fue introducida tiempo después de que se descubriera la coesita (Stöffler et al., 2013).

La suevita es una brecha de impacto polimíctica, de matriz de grano muy fino que contiene líticos y clastos minerales con estados de metamorfismo progresivo de impacto diferentes (ver sección IV.2.2.1.1.1). Este tipo de rocas se caracteriza por presentar partículas fundidas cogenéticas que se encuentran en estado vítreo o cristalino. Es sinónimo de “brecha suevítica (Stöffler et al. 2013).

Las suevitas se clasifican de acuerdo con su posición con respecto a la distancia radial al cráter, utilizando como criterio principal, su composición textural. En el caso del cráter de Ries se clasifican en suevitas centrales al cráter (SC) y en suevitas externas al anillo central (SE) cuyas características se desarrollan en la sección IV. 3.4 (Stöffler et al. 2013).

IV.2.2.2.3. Dique de brecha

Los diques de brecha son reportados en las partes profundas de los cráteres, este tipo de brechas se desarrollan en las capas cristalinas y en ocasiones en las capas sedimentarias (Lambert 1981). Están relacionados con todas las fases iniciales de formación del cráter (Fettes et al. 2007; Lambert 1981).

IV.2.2.3. Rocas fundidas de impacto

Las rocas fundidas de impacto se subdividen en tres tipos de acuerdo a su contenido de clastos: ricas en clastos, las cuales son de grano muy fino en la unidad basal; pobres en clastos, que son de grano medio y se encuentran en la parte superior de la unidad, y las rocas fundidas sin clastos. Estos subgrupos son ordenados en subclases que se encuentran relacionadas con el grado de cristalinidad teniendo las variedades vítreas (vidrios de impacto), hipocristalina y holocristalina (en las matrices de las brechas polimícticas). A pesar de tener texturas heterogéneas los fundidos son químicamente homogéneos (Fettes et al. 2007; Stöffler et al. 1979).

IV. 3. Geología y estructura de cráter de Ries

El cráter de Ries, junto con el cráter de Steinheim, constituyen un campo de cráteres (Gupta 2011), que fueron formados hace 15 Ma por un asteroide que se fragmentó en dos (Stöffler et al. 2013). En esta sección se explica cuál era la geología de la región de Ries antes del impacto y las características generales del cráter.

IV. 3.1. Cráter de Ries

El cráter de Ries se encuentra al sureste de Alemania. Es un cráter de impacto que se generó en el Mioceno Medio (Langhiense). Tiene un diámetro de 26 km y el perímetro del cráter está ligeramente erosionado (Engelhardt 1990, 1997; Stöffler et al. 2013) Figura IV.3.

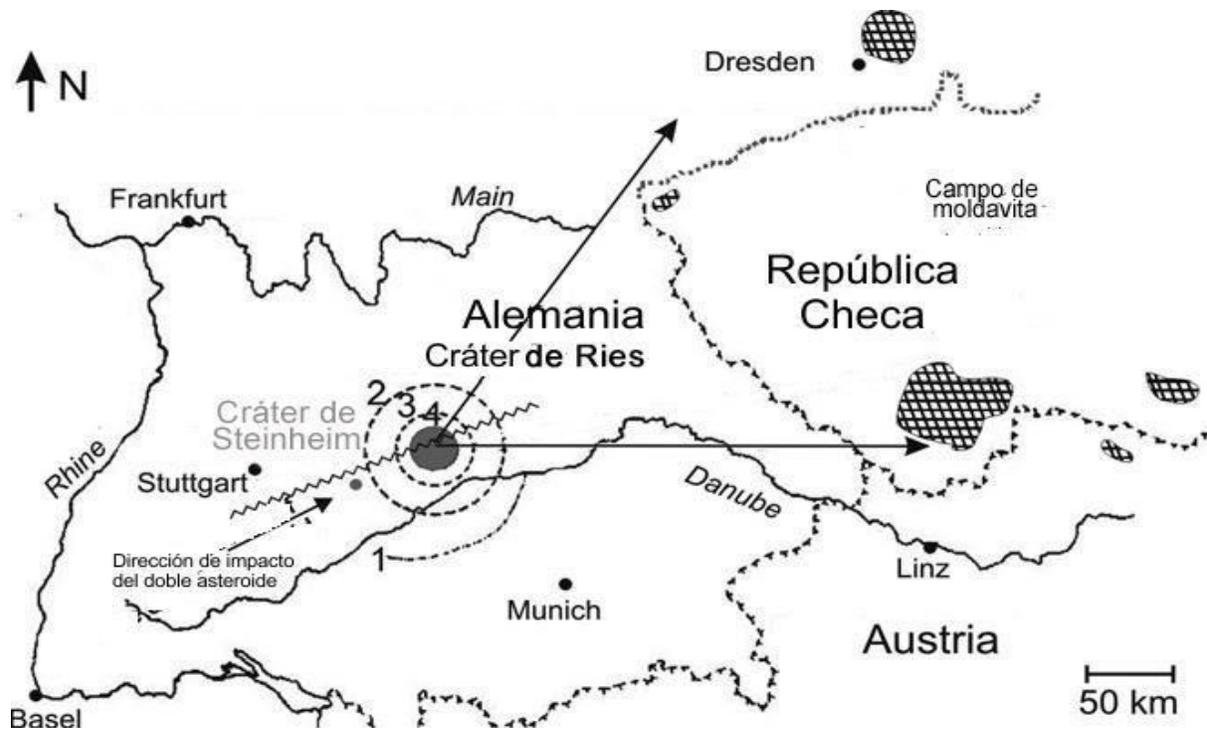


Figura IV.3. Ubicación y topografía de los cráteres de Ries y de Steinheim relacionados con las formaciones distales de impacto (campo de caída de moldavitas y bloques de Reuter); 1=máxima extensión discontinua de bloques de Reuter (caliza del Malm), 2= máxima extensión de la eyección continua de fragmentos del cráter (brecha bunte), 3= máxima extensión de parches de suevita externa, 4= estructura del anillo del cráter; círculo gris= borde de la estructura del cráter, área achurada= moldavitas. Modificado de Stöffler y colaboradores (2013).

IV. 3.2. Estratigrafía pre-impacto

La estratigrafía de la región del cráter de Ries tiene una secuencia sedimentaria, en la que el impacto excavó aproximadamente 600 m de sedimentos del Mesozoico y en la que se presentan las formaciones del Muschelkalk (Caliza conchífera del Triásico medio bajo Keuper) al Malm (en algunas regiones se encuentra cubierto por sedimentos Cenozoico) y bajo estas facies se encuentra el basamento cristalino (Graup 1999; Hörz et al. 1983, ver Figura IV.4).

El basamento cristalino está conformado por una capa superior de granitos de la orogenia de Varisca. Las rocas metamórficas de hace 300-320 Ma subyacen los granitos, son “para” y “orto”- gneis de biotita y plagioclasa y anfibolitas (Engelhardt 1990; Hörz et al. 1983). El basamento se encuentra cortado por intrusiones graníticas (Hörz et al. 1983).

En las secciones inferiores de la columna estratigráfica, es complicado decir cuáles son los espesores de las Formaciones Buntsandstein y Muschelkalk (Figura IV.4). Sin embargo, en las secciones medias de la columna, la Formación *Keuper* es relativamente horizontal.

Además, se pueden encontrar sedimentos del Mesozoico encima de depósitos pertenecientes a la capa Hercínica (Orogenia Varisca), encima del basamento cristalino (Hörz et al. 1983; Osinski et al. 2004).

La parte inferior del Neógeno se encuentra dominada por una secuencia de areniscas, margas y limolitas sobreyacidas por calizas. Estos sedimentos son resultado de la actividad tectónica moderada debido a la apertura y cierre de la cuenca del Molasa del sur (Hörz et al. 1983; Osinski 2004).

Las capas de roca correspondiente al Mioceno son una secuencia de sedimentos de agua dulce denominado "Obere Süswasser Molasse" (OSM). Sin embargo, la región de Ries presenta valles profundos los cuales alcanzan la base del Jurásico superior. La componente correspondiente a la OSM, es volumétricamente insignificante, sin embargo, a algunos kilómetros al sur del borde del cráter actual, la secuencia de la OSM se presenta de forma continua y sus espesores pueden alcanzar hasta unas decenas de metros y sobre estos depósitos al sur del cráter se encuentra una capa de depósitos marinos denominados "Obere Meeresmolasse" (OMM) (Hörz et al. 1983).

La región más nórdica de los depósitos marinos OMM se encuentra delimitada por un acantilado fósil el cual, no fue cubierto por la eyección del impacto en Ries y es aún visible en campo hoy en día (Hörz et al. 1983).

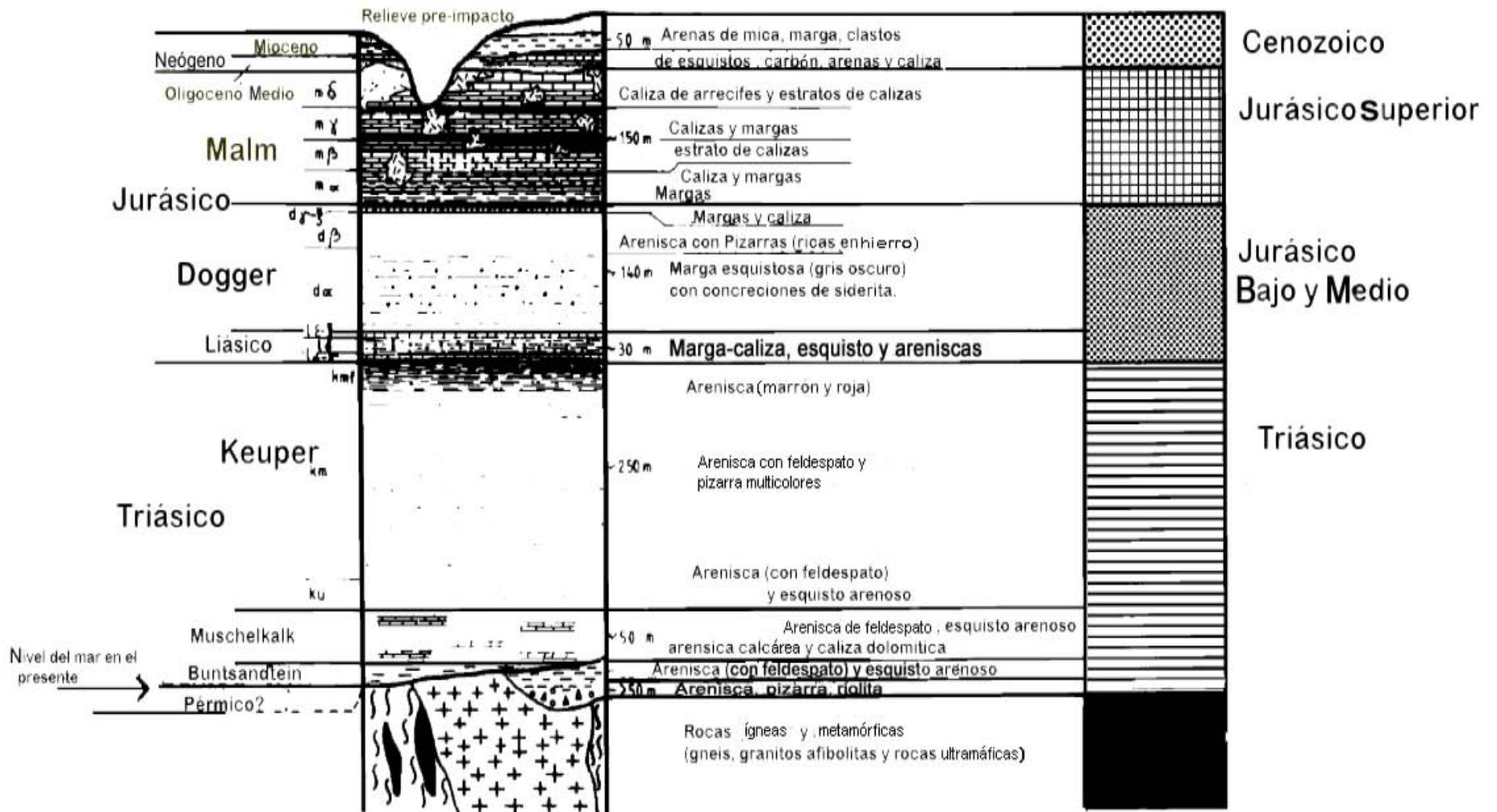


Figura IV.4. Estratigrafía detallada de la región de Ries. Modificada de Hörz y colaboradores (1983).

IV. 3.3. Impactitas presentes en el cráter de Ries

Anteriormente se mencionaron las características de las impactitas proximales (Sección IV. 2.2) en los cráteres de impacto, en este apartado se describen las características de las impactitas asociadas al cráter de Ries.

IV. 3.3.1. Brechas sin fundidos

IV. 3.3.1.1. Brecha Bunte o brecha sin fundidos

La brecha Bunte, conocida también como “masa de escombros de colores”, es un tipo especial de brecha clásica multicolor, derivada directamente de la secuencia de rocas de la región de impacto de Ries y cuyos depósitos se pueden encontrar a una distancia de 42 a 43 km del centro del cráter. Las inclusiones cristalinas son raras y carecen de fundidos de impacto. Presenta sedimentos paleógenos y contiene una cantidad menor de roca cristalina (<3-10 vol. %), con un grado de metamorfismo progresivo de impacto, bajo o ausente (estado USGS 1 y en el nuevo sistema de clasificación SR-S1) y en raros casos un grado en la USGS 2 o en el sistema propuesto por Stöffler (2018) SR-S4 (Hörz et al. 1983; Stöffler et al. 2013) (para más información revisar Sección IV.2.2.1.1.1.).

Las brechas Bunte en el campo se encuentran constituidas principalmente por megaclastos, los cuales son clastos monolíticos con tamaños mayores a 64 cm. Sin embargo, se pueden llegar a presentar clastos con tamaños de 1-64 cm. La matriz presenta componentes menores a un centímetro, sin embargo, la fracción principal de la matriz es <1 mm, abarcando tamaños de arcillas hasta arenas. La litología puede ser diversa, desde carbonatos y areniscas, hasta rocas cristalinas (Hörz et al. 1983).

IV. 3.4. Brechas fundidas de impacto

IV. 3.4.1. Suevitas centrales (SC)

Se le llamó originalmente “*fallback* suevita”, este tipo de suevita se encuentra en el anillo interior del cráter por lo que actualmente se les conoce como suevitas centrales del cráter (SC). Este tipo de suevitas consiste en depósitos lenticulares, con relieve hummocky y clastos irregulares. En el cráter de Ries este tipo de suevitas presenta litologías *parautóctonas* del basamento del cráter, con todos los estados de metamorfismo progresivo de impacto y durante su formación pudieron alcanzar temperaturas de hasta 600 °C, en el caso de las suevitas ricas en fundidos.

Las SC se encuentran depositadas cerca de la región de megabloques de rocas cristalinas (Stöffler et al. 2013).

Otras de las características que las suevitas SC pueden presentar son:

- Estas brechas se encuentran constituidas por clastos de rocas cristalinas (99 vol. %) con tamaños que van de los micrómetros a 20-30 cm, son ricas en minerales y unos pocos clastos de rocas sedimentarias (Pohl et al. 1977; Stöffler et al. 2013).
- Se encuentran constituidas por clastos de rocas sedimentarias (<0.02 vol. %) correspondientes al Triásico y con tamaños menores a 1 cm.
- Las partículas fundidas son cuerpos vítreos pequeños de algunos milímetros a centímetros (≤ 5 cm), altamente vesiculados, con formas isométricas alargadas que pueden estar recristalizadas.
- La abundancia de fundidos en este tipo de suevitas va de 2 vol. % a un 42 vol. % en la parte superficial de los depósitos, estos datos fueron obtenidos a partir de núcleos de la localidad de Enkingen.
- Los perfiles de suevitas centrales se encuentran subdivididos en 3 unidades mayores: Las suevitas gradadas y retrabajadas que se encuentran a una profundidad de 314 a 331.5 m. Las suevitas ricas en fundidos se encuentran a una profundidad de 331.5 a aproximadamente de 525 m y la suevita pobre en fundidos se encuentra a una profundidad de 525 a 602 m, con intercalaciones de brechas del basamento cristalino (Stöffler et al. 2013).

IV. 3.4.2. Suevitas externas (SE)

A la suevita exterior (SE) se le llamó originalmente “*fallout* suevita”, este tipo de suevita se encuentra fuera del anillo interno del cráter. Esta suevita consiste en una fracción de parches irregulares y discontinuos (aproximadamente 95 parches individuales) en la zona de megabloques, que comienza desde el centro del cráter a una distancia de 6 a 13 km hasta cerca de 45 km.

Los clastos presentan grados de metamorfismo progresivo de impacto 0-IV (e inclusive todos), con temperatura de depósito de hasta ~ 600 °C. Pueden presentar relieve hummocky (Stöffler et al. 2013).

Las características que las suevitas SE pueden presentar son:

- En las SE, predominan las rocas de basamento cristalino y menos del 5 vol. % de clastos de rocas sedimentarias de tamaños menores a 1 cm.
- Los clastos pertenecientes a las rocas del basamento cristalino se encuentran en los tamaños que van de los micrómetros a un tamaño máximo de 10-20 cm, los cuales son representativos de la estratigrafía general de la región, menos de la orogenia Malm (Stöffler et al. 2013).
- En algunas áreas sobre la región de brecha Bunte, se encuentran clastos de rocas cristalinas con una abundancia del 3 vol. % al 10 vol. %, los cuales carecen de metamorfismo progresivo de impacto.
- Contiene cuerpos de vidrio (fundidos) que van del marrón a colores más oscuros con tamaños de 20 – 30 cm.

- Las bombas fundidas son pobremente vesiculares, así como alargadas, aplanadas y asimétricas, similares a un remolino y poseen una orientación de un flujo lateral (como si fuesen panques), son ricas en minerales y clastos líticos (Engelhardt 1997; Pohl et al. 1977; Stöffler et al. 2013).
- Los fundidos de impacto representan del 65 al 86 vol. % de la población total de componentes macroscópicos derivados de las rocas del basamento cristalino (Stöffler et al. 2013).

IV. 3.4.3. Diques de suevita

En el cráter de Ries se les denomina con este nombre a los *diques de brecha*, se pueden encontrar entre los megabloques autóctonos de rocas cristalinas y en las capas inferiores de la estratigrafía, bajo las suevitas centrales. Los clastos que las conforman son monomícticos y escombros clásticos provenientes de la roca encajonante debido a procesos de fricción (Stöffler et al. 1979, 2013). En ocasiones se puede confundir con pseudotaquilitas de impacto, pero estas se caracterizan por tener una matriz de roca fundida, claramente diferente de la matriz clástica de los diques de suevita (Kord 2016).

IV. 4. Propiedades petrológicas de las suevitas del cráter de Ries

En esta sección se abordan las propiedades petrológicas y texturales que pueden presentar las suevitas del cráter de Ries.

IV. 4.1 Características texturales de las suevitas

Las suevitas, en su matriz pueden presentar rocas de composición diferente, pertenecientes al basamento cristalino. En el cráter de Ries se pueden encontrar rocas metamórficas, ígneas y en muy poca proporción algunas areniscas y calizas.

Las rocas metamórficas que se encuentran en la región de Ries son los gneises, ortogneises y anfibolitas, en las que sus minerales principales son: cuarzo, plagioclasa y feldespato. Por otro lado, las rocas ígneas reportadas, son granitos (principalmente de grano fino), granodioritas, kersantita y monzonita, cuyos minerales principales son: cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol (Tabla IV.5, (Engelhardt 1997).

Los tipos de rocas que se encuentran con más frecuencia en ambos tipos de suevitas (SE y SC) son: Los gneises máficos y félsicos (aproximadamente un 42 vol. % en SE, ~33% en SC), el granito (~19 vol. % en SE, ~ 26 vol. % en SC), y la anfibolita (~17 vol. % en SE y ~ 27 vol. % en SC). El resto es perteneciente a varios tipos de rocas plutónicas y metamórficas como gabros, diorita, monzonita, tonalita, granodiorita y gneis de cordierita silimanita (25 vol. % para las SE y 17.5 vol. % para

SC). Estos números se basaron en el registro diferentes regiones del cráter de Ries según los descrito por Stöffler y colaboradores (2013).

Tabla IV.5. Tipos de clastos presentes en las suevitas y su mineralogía, construida con datos de Engelhardt (1997).

Tipos de clastos	composición mineralógica o rocas que los componen
Rocas metamórficas	
Gneis bandeado de biotita con plagioclasa, tonos grises (paragneis)	Cuarzo, Plagioclasas ($An_{25} - An_{35}$), biotita, feldespato potásico Accesorios anfíboles y granate
Gneis mixto, granoblástico con coloración negra	Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ($An_{30} - An_{40}$) biotita, anfíbol
Ortogneis bandeado, ligeramente gris, amarillo, rojo o marrón	Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ($An_{20} - An_{27}$), biotita
Anfibolita bandeada o masiva, colorada de blanco, verde o negro	Anfíboles, plagioclasa ($An_{35} - An_{60}$), accesorios: biotita, piroxenos, granate
Gneis cordierita silimanita Bandeada o rayada granoblástica, de colores a gris azulado oscuro	Cuarzo, plagioclasa ($An_{25} - An_{33}$) granate, cordierita y silimanita
Gneis milonítico de color verde claro a oscuro, en capas	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita

Tabla IV.5. Continuación, tipos de clastos presentes en las suevitas y su mineralogía (Engelhardt 1997).

Migmatita Color rojo claro	Con masas grandes de cuarzos, feldespatos potásicos, biotita, moscovita
Rocas ígneas	
Granito de grano fino con color gris a menudo con coloración rojiza	Cuarzos, plagioclasa ($An_{22} - An_{35}$), feldespatos potásicos, biotita, muscovita
Granodiorita de grano fino de color claro a gris oscuro.	Cuarzo, plagioclasa ($An_{25} - An_{45}$), feldespato potásico y biotita.
Tonalita de grano fino	Cuarzo, plagioclasa ($An_{33} - An_{38}$), feldespato potásico y biotita, accesorio anfíbol
Roca con esfeno de composición tonalita granodiorita	Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ($An_{25} - An_{50}$), biotita, esfeno.
Monzonita, incluidas monzonita de cuarzo y monzodiorita	Accesorios: anfíbol y piroxeno Cuarzo, feldespato, olivino
Inclusiones básicas en granito de grano fino y color gris oscuro	Cuarzo, plagioclasa ($An_{25} - An_{50}$), feldespato potásico, biotita, anfíbol
Kersantita (variedad de lamprófido) con vetas oscuras en la roca	Biotita y/o anfíboles de grano fino y cuando son masivas tienen plagioclasa y cuarzo
Mezcla de diorita	Rocas mezcladas que van de dioríticas a tonalíticas.
Diorita /Gabro	Anfíbol, plagioclasa, piroxeno y cuarzo en pequeñas cantidades

IV. 4.1.1. Matriz de las suevitas.

La matriz de las suevitas del cráter de Ries presenta un tamaño de grano de 0.5-1 mm, se encuentra compuesta por clastos minerales como el cuarzo, biotita, feldespato y anfibolita.

La matriz puede contener partículas fundidas, clastos líticos (del basamento cristalino) y granos finos de productos de alteración secundaria, los cuales se presentan con tamaños que van de decímetros a centímetros (Pohl et al. 1977; Stöffler et al. 2013).

Sin embargo, los silicatos pueden poseer glóbulos alargados de calcita policristalina (usualmente <1-2 mm de tamaño), con temperaturas de ~550°C a > 42 GPa, interpretado como una desmezcla de un fundido de carbonato (Graup 1999; Stöffler et al. 2013)

IV. 4.1.2. Fundidos generados por impacto

Los fundidos son una mezcla de rocas cristalinas de varios tipos con un amplio rango de formas, tamaños, texturas y con varios grados de cristalización o recristalización, derivados del choque de un objeto con la superficie terrestre. Se encuentran como masas vítricas, con forma aerodinámica, las cuales se enfrían rápidamente antes de la deposición (Dence 1971; Stöffler et al. 2013).

Los fundidos en la zona de Ries se pueden encontrar como bombas de masas de vidrio inmersos en las suevitas y como rocas fundidas de impacto.

En el caso específico de las suevitas, los fundidos se pueden encontrar como masas de vidrio o recristalización, en los depósitos que se encuentran en la parte interna o externa del anillo del cráter.

Los depósitos fundidos de impacto del cráter de Ries en su mayoría son enfriados aerodinámicamente antes de su deposición en el área de eyección continua. En algunos casos se encuentran aislados por la matriz de las suevitas.

Los fundidos se pueden distinguir fácilmente por su lustre, color y transparencia. En áreas de desvitrificación de los depósitos suevíticos, los fundidos tienen una tendencia a presentar colores rojizos, marrones oscuros grisáceos, dependiendo de la región de estudio del cráter de Ries del que provengan (Dence 1971; Engelhardt et al. 1995; Osinski et al. 2004).

Los colores pueden ser marrones a oscuras debido, a la refracción generada por las altas concentraciones en Fe, Mg, Ca y en algunas acumulaciones de escombros presentan alta vesicularidad debida a la exsolución del material.

Los fundidos de impacto presentes en las suevitas del cráter de Ries tuvieron temperaturas iniciales de formación de 200°C y terminaron aproximadamente entre 650-750 °C, con una presión de 80 GPa (Engelhardt et al. 1995).

IV. 4.1.3. Metamorfismo hidrotermal presente en las suevitas

Como consecuencia del impacto se pueden generar sistemas hidrotermales, los cuales dan lugar a la formación de minerales secundarios, es decir, a minerales originales que se alteraron a otros. Sin embargo, en las SC se tiene un reemplazamiento total de la roca por minerales secundarios, sobre todo en la región de Nördlingen, dentro del cráter de Ries (Osinski 2005; Pohl et al. 1977; Sapers et al. 2017).

Los minerales de alteración hidrotermal en el cráter de Ries son diversos. En mayor proporción se encuentran minerales como la esmectita (montmorillonita), los cuarzos y en menor proporción se pueden encontrar las zeolitas, en cavidades y fracturas de las rocas. Las variaciones mineralógicas descritas anteriormente cambian de acuerdo con la profundidad a la que se encuentren las rocas (Pohl et al. 1977; Sapers et al. 2017).

En los depósitos que se generaron en la región de eyección continua, cercana al anillo del cráter, hay sedimentos post-impacto con alteración hidrotermal. Los minerales de alteración presentes pueden ser: filosilicatos alterados, montmorillonita plateada y filipsita. Por otro lado, las suevitas superficiales presentan alteración hidrotermal en clastos de vidrios de impacto con fracturas políticas y enfriamiento rápido (Osinski 2005; Sapers et al. 2017).

A continuación, se mencionan diferentes fases de alteración para los minerales encontrados en las suevitas del cráter de Ries descritos por Osinski (2005):

Feldespatos potásico

El feldespato potásico secundario, se puede presentar con dos asociaciones diferentes: En el primer caso se presentan asociaciones irregulares dentro de la matriz, mientras en el segundo caso se presenta un reemplazamiento total o parcial de las plagioclasas en los clastos relacionados con basamento cristalino. Los feldespatos potásicos ocupan aproximadamente el 5% del volumen, en las suevitas ricas en fundidos cuando se presentan en secciones superiores de la estratigrafía.

Albita

En las unidades de suevitas ricas en fundidos, hay menor proceso de albitización de plagioclasa primaria en los clastos cristalinos y ha sido documentada en las unidades ricas en fundidos.

Minerales de arcilla

Con apoyo de técnicas de difracción de rayos X en las SC, se han reportado, arcillas como la illita y la montmorillonita, generadas a partir de la desvitrificación de vidrios de impacto.

En otras regiones del cráter Ries, como Deiningen, los núcleos presentan capas mezcladas de montmorillonita-illita, mientras que la saponita es muy común en reemplazamientos en la matriz.

Clorita

La clorita, en la localidad de Nördlingen, se encuentra a una profundidad de 525 m y se presenta en cantidades normalmente 5 vol. %, en secciones cercanas al basamento.

Zeolitas

Las zeolitas se encuentran principalmente en las regiones de Deningen y Nördlingen. Los tipos de zeolitas encontradas son: analcima (más dominante), erionita, clinoptilolita, wellsita y en menor proporción filipsita, harmonita, chabasita y estilbita.

Calcita

La calcita se reporta en unidades pobres en fundidos y se encuentra asociada a minerales como las zeolitas en las vesículas de los fundidos (Sapers et al. 2017).

IV. 4.2 Composición química de las suevitas

En la sección IV.4.1 se abordaron los tipos de rocas que se pueden encontrar en las suevitas de Ries. En esta sección se retoma la información de las rocas del basamento cristalino de diferentes regiones de Ries y se muestran las composiciones químicas de roca total obtenidas por análisis de fluorescencia de rayos X (FRX), reportadas por Jean et al (1977) y Engelhardt (1997), y que se encuentran en la Tabla IV.6.

Stöffler y colaboradores (2013) reportaron la composición química promedio, analizada con FRX, de las bombas fundidas y de los fundidos presentes en las suevitas del cráter de Ries (para descripción de las rocas ver sección IV. 4.1.2.) y para la región de Enkingen, se presenta la composición química de dos núcleos (Tabla IV.7), el primero de ellos está a una profundidad de 87.6 a 99.6 m y se encuentra relacionado con rocas fundidas de impacto coherentes aisladas, es decir, que las bombas no se encuentran contenidas en las suevitas. En el segundo núcleo de esta región, a una profundidad de 21.6 a 54 metros, los autores muestran la composición química promedio de los fundidos presentes en las suevitas de la región de Enkingen. Para la región de Polsingen ellos reportan la composición de las rocas fundidas de impacto a una profundidad 1.7 a 5 metros.

En la Tabla IV.7 se puede observar, que el porcentaje de Si_2O varía entre el 61 y el 65.6 wt. %, mientras que para el Al_2O_3 la variación se encuentra entre el 14 y 18 wt. %, el CaO se encuentra en un intervalo del 3.2 al 7.5 wt. %, el FeO se

encuentra en el intervalo de 3.1 a 3.8 wt. %, el K_2O se encuentra en el intervalo de 3.2 a 5.4 wt. %.

Stöffler y colaboradores (2013), reportaron que la tendencia que los fundidos de impacto en las suevitas presentes en la región del cráter de Ries, tienen una tendencia menos máfica y más silíceo y su precursor son las rocas del basamento cristalino profundo en las CS en Nördlingen.

Tabla IV.6. Composición de roca total de rocas del basamento cristalino obtenidas de núcleos de la localidad Nördlingen, Alemania (modificada de Pohl et al. 1977 y Engelhardt 1997)

Rocas de la región del cráter de Ries	Composición de roca total (wt. %)													
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	K ₂ O ₃	H ₂ O	CO ₂
Rocas metamórficas	66.6±4.5	0.7±0.2	15.5±1.6	/	4.9±2.0	/	2.1±1.2	2.6±1.0	3.8±1.1	3.6	/	3.6±1.7	/	/
Gneis de biotita, plagioclasa y hornblenda	57.50	0.88	17.90	1.70	4.70	0.10	3.32	4.28	3.91	2.43	0.18	/	2.93	0.82
Gneis mixto granoblástico	65.6±4.3	0.7±0.2	16.6±1.5	/	4.2±1.0	/	2.2±0.7	3.2±0.9	3.8±1.1	3.5	/	3.5±1.2	/	/
Ortogneis bandeado	67.2±6.8	0.8±0.3	15.8±2.5	/	2.7±0.9	/	1.3±0.6	2.5±0.4	3.6±0.4	5.5	/	5.5±2.5	/	/
Anfibolita rayada o masiva.	52.8±4.2	1.0±0.4	16.4±2.8	/	9.4±1.9	/	7.1±4.7	7.5±1.6	3.2±1.3	1.7	/	1.7±0.8	/	/
	53.39	0.70	4.46	4.46	5.29	0.24	4.86	7.70	3.55	1.21	0.20	/	1.39	0.39
Gneis de cordierita silimanita	60.4±2.8	1.2±0.1	20.5±3.2	/	7.8±0.2	/	2.9±0.5	1.2±0.3	1.7±1.2	4.4	/	4.4±1.2	/	/
Gneis milonítico en capas	66.1±5.3	0.7±0.3	17.9±1.3	/	4.3±2.4	/	2.0±1.1	2.3±1.0	3.1±0.6	3.2	/	3.2±0.7	/	/
Migmatita	63.5±6.1	1.1±0.1	16.6±3.2	/	7.4±1.9	/	3.4±0.9	1.3±0.5	3.8±1.2	2.4	/	2.4±0.3	/	/
Gneis migmatítico	65.2	0.43	15.83	1.07	2.88	0.08	1.66	3.40	2.90	4.09	0.57	/	1.41	1.21
Rocas ígneas	71.2±3.8	0.4±0.4	15.4±1.3	/	2.1±1.3	/	0.9±0.7	1.4±0.8	3.4±0.8	4.7	/	4.7±1.1	/	/
Granito de grano fino	72.13	0.13	15.37	0.34	0.81	0.03	0.38	0.80	3.45	5.66	0.24	/	0.60	0.29
Granodiorita de grano fino	65.0±2.4	1.1±1.3	16.9±0.9	/	4.4±0.9	/	2.1±0.8	2.9±0.9	3.1±1.1	3.7	/	3.7±0.5	/	/
Tonalita grano fino	64.9±2.1	1.4±0.2	15.0±1.5	/	6.3±1.2	/	3.4±1.3	3.5±1.4	1.6±0.7	2.7	/	2.7±1.3	/	/
Roca con esfeno de composición tonalítica y granodiorítica	62.0±2.7	1.2±0.2	17.3±0.9	/	5.4±1.1	/	2.8±0.9	3.9±0.5	2.6±0.9	4	/	4.0±0.9	/	/
Monzonita	58.9±3.3	1.4±0.4	19.2±1.9	/	5.7±0.7	/	2.6±1.1	3.8±0.5	2.6±1.0	4.5	/	4.5±1.3	/	/
Inclusiones básicas en granito	61.0±5.4	1.2±0.4	16.3±1.2	/	6.7±1.4	/	4.2±1.7	4.1±1.6	2.4±1.9	3.1	/	3.1±1.3	/	/
Kersantita negra con venas	56.4±3.6	1.3±0.1	15.0±0.7	/	6.6±0.6	/	6.2±1.1	6.1±1.1	1.3±0.4	4.5	/	4.5±1.0	/	/
Mezcla de rocas dioríticas a tonalíticas	57.1±1.8	1.6±0.4	18.2±1.4	/	6.1±0.8	/	3.2±1.9	4.8±0.4	2.5±0.6	5.3	/	5.3±1.5	/	/
Diorita /gabro	50.2±5.9	1.7±1.0	17.2±2.0	/	9.3±2.6	/	7.9±3.4	8.7±3.2	2.0±1.2	2	/	2.0±1.2	/	/

Tabla IV.7. Composición química promedio de los fundidos de impacto y rocas fundidas de impacto en los núcleos de Enkingen y Polsingen. El primero de ellos a una profundidad de 87.6-99.6 m, el segundo núcleo a 1.7- 5 m de profundidad. Por otro lado, se encuentra la composición promedio de las suevitas del núcleo de Enkingen a una profundidad de 21.6 a 54 m, modificada de (Stöffler et al. 2013)

Rocas fundidas por el impacto (promedio)	Suevitas (promedio)		
	Núcleo Enkingen (profundidad: 87.6-99.6 m) (wt. %)	Núcleo Polsingen (profundidad: 1.7-5 m) (wt. %)	Núcleo Enkingen (profundidad: 21.6-54 m) (wt. %)
*N	14	7	13
SiO ₂	65.6	61.7	61.0
TiO ₂	0.7	1.0	0.6
Al ₂ O ₃	14.8	18.0	14.0
Fe ₃ O ₂	4.2	4.2	3.4
FeO	n.d.	n.d.	n.d.*
FeO _{total}	3.8	3.8	3.1
MnO	0.1	0.05	0.15
MgO	0.9	0.8	1.2
CaO	3.4	3.2	7.5
Na ₂ O	3.2	2.6	2.5
K ₂ O	4.1	5.4	3.2
P ₂ O ₅	0.3	0.45	0.2
*P.E.I.	2.3	1.9	6.0
Total	99.6	99.3	99.75

*Notas:

P.E.I.= Pérdida por ignición, n.d =no determinado, N=número de muestras.

V. Metodología

En esta sección se describe la metodología utilizada para la caracterización del ejemplar de suevita, la cual consistió en dos tipos de técnicas:

a) La clasificación textural y granulometría de la muestra de impacto con el uso de microscopía y b) el análisis de fluorescencia de Rayos X por métodos no destructivos de varios puntos en la muestra.

V. 1. Clasificación textural, granulométrica y descripción de los clastos líticos y los fundidos de impacto

La muestra ocupada en este trabajo es una brecha suevítica de la localidad de Polsingen, Nördlinger, cráter de Ries, Alemania, la cual pertenece a la colección de meteoritas mexicanas del instituto de Geología de la UNAM. Tiene las siguientes dimensiones: 136.61 milímetros de largo, 61.23 milímetros de ancho y con 16.14 mm de grosor. La muestra tiene un peso de 198.2 gramos.

La muestra se escaneó por los dos lados con un equipo Epson Scan, para poder realizar un mapeo de cada uno de los componentes de la muestra.

Posteriormente se enumeraron los clastos y fundidos de mayor tamaño, para medir la longitud mayor de los clastos. La cual se llevó a cabo en dos fases:

- a) La primera fase consistió en la estandarización de la medición de las longitudes de los clastos con apoyo de un calibrador digital Vernier modelo AT 12 con resolución de 0.01 mm. Para realizar la calibración, fue necesario encontrar los clastos de mayor tamaño con forma angular a subangular. Se realizó la medida del extremo más largo cinco veces y se hizo un promedio con los valores obtenidos. Se seleccionaron tres clastos representativos por lado de la muestra. Una vez obtenidas las medidas promedio por clasto, se procesaron digitalmente. Se midieron los clastos con apoyo del software Image pro-plus 6.0, el cual con una de sus herramientas permite realizar una relación de la cantidad de pixeles con las medidas reales tomadas anteriormente y se consideraron las secciones más largas de los clastos y los fundidos. De esta manera se obtuvieron las medidas promedio de los clastos y fundidos para cada uno de los lados de la muestra.
- b) Para el estudio de las texturas presentes se tomaron fotografías de los clastos y fundidos en la muestra con apoyo de un microscopio estereoscópico marca eo Edmundoptics wide equipado con aumentos del 0.8 a 5X.
- c) Se realizó la medición del volumen de componentes en la suevita con el programa Image Pro- plus 6.0, las clases de componentes que se tomaron en cuenta son:

- Minerales máficos y félsicos, que contenían algunos de los clastos del ejemplar.
- Los fundidos de impacto grises y marrones.
- Los clastos de rocas que se encuentran en el ejemplar, los cuales fueron clasificados de acuerdo con el índice de color propuesto por Gillette (1999), Anexo 1 y 2.

V. 2. Fluorescencia de rayos X (FRX)

En esta sección se presentan los fundamentos de la espectroscopia de fluorescencia de rayos X y la metodología que se llevó a cabo para obtener los datos de composición elemental de los puntos de análisis seleccionados.

V. 2.1. Técnicas espectroscópicas

V. 2.1.1. Rayos X

Los rayos X, son radiación electromagnética de alta frecuencia y de energía intermedia, que se encuentran entre los 10^{-11} y 10^{-8} nanómetros. Los rayos X son producidos por la transición de electrones entre los orbitales internos a las órbitas exteriores del átomo (Als-Nielsen y McMorow 2011).

V. 2.1.2. Generación de rayos X

Los rayos X son generados por un tubo de rayos X sellado el cual contiene un ánodo en su interior. El haz de rayos X se genera por la incidencia de un haz de electrones en el ánodo. El haz de electrones se genera por un alto voltaje que atrae electrones de un filamento incandescente.

Si los electrones del haz tienen suficiente energía se excitan los electrones de los átomos del ánodo, la interacción produce la expulsión de los electrones de las capas electrónicas y su ionización. El átomo recupera su estado base con transiciones de electrones de capas superiores a las vacantes dejadas por los electrones expulsados. Para efectuar la transición se produce la generación de un fotón de rayos X, que será igual a la diferencia de la energía liberada de los estados inicial y final del electrón que se movió entre las capas (Bain et al. 1994).

V. 2.1.3. Fluorescencia de rayos X

La fluorescencia de rayos X por energía dispersiva es una técnica versátil, rápida, y no destructiva. Esta técnica tiene la capacidad de detectar una gran cantidad de elementos químicos con una sensibilidad de algunas decenas de $\mu\text{g/g}$ (o ppm), los cuales se pueden observar en el espectro en tiempo real.

Esta técnica utiliza la emisión fluorescente de radiación de rayos X que se genera al excitar una muestra con una fuente emisora con rayos X. Esta radiación incidente

expulsa electrones de las capas interiores del átomo, dando lugar a que los electrones más externos ocupen las vacantes libres y como consecuencia un exceso energético que se disipa en forma de fotones. Esta transición es característica para cada elemento químico (Chamorro 2013).

La transición característica también llamada radiación característica de rayos X, genera señales específicas que son producidas por los electrones que son reordenados entre las diferentes capas del átomo.

En la capa K el reordenamiento de los electrones se da en dos casos: el primero se genera cuando el electrón pasa de la capa L a la capa K, siendo esta energía la llamada K alfa, mientras que en el segundo caso la transición de la capa M a la K se le llama K beta (Bain et al. 1994; Laing 2001), cabe destacar que para cada elemento es necesaria una energía de ionización específica.

V.2.2. Análisis por fluorescencia de Rayos X

En esta tesis se realizaron análisis con la técnica fluorescencia de rayos X, con el equipo de Fluorescencia de Rayos X (FRX) SANDRA (Sistema de Análisis No Destructivo por RAYOS X) del laboratorio LANCIC en el Instituto de Física (LANCIC-IFUNAM), el cual es un método de análisis no destructivo y no invasivo (Ruvalcaba et al. 2010).

El equipo cuenta con una fuente de rayos X (tubo de molibdeno 75 W Oxford instrument 75011) con un detector de rayos X SDD (Silicon Drift Detector de Amptek) acoplado a un colimador de 0.5 mm, una fuente de alta tensión y una cámara fotográfica de alta resolución La región analizada es de 0.5 mm de diámetro.

Con el equipo FRX SANDRA se obtuvo la composición química de los fundidos seleccionados durante el mapeo de la muestra. Los parámetros utilizados para todos los puntos de análisis son: tensión de 35 kV, con intensidad de 0.3 miliamperes y tiempo de adquisición de 90 s.

Los espectros resultantes fueron procesados, en un programa de análisis de espectros, QXAS (Quantitative X-ray analysis system) o AXIL-PC, el cual permite medir la intensidad de los picos de rayos X característicos a partir de una integración numérica de los espectros sobre el fondo del espectro, para realizar un conteo elemental adecuado, en el que se aplicaron 15 iteraciones por espectro.

Una vez realizado el análisis de los espectros se obtuvieron los conteos de las señales elementales K_{α} y K_{β} de Fluorescencia de Rayos X y posteriormente se eliminaron las señales debidas a la presencia de molibdeno y argón ya que son debido a dispersión de rayos X del tubo del instrumento y a su presencia en la atmósfera, respectivamente.

V. 2.3 Curvas de calibración y composición química de las suevitas

El método que se utilizó para transformar los conteos, o número de cuenta, en la composición química expresada en porcentaje de masa, para obtener la composición química fue con una curva de calibración, por medio del método de mínimos cuadrados descrito por Skoog (Skoog et al. 2001).

La curva de calibración consiste en colocar los datos referentes a las intensidades elementales como variable dependiente y como independiente los datos que corresponden a la composición de los estándares, expresados en porcentaje en peso (wt. %), los cuales tienen una composición química conocida. De tal manera que nos permitan conocer la composición del analito (x).

La composición conocida de las rocas (tomada por FRX) utilizada en este trabajo se encuentra relacionada con estándares del National Bureau of Standards de Estados Unidos (NIST) y el Instituto de Geología de la UNAM (Tabla V.1).

Tabla V.1. Estándares utilizados para la calibración química por el método de FRX (Lozano-Santa Cruz et al. 2004; Uriano 1981).

Nombre del estándar	Procedencia	Descripción
688 Basalt Rock (BR)	NIST *	Roca basáltica
IGLgb-3	IG - UNAM**	Gabro de San Carlos, Tamaulipas, México
IGLa-1	IG - UNAM**	Andesita del volcán Ceboruco, Nayarit, México
IGLs-1	IG - UNAM**	Suelo laterítico de las Arandas, Jalisco, México
IGLsy-1	IG - UNAM**	Sienita de nefelina de San Carlos, Tamaulipas, México
IGLsy-2	IG - UNAM**	Sienita de egirina augita de San Carlos, Tamaulipas, México
IGLsy-4	IG - UNAM**	Sienita de egirina de San Carlos, Tamaulipas, México

Notas: *National Buereau of Standards **Instituto de Geología, UNAM – Laboratorio de fluorescencia de rayos X.

Los estándares mencionados en la Tabla V.1, fueron seleccionados de entre los materiales certificados disponibles en el laboratorio LANCIC del IFUNAM. Las composiciones químicas de los estándares son las más adecuadas para la muestra de suevita, ya que, al ser una brecha polimíctica, se encuentra conformada por múltiples rocas del basamento cristalino del cráter de Ries (sección IV. 4.1), las cuales se encuentran alteradas por diferentes procesos.

El mejor ajuste para la curva de calibración se determina por medio del método de mínimos cuadrados ya que este permite determinar la ecuación de la recta que mejor se ajusta a los datos experimentales (Harris 2006).

La recta tiene la cualidad de ser una relación lineal entre la variable medida (y) y la concentración del analito (x). En la ecuación de la recta (1), m es la pendiente y b es la intersección en y (cuando x tiene un valor igual a cero). Las principales suposiciones para este modelo de regresión son que los errores de medición son muy pequeños para (x) (ya que son mucho menores que las de y), por otro lado, que la desviación de los puntos individuales respecto a la recta, son consecuencia de la medición (Skoog et al. 2001). Asimismo, se asume que el material analizado es homogéneo en la zona de análisis y que el material de referencia es muy similar a la composición de la muestra, y que tienen matrices semejantes.

Para obtener el valor del analito se despeja el valor de x, de la ecuación 1 (ecuación 2), la cual permite transformar las intensidades obtenidas con SANDRA a una composición química elemental.

$$y = mx + b \dots (1)$$

$$x = \frac{y-b}{m} \dots (2)$$

El cálculo para la composición química elemental se realizó para cada punto de análisis de la muestra. Finalmente, fue necesario transformar la composición química elemental a óxidos para su interpretación.

VI. Resultados

VI. 1. Características generales de la muestra

Como se mencionó anteriormente, ejemplar de suevita pertenece a la colección de meteoritas mexicanas del Instituto de Geología de la UNAM, y fue colectada por el Dr. Dante Morán Zenteno en la localidad de Polsingen, Nördlingen, dentro del cráter de Ries, Alemania. Tiene las siguientes dimensiones: 136.61 milímetros de largo, 61.23 milímetros de ancho y con 16.14 mm de grosor. La muestra tiene un peso de 198.2 gramos.

VI. 2. Descripción macroscópica de la muestra

En la muestra se observan fundidos y clastos líticos inmersos en una matriz de grano fino de color marrón rojizo. Los clastos líticos pertenecen al basamento cristalino y clastos sedimentarios del cráter de Ries y según Sapers (2017) los clastos han sido alterados, tanto por el metamorfismo de impacto, como por el metamorfismo hidrotermal.

En las Figuras VI.1 a VI.4 se muestran algunos de los clastos líticos de la muestra. Los cuales fueron clasificados de acuerdo con el índice de color M, el cual se encuentra definido según el porcentaje modal de minerales máficos (Gillespie y Styles 1999; Streckeisen 1974) Anexo 1 y 2.

VI. 2.1. Clastos de origen sedimentario

Los clastos son angulosos, en la Figura VI.1 el clasto tiene textura de grano medio ya que el tamaño es de la arena gruesa (promedio 0.59 mm), las fases minerales observadas en este tipo de clastos son feldespatos y cuarzo.

VI. 2.2. Clastos de origen ígneo leucocráticos y mesocráticos

Los clastos líticos son angulosos, presentan textura fanerítica. En la Figura VI.2 el clasto presenta cristales subhedrales de los cuales el 30 vol. % está representado por minerales máficos alargados y oxidados (posiblemente anfíbol), 70 vol. % son minerales claros (posiblemente feldespatos), es posible que esta roca sea sienita.

En la Figura VI.3, se muestra un clasto subanguloso cuyos minerales se encuentran alineados en una dirección, los minerales máficos son tabulares, están oxidados y representan el 36 vol. % de la muestra, mientras que los minerales félsicos conforman 64 vol. % (20 % de cuarzo); por sus características es posible que esta roca sea cuarzomonzonita.

El clasto anguloso en la Figura VI.4, presenta minerales alineados en una dirección, los minerales máficos son alargados, representan el 48 vol. % y se encuentran reemplazados por óxidos, los minerales félsicos (plagioclasas) conforman el 52 vol. % del ejemplar, por sus características es posible que esta roca sea gabro (Gillespie y Styles 1999).



Figura VI.1. Clasto de origen sedimentario del lado A del ejemplar, con textura de grano medio. Foto tomada con microscopio estereoscópico.

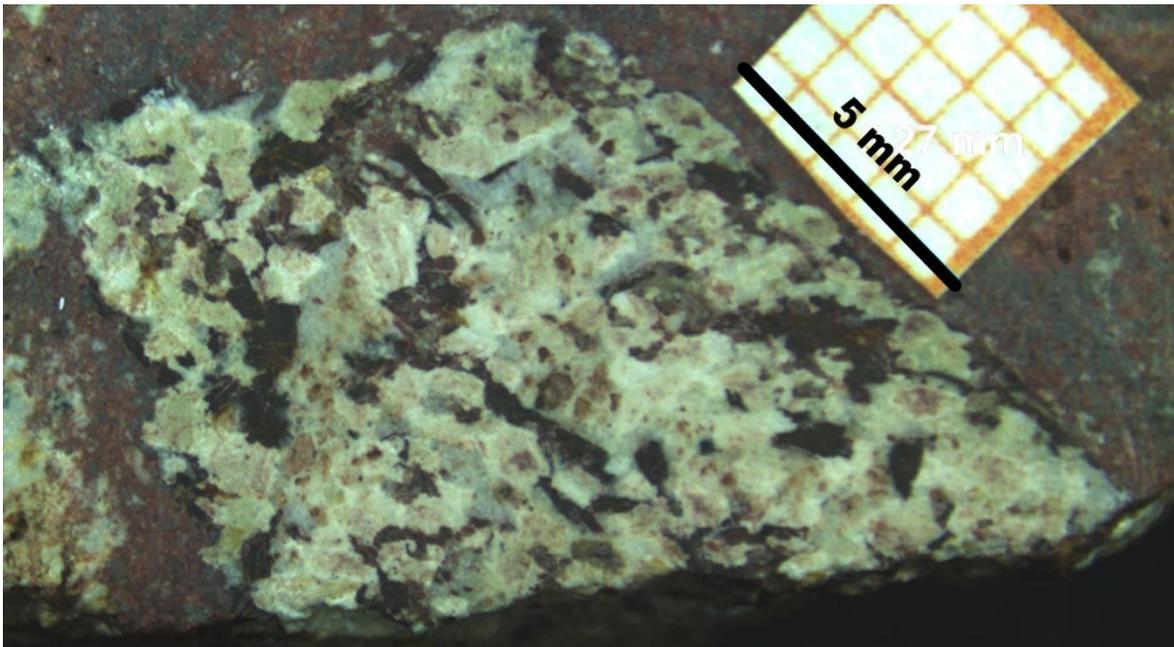


Figura VI.2. Fotografía del lado A del ejemplar donde se observa un clasto del basamento cristalino, el cual es leucocrático con textura fanerítica. Foto tomada con microscopio estereoscópico.

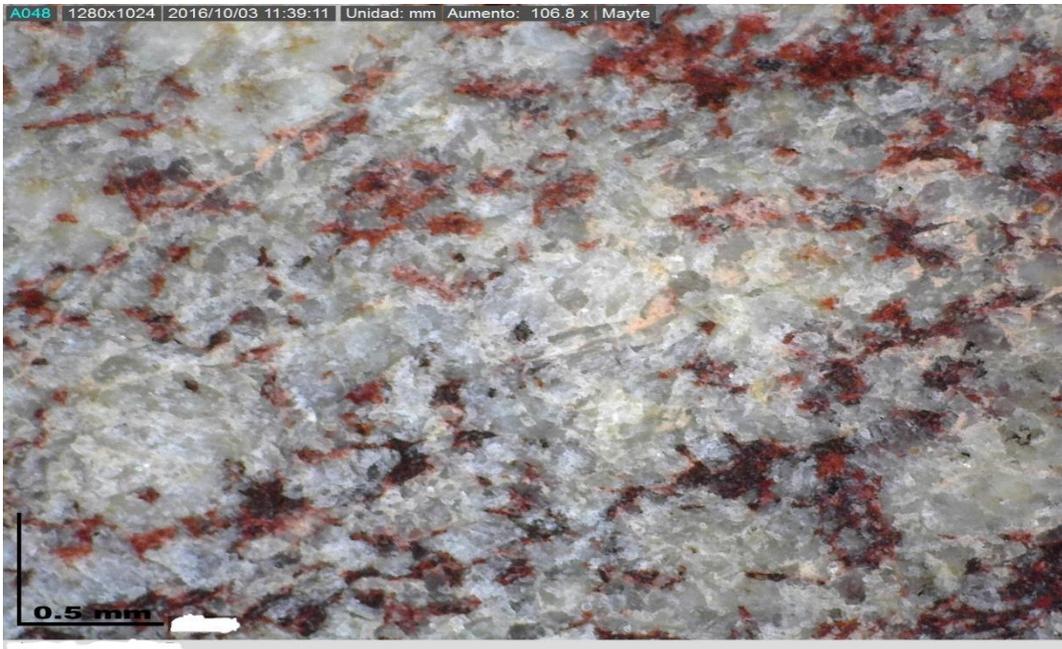


Figura VI.3. El clasto mesocrático del lado B del ejemplar, con textura de grano fino. Foto tomada con microscopio estereoscópico

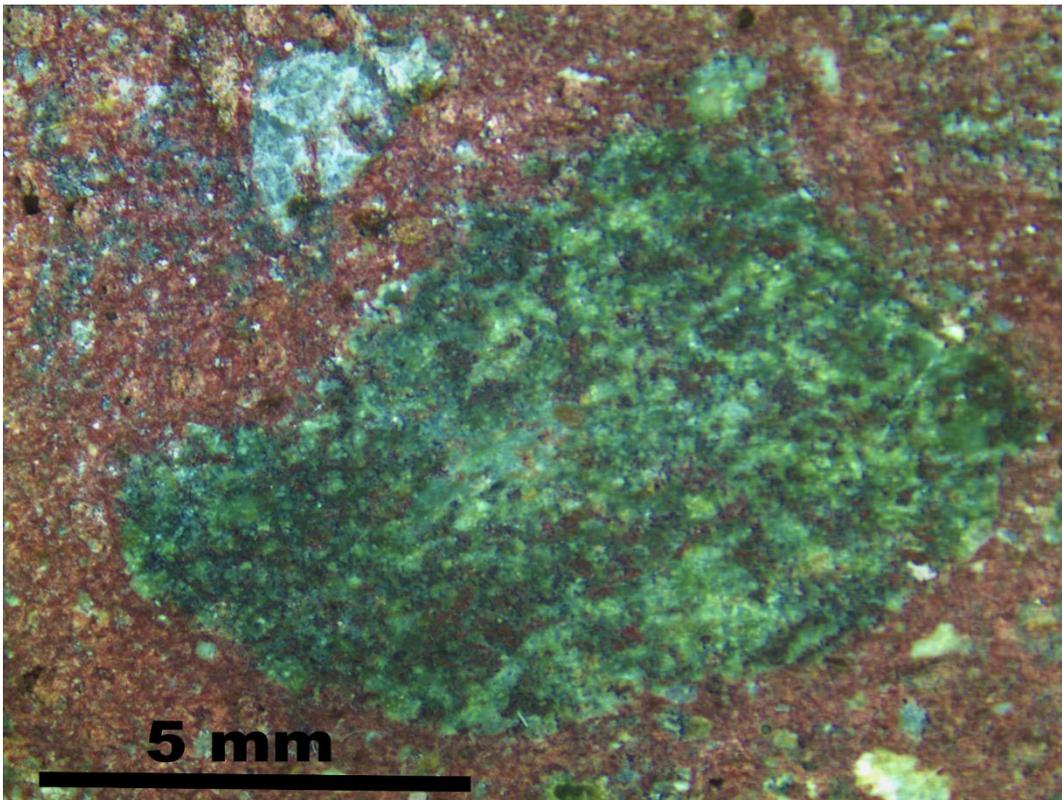


Figura VI.4. Clasto mesocrático del lado A del ejemplar, con textura de grano fino. Foto tomada con microscopio estereoscópico.

VI. 2.3. Fundidos de impacto

Los fundidos en el lado A del ejemplar representan el ~42 vol. % de la muestra y se caracterizan por tener vesículas de redondeadas a alargadas, en el lado B del ejemplar se presentan en ~21 vol. % y tienen menor cantidad de vesículas. En la Figura VI.9, se encuentran los fundidos principales enumerados del I al III, pertenecientes al lado A del ejemplar y en la Figura VI.10 se observan los fundidos IV, V y VI, los cuales pertenecen al lado B del ejemplar.

Los fundidos pueden ser de color gris y marrón, en los siguientes apartados se abordarán las descripciones de estos dos tipos de fundidos.

VI.2.3.1. Fundidos grises

Este tipo de fundidos se ven en casi toda la muestra, sobre todo en el lado B del ejemplar.

En el lado A se encuentra el fundido I (Figura VI.5) que es alargado y sin deformar, tiene vesicularidad baja y textura fluidal, presenta granos de minerales (feldespatos que según lo descrito por Osinski (2004) pudieron ser, aparentemente, consecuencia de una recristalización rápida.

En otra región del lado A del ejemplar, el fundido II (Figura VI.6) tiene una forma alargada y sin deformaciones, con baja vesicularidad y de color gris oliva oscuro. Tiene textura fluidal y presenta feldespatos (con recristalización rápida aparentemente).

La Figura VI.7 corresponde al lado B del ejemplar, se puede observar que los fundidos IV, V y VI son de color gris verdoso, alargados, con textura fluidal y sin deformaciones, contienen minerales claros.

VI. 2.3.2. Fundido marrón

El fundido se encuentra en el lado A del ejemplar, y es el más grande, pues tiene un tamaño de 72.1 mm (fundido III). En este fundido las vesículas tienen una forma que va de circular a alargada, la textura es fluidal y hay óxidos presentes. En la Figura VI.8 el fundido III es un fundido marrón oscuro con presencia de minerales félsicos y alargados, los cuales son de mayor tamaño que los minerales máficos y oxidados.

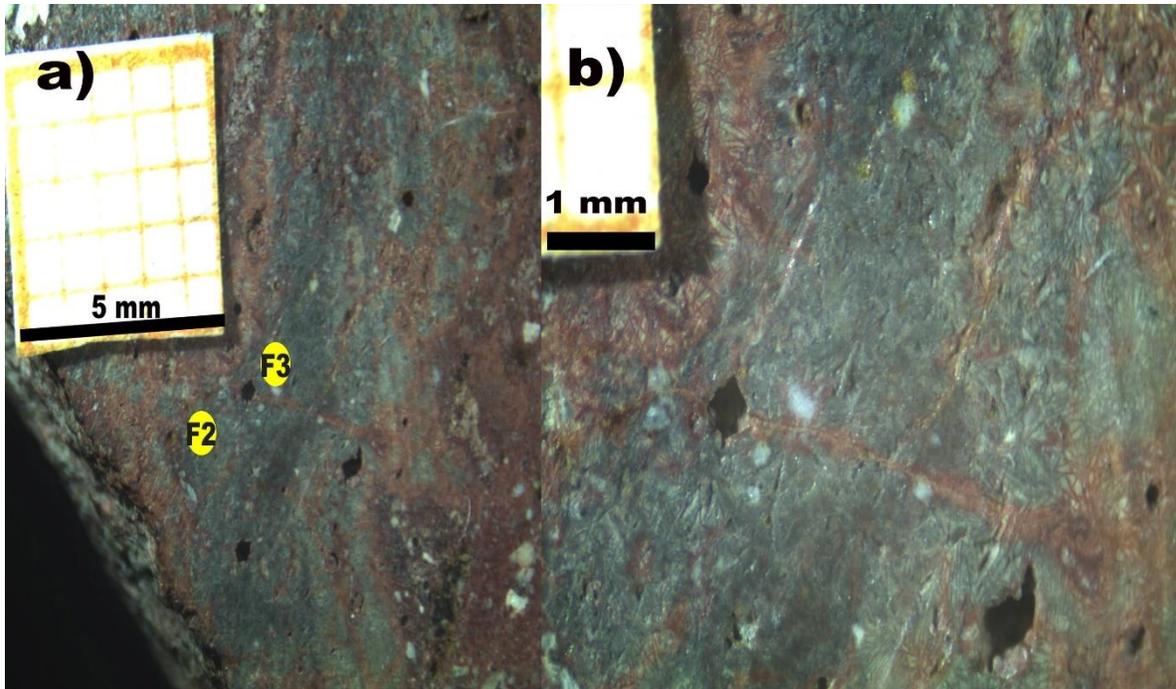


Figura VI.5. Fundido I en el lado A de la suevita, que presenta vesiculación alta con presencia de minerales relictos de las rocas del basamento cristalino. En a) se pueden visualizar los puntos de análisis F2 y F3. En b) se observa un acercamiento a la sección del punto F3. Fotos tomadas con microscopio estereográfico.

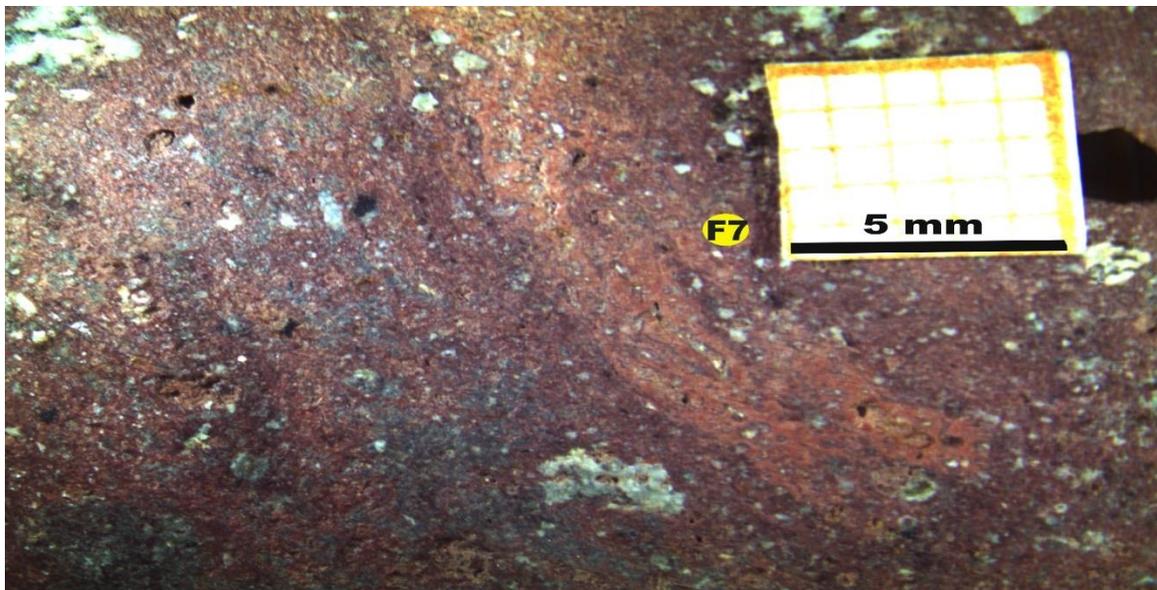


Figura VI.6. Región del fundido II, lado A del ejemplar, cercano al punto de análisis F7, el fundido es mesocrático y con forma alargada. Foto tomada con microscopio estereográfico.



Figura VI.7. Fundido VI del lado B del ejemplar, región cercana a los puntos de análisis del F10 al F16 del ejemplar que tiene una coloración gris verdoso con minerales principalmente máficos.

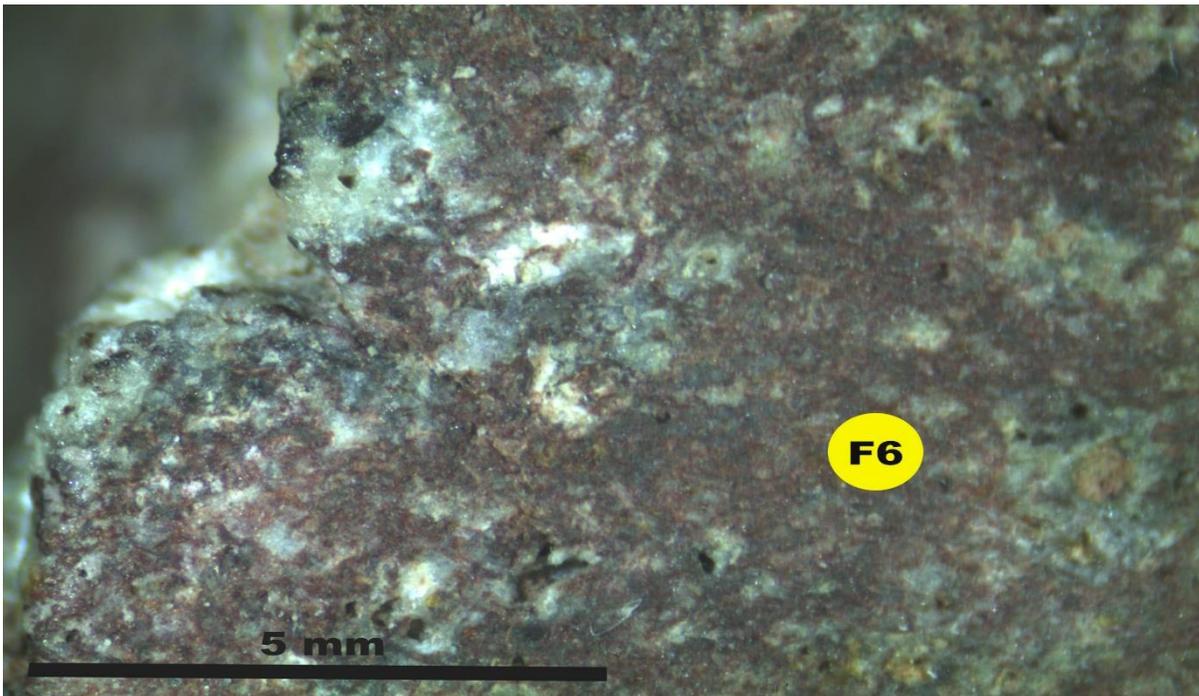


Figura VI.8. Fundido III del lado A del ejemplar, el cual se encuentra cercano a el punto de análisis F6, presenta algunas vesículas y es de color marrón oscuro a negro en algunas regiones ya que los minerales félsicos se encuentran alterados. Foto tomada con microscopio estereográfico.

VI. 2.4. Granulometría y análisis de los componentes de la suevita y descripción de los clastos líticos y de los fundidos

En la Figura VI.9 del lado A de la muestra se puede observar un fundido de color marrón oscuro, con un tamaño de 72.1 mm, siendo este el más grande de toda la muestra. Además, se pueden observar las vesículas redondas y alargadas en el fundido. El resto de los fundidos se encuentran en un rango de tamaños de 6 a 31.4 mm y son de color gris oscuro. Los clastos se encuentran en un rango de tamaños de 1.8 a 5.1 mm. Los clastos y fundidos se encuentran soportados en una matriz de grano fino de color rojizo, y según Stöffler (2013) ese color es debido a la cristalización de la hematita secundaria. Por otra parte, la abundancia de los clastos de origen sedimentario es de 0.2 vol. % mientras que de los clastos del basamento cristalino tienen los siguientes porcentajes: la cuarzomonzonita posee un 0.2 vol.%, la sienita un 3 vol.% y el gabro se encuentra en 3 vol.%. La matriz se encuentra en un 49 vol. % y los fundidos tienen una abundancia del 45 vol.%.

En el lado B de la muestra (Figura VI.10), se pueden observar fundidos más pequeños, con un intervalo de tamaño de 5 a 39 mm. Los clastos cuentan con un intervalo de tamaño de 2–5 mm: la cuarzomonzonita representa un 1 vol.%, la sienita se encuentra en un 0.02 vol.% y la diorita se encuentra en un 0.1 vol.%. En este lado del ejemplar no se pudieron identificar clastos sedimentarios. La matriz se encuentra en un ~42 vol.% y los fundidos en un ~57 vol.%.

Por tanto, se puede resumir que el tamaño promedio de los clastos y los fundidos es de 34 ± 0.01 mm y 21 ± 0.01 mm, respectivamente, en el que tan solo el 0.2 vol. % pertenece a los clastos sedimentarios en toda la muestra.

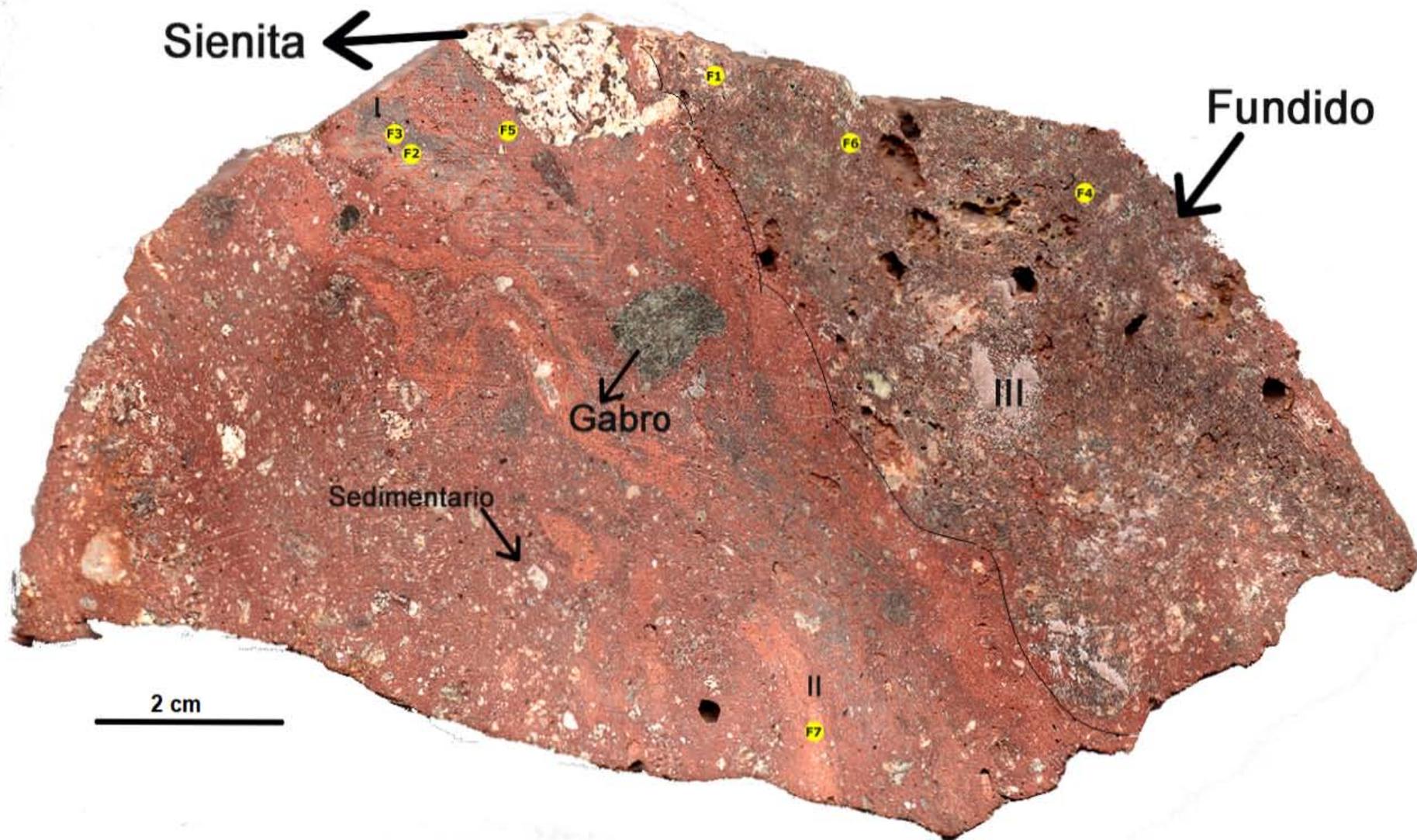


Figura VI.9. Lado A del ejemplar de suevita del cráter Ries en el que se muestran los puntos de análisis en los fundidos en amarillo y en número romano el número de fundido.

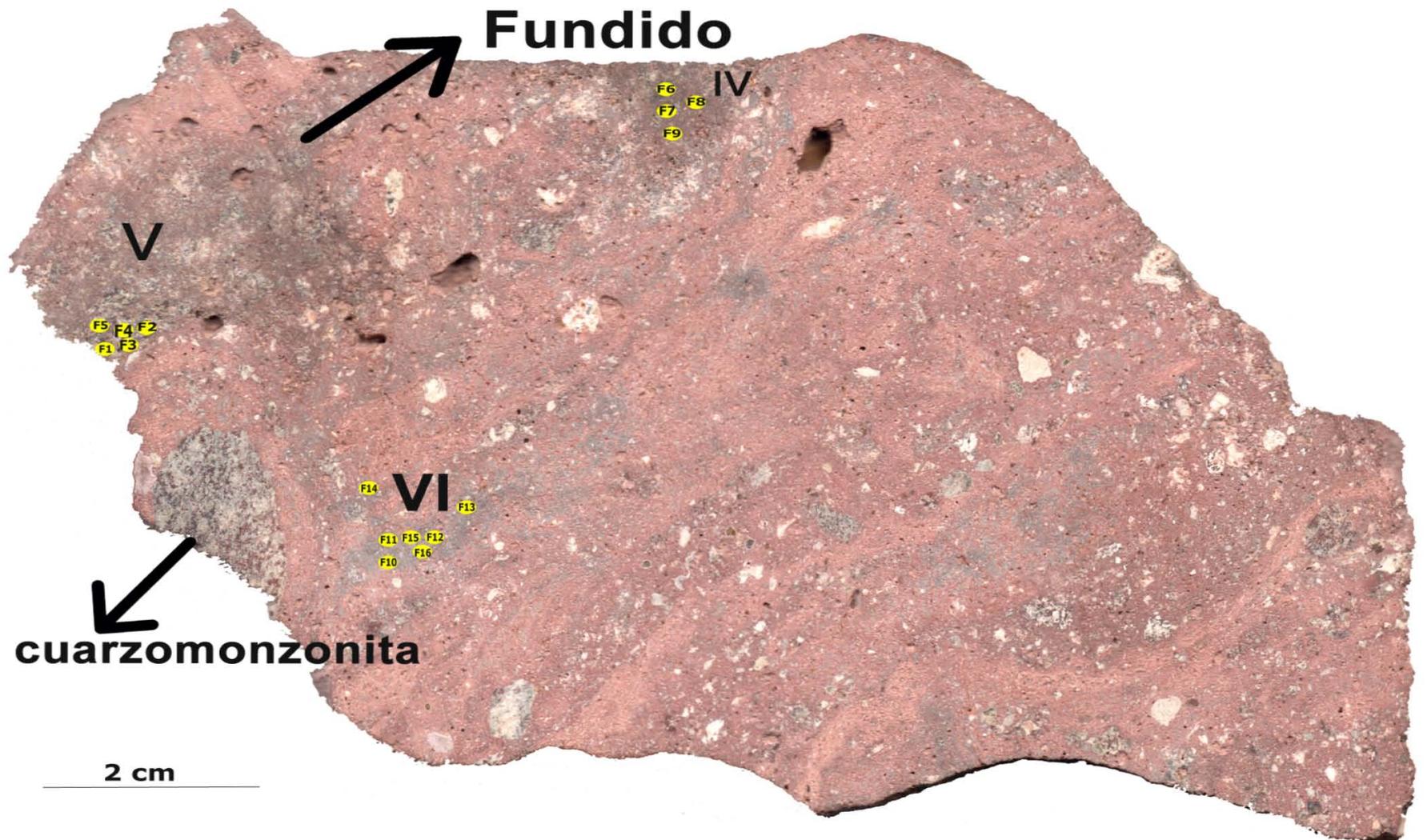


Figura VI.10. Lado B del ejemplar de suevita del cráter Ries, en el que se muestran en amarillo los puntos de análisis en los fundidos y en números romanos el número de fundido.

VI. 3. Fluorescencia de Rayos X (FRX)

VI. 3.1. Análisis de fluorescencia de rayos x

Los análisis de fluorescencia (FRX) generados por el instrumento SANDRA se obtienen como intensidades de los elementos detectados, para poder calcular la composición elemental en porcentaje en peso se empleó una curva de calibración (ver sección VI 3.2).

Para realizar la curva de calibración, fue necesario ocupar las intensidades elementales obtenidas de los estándares certificados. Los valores los estándares obtenidos por SANDRA se encuentran en la Tabla VI.1 con excepción del sodio, ya que este se encuentra en los límites analíticos de detección del instrumento.

Estos estándares son nacionales e internacionales y poseen una composición química conocida (Tabla V.2). Los estándares se encuentran relacionados con rocas ígneas, similares a las rocas reportadas por Engelhardt (1997).

VI. 3.2. Curvas de calibración

Los datos presentados en la Tabla VI.1 muestran la composición elemental (en intensidad) de los estándares con el equipo SANDRA. Las curvas de calibración se construyeron a partir de los datos obtenidos de los estándares contra los valores publicados (Tabla VI.2) para los elementos Si, Al, K, Ca, Ti y Fe. Dichos elementos son considerados como elementos mayores en las suevitas, tal como se observa en las Figuras VI.11 a)-f).

Tabla VI.1. Valores de intensidad de rayos X para elementos mayores en los estándares obtenidos por el método de SANDRA. (cuentas de intensidad de rayos X)

Elemento	688 Basalt Rock (BR)	IGLgb-3	IGLa-1	IGLs-1	IGLsy-1	IGLsy-2	IGLsy-4
	(Cuentas de intensidad de rayos X)						
Si	2936	1989	4186	2648	3426	3408	3134
Ti	5194	17773	14742	4986	11004	4342	2202
Al	582	470	584	715	645	538	473
Fe	167013	194279	95494	249101	68677	55883	82502
Ca	41278	40162	17605	1325	6600	6413	12967
K	602	2702	5265	1285	14158	12368	6879

Tabla VI.2. Composición química de los estándares reportados en porcentaje en peso del óxido (wt. %).
*valor no certificado, pero sí publicado (Lozano-Santa Cruz et al. 2004; Uriano 1981).

Óxidos	688 Basalt Rock (BR)	IGLgb-3	IGLa-1	IGLs-1	IGLsy-1	IGLsy-2	IGLsy-4
	(wt. %)						
SiO ₂	48.4	39.08	60.54	45.69	52.04	57.82	54.71
TiO ₂	1.17	3.87	1.07	2.59	0.5	0.97	1.65
Al ₂ O ₃	17.36	16.13	17.38	57.82	21.71	19.82	19.49
FeO _T	7.64	15.25	5.93	13.01	4.13	3.82	5.43
CaO	12.17*	12.84	5.15	2.34	2.54	2.34	4.44
K ₂ O	0.187	1.05	2.17	19.82	5.87	5.44	3.07

Tabla VI.3 Composición química de los estándares reportados en porcentaje en peso elemental (wt. %), calculado a partir de los datos de la Tabla VI.3 y a partir del peso atómico del óxido para obtener el porcentaje elemental.

Elemento	688 Basalt Rock (BR)	IGLgb-3	IGLa-1	IGLs-1	IGLsy-1	IGLsy-2	IGLsy-4
	(wt. %)						
Si	22.62	18.27	28.30	21.36	24.32	27.05	25.57
Ti	0.70	2.32	0.64	1.55	0.30	0.58	0.99
Al	9.19	8.54	9.20	12.63	11.49	10.49	10.31
Fe	5.94	11.85	4.61	10.11	3.21	2.97	4.22
Ca	2.88	9.17	3.68	0.29	1.81	1.67	3.17
K	0.15	0.75	1.54	0.43	4.17	3.86	2.18

En las curvas de calibración, en el eje de las x se encuentra la composición elemental publicada para los estándares, mientras que en el eje de las y se reporta las intensidades elementales obtenidas con SANDRA.

Los coeficientes de correlación R^2 de las curvas de calibración para los diferentes elementos fueron: sílice $R^2 = 0.89$, aluminio $R^2 = 0.54$, potasio $R^2 = 0.99$, calcio una $R^2 = 0.55$, para el hierro es una $R^2 = 0.81$ y para el titanio es una $R^2 = 0.93$. Los coeficientes de correlación indican el grado de relación de las intensidades obtenidas contra las reportadas, cuando la correlación es pequeña entonces, la relación que las variables tienen es menor. El intervalo más confiable para cada una de las muestras es el reportado en la composición elemental de los estándares ya que son los valores conocidos. En las Tablas VI.2, se reportan los valores en óxidos.

Mientras que para la Tabla VI.3 los valores de los estándares están reportados en su composición elemental. A continuación, se mencionan los intervalos en los que las mediciones obtenidas por medio de la curva de calibración son válidas: para el silicio 18-28 wt. %, el aluminio 8-13 wt. %, potasio 0.1-4 wt. %, calcio 1-9 wt. % y para el hierro 3-12 wt. % y para el titanio 0.7-2 wt. %, las gráficas se pueden observar en las Figuras VI.11-16, respectivamente.

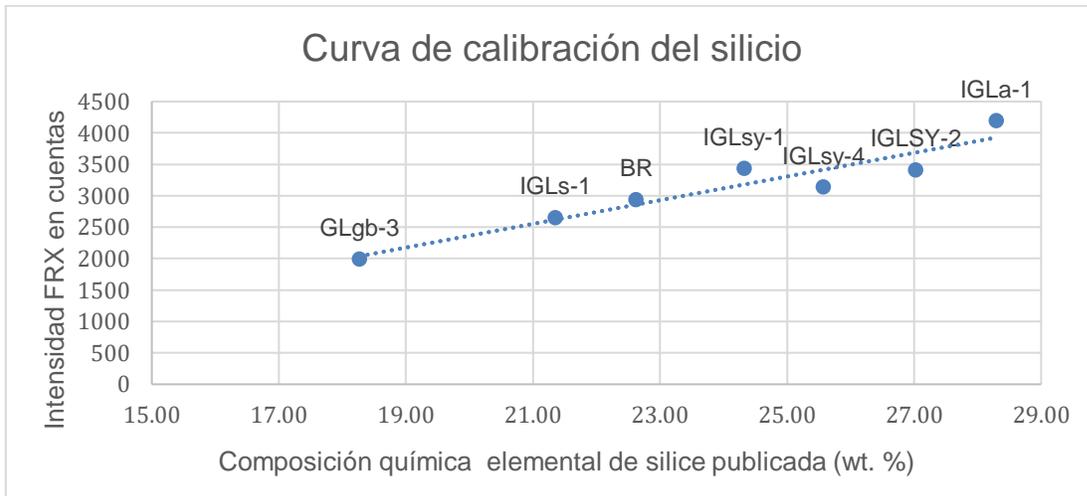


Figura VI.11. Curva de calibración para el silicio elaborada a partir del contenido de silicio en los diferentes estándares y la intensidad obtenida por FRX en este trabajo. La regresión lineal tiene una ecuación de $y=188.42x-1403.8$ y un coeficiente de correlación $R^2=0.89$, el rango de mayor validez para la composición de una muestra problema será entre el 18 y 28 wt. %.

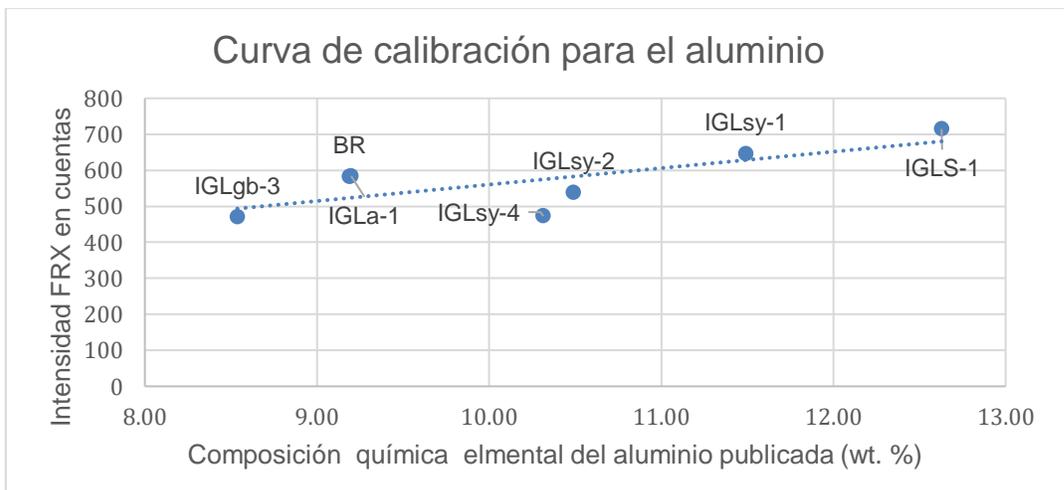


Figura VI.12. Curva de calibración para el aluminio elaborada a partir del contenido de aluminio en los diferentes estándares y la intensidad obtenida por FRX en este trabajo. La regresión lineal tiene una ecuación $y=45.681x+103.58$ y un coeficiente de correlación $R^2=0.54$, el rango de mayor validez para la composición de una muestra problema será entre el 8 y 13 wt. %.

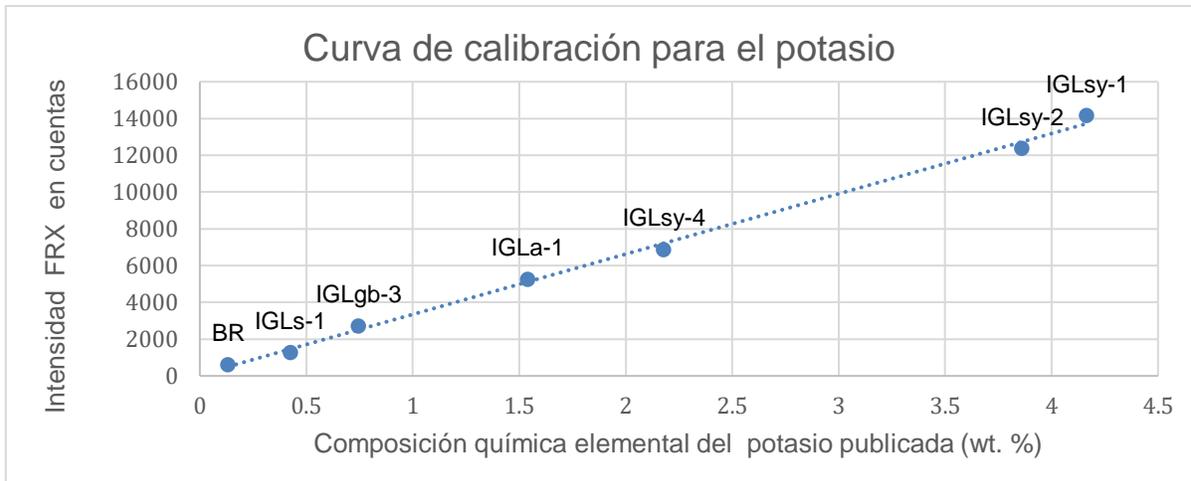


Figura VI.13. Curva de calibración para el potasio elaborada a partir del contenido de potasio en los diferentes estándares y la intensidad obtenida por FRX en este trabajo. La regresión lineal tiene una ecuación de $y=3279.1x+68.055$ y un coeficiente de correlación $R^2=0.55$, el rango de mayor validez para la composición de una muestra problema será en el 0.1 y 4 wt. %.

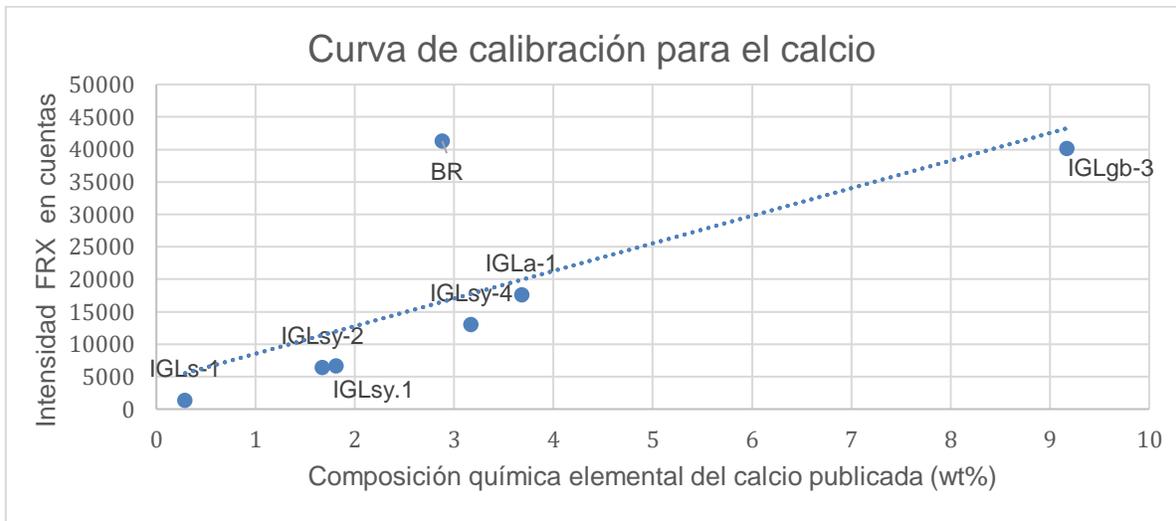


Figura VI.14. Curva de calibración para el calcio elaborada a partir del contenido de calcio en los diferentes estándares y la intensidad obtenida por FRX en este trabajo. La regresión lineal tiene una ecuación de $y=14248.1x+4292.3$ y un coeficiente de correlación $R^2=0.55$, el rango de mayor validez para la composición de una muestra problema será entre el 1-9 wt. %.

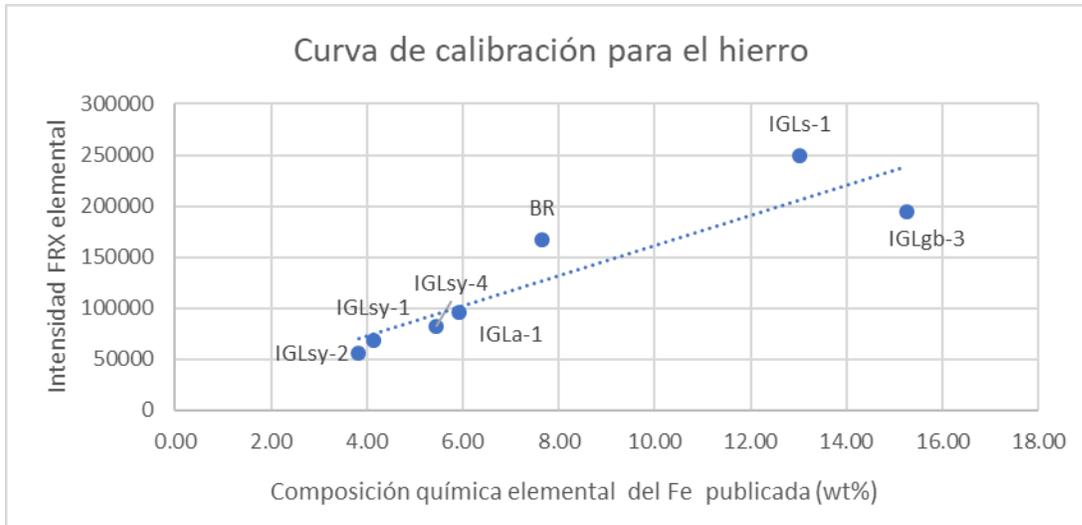


Figura VI.15. Curva de calibración para el hierro elaborada a partir del contenido de hierro en los diferentes estándares y la intensidad obtenida por FRX en este trabajo. La regresión lineal tiene una ecuación de $y=19039x+13711$ y un coeficiente de correlación $R^2=0.81$, el rango de mayor validez para la composición para una muestra problema será entre el 3-12 wt. %.

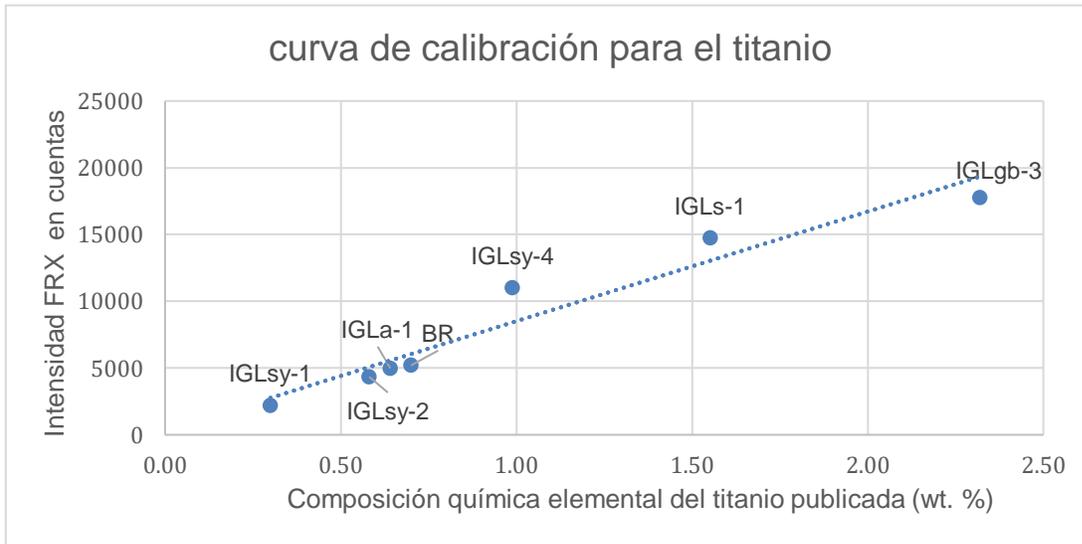


Figura VI.16. Curva de calibración para el titanio elaborada a partir del contenido de titanio en los diferentes estándares y la intensidad obtenida por FRX en este trabajo. La regresión lineal tiene una ecuación de $y=8209.9x+299.26$ y un coeficiente de correlación $R^2=0.93$, el rango de mayor validez para la composición para una muestra problema será entre el 0.7-2 wt. %.

VI. 3.3. Composición química de las suevitas

Como resultado de los análisis realizados en ambos lados de la muestra de suevita y con apoyo de su respectiva curva de calibración, se pudieron transformar las intensidades elementales (anexo 3, 4) a composición química en wt. % de los fundidos y por medio de una transformación molar (Tablas VI.2 y VI.3). Además, es importante mencionar que este tipo de análisis funciona mejor en superficies homogéneas, es por esto, que las regiones de fundidos fueron idóneas para llevar a cabo este trabajo y fue menos eficiente para los clastos líticos, ya que en estos los minerales tienen un tamaño de grano grueso menor al tamaño del haz incidente.

Los elementos mayores de los puntos obtenidos en los fundidos se muestran en los diagramas tipo Harker (Figura VI.12, 13 y 14, ver Tablas VI.4 y VI.5, respectivamente). Los puntos que se encuentran representados con triángulos negros y marrones son los datos del lado A de la suevita, los cuales representan a los fundidos grises y marrones respectivamente, los círculos negros representan los fundidos del lado B.

Adicionalmente, se integra la composición de las rocas fundidas de impacto y de los fundidos suevíticos (Tabla IV.7) publicada por Stöffler y colaboradores (2013): Los pentágonos de color azul representan las rocas fundidas de impacto para la localidad de Enkingen, los de color verde representan las rocas fundidas para Polsingen y en púrpura se encuentran los análisis de los fundidos suevíticos del núcleo de Enkingen.

Tabla VI.4. Composición química de los elementos mayores en los 7 puntos de análisis tomados en los fundidos del lado A de la muestra de suevita, los valores fueron obtenidos por medio de la curva de calibración en porcentaje en peso (wt %), n.d.= no determinado.

Óxidos	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
	(wt. %)						
SiO ₂	57.32	58.60	59.09	55.84	60.50	53.34	59.10
TiO ₂	0.45	1.22	1.26	1.24	1.16	1.29	0.89
Al ₂ O ₃	10.77	13.71	15.20	10.81	13.13	12.18	15.82
FeO _T	0.24	2.18	2.89	4.59	3.24	3.90	3.88
CaO	0.2	1.4	2.3	2.6	1.6	2.4	1.8
K ₂ O	6.68	5.58	4.46	3.42	4.12	4.16	4.86
Total	75.66	82.69	85.2	78.5	83.75	77.27	86.35

Tabla VI.5. Composición química de elementos mayores en los 13 puntos de análisis tomados en los fundidos del lado B de la muestra de suevita, los valores fueron obtenidos por medio de la curva de calibración en porcentaje en peso (wt %).

Óxidos	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	F13
	(wt. %)												
SiO ₂	52.32	54.25	54.38	53.92	52.56	63.62	61.80	66.76	59.75	63.47	63.89	67.00	62.96
TiO ₂	2.71	1.95	2.59	1.58	2.08	1.55	0.92	1.10	1.38	1.29	1.31	1.31	1.31
Al ₂ O ₃	13.34	17.10	16.73	16.60	17.51	16.81	12.67	16.77	15.82	16.31	16.23	17.31	17.10
FeO _T	7.99	5.93	8.37	2.76	6.05	2.91	3.37	3.50	5.02	4.47	2.95	3.34	3.06
CaO	2.7	1.5	2.8	2.2	2.3	0.7	1.2	1.7	3.6	2.3	2.3	1.9	1.9
K ₂ O	5.24	5.90	4.45	6.33	5.78	7.77	4.98	5.32	3.89	6.25	5.51	4.72	5.26
Total	84.3	86.63	89.42	83.39	90.28	93.36	84.94	95.15	89.46	94.09	92.19	95.58	91.59

También se agregó la composición química de las rocas del basamento cristalino (Tabla IV.6) publicada por Engelhardt (1997). Según su contenido de SiO₂, las rocas fueron divididas en 3 categorías: en cruces rojas se muestran las rocas félsicas con una composición >63 wt. %, en cruces verdes se representan las rocas intermedias con una composición de 52 al 63 wt. % y en el último grupo están las rocas máficas con un contenido de 45 al 52 wt. %.

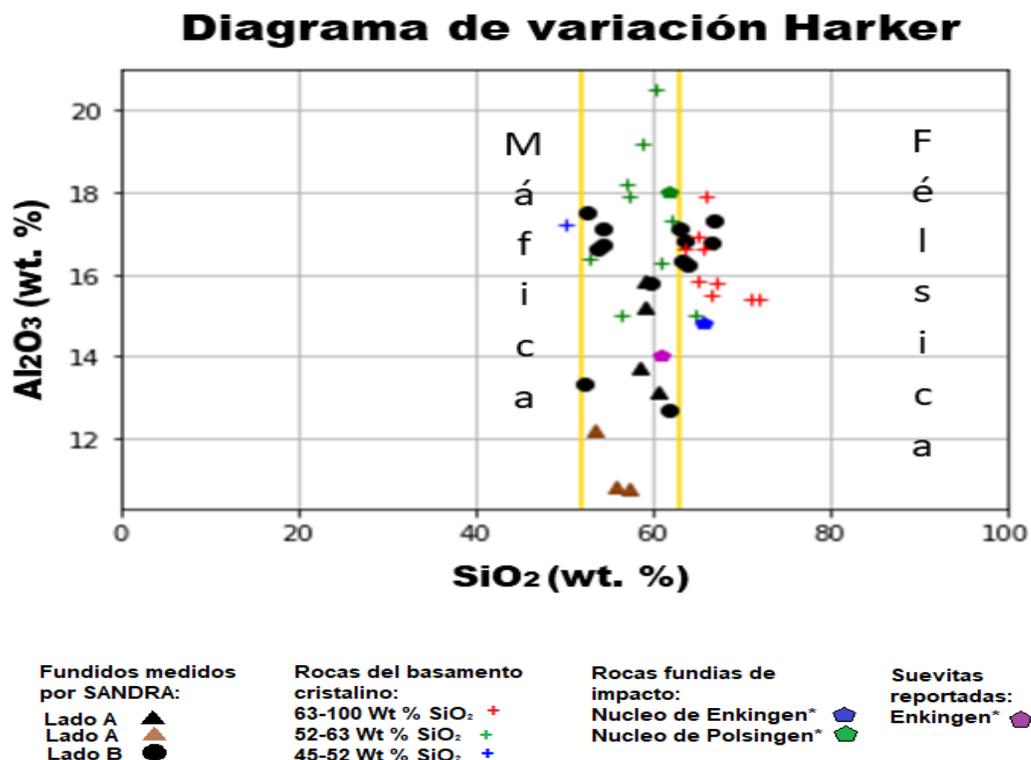
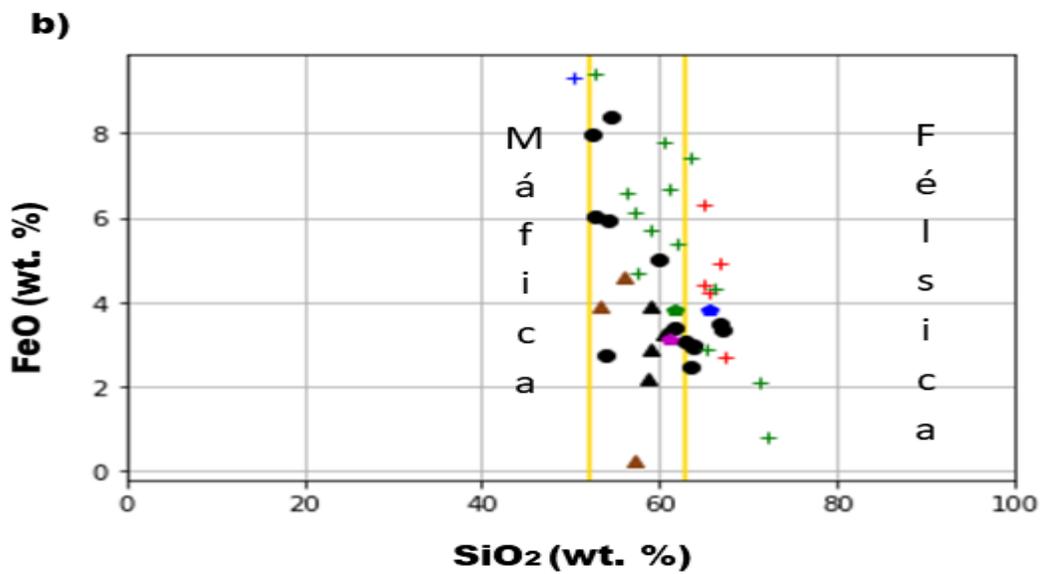
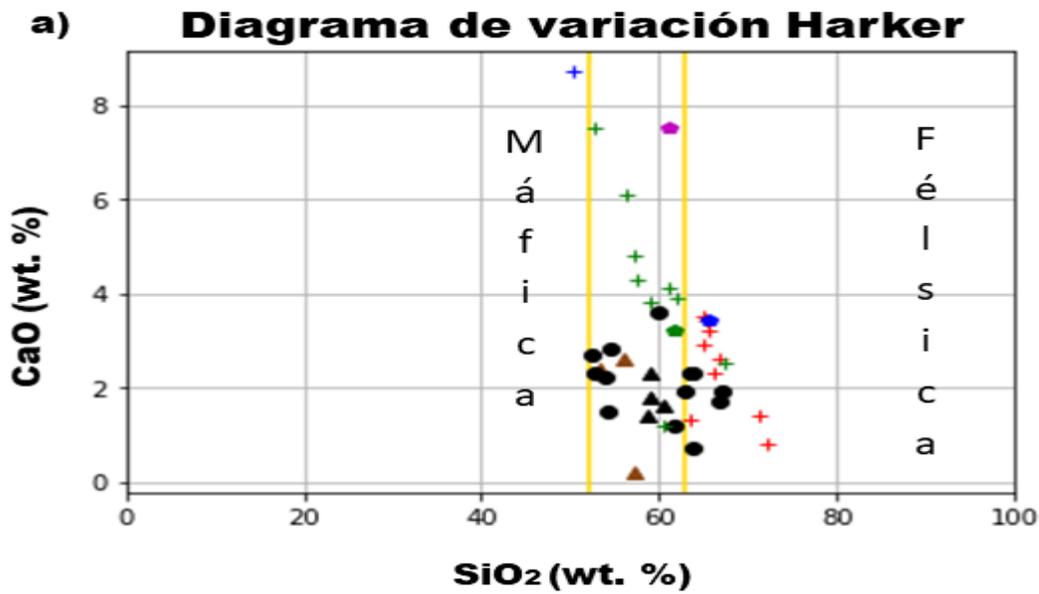


Figura VI.17. Diagrama de variación Harker, en el que se muestra el contenido en óxidos de aluminio y sílice de los fundidos de impacto del ejemplar del cráter Ries, cuyo origen puede ser relacionado con las rocas del basamento cristalino. Entre las líneas amarillas se encuentran las rocas de composición intermedia. Los triángulos marrones se encuentran relacionados con fundidos de ese color y los triángulos en negro son relativos a los fundidos de color gris.



Fundidos medidos por SANDRA:

Lado A ▲
Lado A ▲
Lado B ●

Rocas del basamento cristalino:

63-100 Wt % SiO₂ +
52-63 Wt % SiO₂ +
45-52 Wt % SiO₂ +

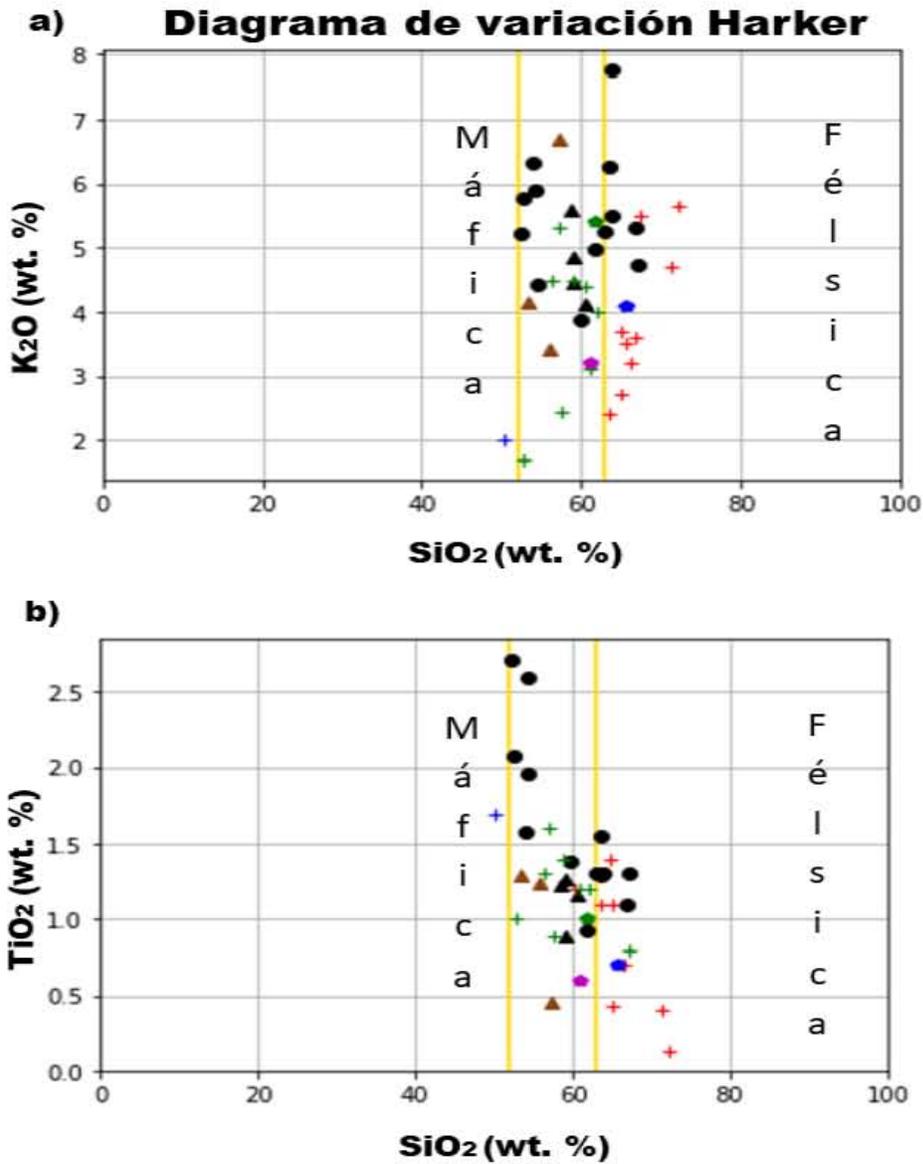
Rocas fundidas de impacto:

Núcleo de Enkingen* ●
Núcleo de Polsingen* ●

Suevitas reportadas:

Enkingen* ●

Figura VI.18. a) b) Diagrama de variación Harker, en el que se muestra el contenido en óxidos de los fundidos de impacto del ejemplar del cráter Ries, cuyo origen puede ser relacionado con las rocas del basamento cristalino. Entre las líneas amarillas se encuentran las rocas de composición intermedia. Los triángulos marrones se encuentran relacionados con fundidos de ese color y los triángulos en negro son relativos a los fundidos de color gris.



Fundidos medidos por SANDRA:

Lado A ▲
Lado A ▲
Lado B ●

Rocas del basamento cristalino:

63-100 Wt % SiO₂ +
52-63 Wt % SiO₂ +
45-52 Wt % SiO₂ +

Rocas fundidas de impacto:

Núcleo de Enkingen* ●
Núcleo de Polsingen* ●

Suevitas reportadas:

Enkingen* ●

Figura VI.19.a), b) Diagrama de variación Harker, en el que se muestra el contenido en óxidos de los fundidos de impacto del ejemplar del cráter Ries, cuyo origen puede ser relacionado con las rocas del basamento cristalino. Entre las líneas amarillas se encuentran las rocas de composición intermedia. Los triángulos marrones se encuentran relacionados con fundidos de ese color y los triángulos en negro son relativos a los fundidos de color gris.

En las Figuras VI.17, 18 a) - b), 19 a)-b) se pueden observar los valores de sílice para los fundidos pertenecientes al lado A del ejemplar en un intervalo de 53-60 wt. % de SiO₂, teniendo un promedio de 57.68 ± 2.24 wt. %, mientras en el lado B del ejemplar se encuentran en un intervalo de 52- 67 wt. % con un promedio de SiO₂ del 57.74 ± 5.28 wt. %

Por otro lado, en la Figura VI.17 se pueden observar los valores de Al₂O₃ en los fundidos pertenecientes al lado A del ejemplar en un intervalo de 11-16 wt % con un promedio de 13.09 ± 1.84 wt. %. En el lado B del ejemplar, se presentan valores en un intervalo de 13-17 wt. % con un promedio de 16.18 ± 1.42 wt. %.

En la Figura VI.18 a) se pueden observar los valores de contenido del CaO para los fundidos pertenecientes al lado A del ejemplar en un intervalo de 0.2 – 2 wt. % con un promedio de 1.76 ± 0.76 wt %, en el lado B del ejemplar se presentan valores en el intervalo de 0.7-3 wt. % con un promedio 2.08 ± 0.71 wt. %.

El FeO_T (Figura VI.18 b), se encuentra presente en un intervalo de 0.2-4 wt. % con un promedio de 2.99 ± 1.33 wt. %, para los fundidos pertenecientes al lado A del ejemplar. Para los fundidos del lado B del ejemplar se obtuvo un intervalo de 3-8 wt. % con un promedio de 4.59 ± 1.87 wt. %

Para el caso del K₂O (Figura VI.19 a), presente en los fundidos del lado A del ejemplar, se obtuvo un intervalo del 3-7 wt. % con un promedio de 4.75 ± 1.0 wt. %. Para los fundidos del lado B se obtuvo un intervalo del 4-8 wt. % con un promedio 5.49 ± 0.93 wt. %.

El TiO₂ (Figura VI.19 b), en los fundidos del lado A se encuentra presente en un intervalo entre 0.4 -0.9 wt. % con promedio de 1.07 ± 0.28 wt. %. Por otro lado, para los puntos realizados en los fundidos del lado B el promedio es de 1.62 ± 0.53 wt. % y el intervalo es entre 1-3 wt. %

VII. Discusión

VII.1. Descripción macroscópica y granulometría de los clastos y los fundidos

Los clastos líticos presentes en el ejemplar en su mayoría son cuarzomonzonitas, sienitas y gabro, las cuales fueron clasificadas en una primera aproximación de acuerdo con el índice de color y mineralogía. Esto concuerda con el tipo de rocas del basamento cristalino de la región de Ries descritas por Stöffler et al. (2013) y Engelhardt (1997).

El tamaño promedio de los clastos que contiene el ejemplar estudiado es de 34 ± 0.1 mm. El tamaño reportado en la literatura para los clastos de las SC, se encuentra en el orden micrómetros a 20 o 30 cm. Por otro lado, en las SE los clastos tienen tamaños del orden de micrómetros a 10 o 20 cm.

El ejemplar evaluado en este trabajo tiene 136.61 milímetros de largo y 61.23 milímetros de alto. Dadas las dimensiones mencionadas anteriormente, los tamaños de los clastos no pueden ser sometidos a evaluación, ya que la medida máxima reportada por Stöffler (2013) supera el tamaño del ejemplar lo cual genera incertidumbre y en las mínimas los valores del tamaño de clasto son similares.

El volumen de clastos de rocas sedimentarias en el ejemplar se encuentra en un ~ 0.2 vol. %. El porcentaje reportado por Stöffler y colaboradores (2013) de clastos sedimentarios para las suevitas centrales en el cráter de Ries es < 0.2 vol. %, mientras que el reportado para las SE es de < 5 vol. %. Lo cual sugiere que el ejemplar estudiado puede ser parte de una suevita central.

Los fundidos de impacto en el ejemplar se presentan en dos colores (gris y marrón) y con textura fluidal, formas regulares (no asimétricas) y ocasionalmente formas convolutas. Además, el fundido tiene presencia de feldespatos. Osinski (2004) interpreta que los feldespatos se forman por una rápida recristalización. Los fundidos de impacto en el lado A del ejemplar tienen alta vesicularidad con un color marrón rojizo; en este lado, los fundidos son de mayor tamaño, de hasta 72.1 mm. En el lado B del ejemplar se tienen fundidos que se encuentran en un rango de tamaño de 5-39 mm. Stöffler (2013) reporta para los fundidos en las SC un tamaño de aproximadamente 5 cm, mientras que el rango de tamaño en las SE es de 20-30 cm.

Dadas las evidencias encontradas, la suevita contiene rocas del basamento cristalino como cuarzomonzonitas, sienitas y gabros. La cantidad de clastos sedimentarios de 0.2 vol. %, la geometría y tamaño de los fundidos del ejemplar indican que la muestra analizada corresponde a una suevita central al cráter.

VII. 2. Composición química de los fundidos

El uso del equipo SANDRA en los fundidos (vidrios) es adecuado debido a que su composición es más homogénea. Sin embargo, debido a que el colimador del instrumento es de 0.5 mm no se puede obtener información detallada de los líticos que contiene la muestra, ya que hay un problema de resolución espacial del equipo para esta matriz. Es por esta razón que los fundidos de impacto del cráter de Ries, al ser una mezcla de las rocas del basamento cristalino, no tienen el problema de heterogeneidad de matriz y la lectura realizada es apropiada y menos propensa a ser contaminada por los componentes variados de los cristales en los clastos.

En los diagramas Harker (Figuras VI.17-19), se puede observar que los fundidos del lado B tienen mayor contenido ~2 wt. % en SiO_2 respecto a los fundidos que se encuentran en el lado A de la muestra. Por otro lado, el Al_2O_3 , también se encuentra en mayor contenido en el lado B del ejemplar por un ~3 wt. %. En el caso del CaO también hay un mayor contenido de ~0.3 wt. %, para el FeO_T el incremento del contenido es de ~2 y el en el K_2O es de ~0.7 wt. %, en el caso del TiO_2 se puede encontrar un aumento en el contenido de ~0.5 wt. %. El aumento de contenido mostrado anteriormente se puede deber a la influencia de minerales en los fundidos (ej. feldespatos recristalizados), los cuales se pueden observar con mayor abundancia en los fundidos del lado B del ejemplar.

La química del fundido muestra una composición intermedia (52-63 wt. % de SiO_2 , entre las líneas verticales amarillas de las Figuras 17 a 19). La composición de las rocas cristalinas reportadas por Engelhardt (1997), tales como, monzonita, kersantita, esfeno y mezcla de rocas como la diorita a tonalita (reportadas como cruces verdes en las Figuras 17 a 19), se pueden relacionar con la composición para los fundidos reportados y las composiciones obtenidas en este trabajo. Por tanto, estas rocas cristalinas de basamento pudieron ser las rocas precursoras para estos fundidos. Algunas de ellas fueron encontradas como clastos en el ejemplar.

Stöffler y colaboradores (2013), reportaron que entre los fundidos de las suevitas CS y SE no hay gran variación química, por lo que no es un parámetro viable para clasificar esta muestra. Sin embargo, ellos obtuvieron que los fundidos en las suevitas tienen una tendencia más intermedia y su precursor son las rocas del basamento cristalino cercano a la región central del cráter Ries. No hay una relación directa ni para las rocas máficas, ni para las rocas félsicas como material precursor de fundidos en las suevitas.

Por otro lado, en los diagramas de las Figuras 17 a 19 se presenta la composición química de fundidos para las localidades de Enkingen y Polsingen. Los datos reportados para la localidad de Polsingen tienen una mejor correlación con los datos encontrados en el ejemplar, en comparación con los datos de la localidad de Enkingen. Lo que nos da un indicio para confirmar que la localidad reportada por la colección de meteoritas mexicanas del Instituto de Geología, Nördlingen, Polsingen,

cráter de Ries, Alemania es correcta. De acuerdo con lo reportado por Stöffler (2013) y Pohl (1977), en esta región se encuentran las suevitas centrales (SC).

Por lo tanto, debido a las evidencias químicas encontradas en el ejemplar de suevita del cráter Ries se puede inferir que pertenece a la región central del cráter (SC), debido a que su composición química se encuentra relacionada con la localidad de Polsingen y la muestra proviene de rocas de composición intermedia como: monzonita, kersantita, esfeno y mezcla de rocas que van de dioritas a tonalitas. Además, se puede confirmar la localidad reportada por la Colección de Meteoritas Mexicanas del Instituto de Geología de la UNAM.

VIII. Conclusiones

A partir de los resultados obtenidos, se concluye que la muestra del Instituto de Geología:

- 1) Presenta clastos angulosos de cuarzomonzonitas, sienitas y gabro-dioritas con tamaño promedio de 34 mm.
- 2) El volumen de clastos sedimentarios es de 0.2 vol. %, el volumen promedio del ocupado por la matriz es de ~45 vol. %, el de los fundidos es de ~51 vol. % y el de rocas cristalinas es de ~3 vol.%.
- 3) En el ejemplar los colores de los fundidos son gris y marrón.
- 4) Los fundidos tienen textura fluidal, con formas regulares (no asimétricas) y ocasionalmente presentan formas convolutas, con alta vesicularidad.
- 5) El fundido más grande encontrado en el ejemplar es de 72.1 mm en el lado A del ejemplar. El tamaño de los fundidos del lado B se encuentra entre 5 a 39 mm.
- 6) El uso del equipo SANDRA es más adecuado en los fundidos debido a que su composición es más homogénea
- 7) Los fundidos del lado B tienen mayor contenido de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , FeO_T , K_2O y TiO_2 . El contenido mayor se puede ser debido a la presencia de minerales de mayor tamaño dentro de los fundidos (feldespatos recristalizados), los cuales se observan con mayor abundancia en el lado B del ejemplar.
- 8) La química del fundido muestra una composición intermedia (52-63 wt. % de SiO_2), la cual se puede relacionar con rocas cristalinas como la monzonita, kersantita, esfeno y mezcla de rocas como la diorita, tonalita y, probablemente, los gneises de cordierita-sillimanita. Las rocas mencionadas anteriormente pudieron ser precursoras para los fundidos en el ejemplar.
- 9) Se confirma que la muestra proviene de Nördlingen, Polsingen, cráter de Ries, Alemania. Debido a que los datos reportados para la localidad de Polsingen muestran correlación con los datos encontrados en el ejemplar.

Finalmente se concluye que la muestra de la colección de meteoritas mexicanas del Instituto de Geología es una suevita central al cráter (CS), debido a que presenta características típicas de ese tipo de brechas como: 0.2 vol. % de clastos sedimentarios, los fundidos del ejemplar presentan formas regulares con vesicularidad alta y con tamaños de 5 a 7.2 mm.

Por sus características químicas se pudo relacionar que rocas cristalinas del basamento pudieron ser las rocas precursoras para los fundidos del ejemplar, por tanto, la muestra se encuentra relacionada con la región central al cráter, por lo que se puede confirmar su procedencia de la región de Nördlingen, Polsingen, cráter de Ries, Alemania.

IX. Comentarios finales y perspectivas

IX. 1. Aplicaciones en los estudios planetarios

Actualmente, para realizar estudios planetarios se tiene que trabajar por medio de percepción remota, donde distintos métodos de detección permiten estudiar la litología y la textura de las rocas de las superficies planetarias. Adicionalmente, algunos de los instrumentos enviados a estudiar cuerpos planetarios cuentan con la capacidad de obtener datos de la composición química de la región.

Una de las sondas enviadas a Marte, el robot Curiosity, cuenta con un espectrómetro de partículas alfa de rayos X “rock-zapping”, el cual emite partículas alfa con rayos X para que interactúen con las rocas o el suelo marciano para obtener la composición química. Además, el instrumento cuenta con un arreglo en telescopio y cámaras que permiten obtener imágenes de las rocas y texturas de la región (Greicius 2015).

Si bien, los instrumentos del Curiosity no son idénticos a los utilizados en este trabajo, si son similares y las técnicas y métodos ocupados en esta tesis permitieron hacer un primer acercamiento al trabajo con muestras de roca, de forma totalmente no destructiva, lo cual podría ser utilizado como ideas para futuras exploraciones planetarias.

IX.2. Aplicación en colecciones nacionales

En las colecciones nacionales es de suma importancia conservar el patrimonio, por lo que, en este trabajo se mostró que a pesar de las limitaciones de muestreo y de heterogeneidad de la muestra en sus diversas regiones se puede obtener la composición química de muestras pétreas, sin alterar el material, ni poner en riesgo los ejemplares que son normalmente pulverizados para este tipo de estudios.

En el caso de este trabajo con la metodología implementada se realizó un primer acercamiento textural y químico para estudiar la brecha suevítica, en el que no se destruyó ni mutiló ninguna sección de ésta.

Anexos

P'	Q = 0 - 5 or F = 0 - 10					F = 0 - 60				F = 60-100
	0-10	10-35	35-65	65-90	90-100	0-10	10-50	50-90	90-100	
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
M'				An<50	An>50	An<50	An>50			
10	sienita alcali feldespática					Anortosita				
20		sienita★		variedades leuco de las			sienita foide		rocas	
30			monzonita							
40				monzodiorita						
50				monzogabro	diorita					
60						gabro★				
70								monzosienita foide		
80								monzodiorita foide y monzogabro foide		
									diorita foide y gabro foide	
										foidita
	variedades mela- de las rocas									

Anexo 1. a) Límites de uso de los términos mela- y leuco- aplicable para rocas cristalinas de grano grueso, clasificadas por el diagrama QAPF y Q menor que 5 % o F presente. Abreviaciones $P' = 100 * P / (A + P)$; $M' =$ índice de color; An= anortosita contenida en plagioclasa, foide=feldespatoide. Con estrellas se marcan los clastos clasificados con ayuda del esquema Modificado (Gillespie y Styles 1999).

	Q = 60 - 20				Q = 20 - 5							
P'	0-10	10-65	65-90	90-100	0-10	10-35	35-65	65-90	90-100			
Field	2	3	4	5	6*	7*	8*	9*	10*			
M'									An <50	An >50	An <50	An >50
	Esto es leuco-				Abajo variedades de rocas					cuarzo-anortosita		
10	granito alcalifeldespático	granito	granodiorita	tonalita	cuarzo-sienita de feldespato alcalino	cuarzo-sienita	cuarzo-monzonita ★	cuarzo-monzodiorita				
20												
30												
40									cuarzo-monzogabro	cuarzo-diorita		cuarzo-gabro
50												
60												
			Variedad mela- en las rocas de arriba									

Anexo 2). Límites de uso de los términos mela- y leuco- aplicable para rocas cristalinas de grano grueso, clasificadas por el diagrama QAPF y Q menor que 5 % o F presente. Abreviaciones $P' = 100 * P / (A + P)$; M'=índice de color; An= anortosita contenida en plagioclasa, foide=feldespatoide. Con estrellas se marcan los clastos clasificados con ayuda del esquema. Modificado (Gillespie y Styles 1999)

Anexo 3) Valores de intensidad de rayos X para elementos mayores en el lado B del ejemplar de suevita, obtenidos por el método de SANDRA. (cuentas de intensidad de rayos X)

Elemento	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
(Cuentas de intensidad de rayos X)							
Si	3644	3757	3800	3514	3924	3294	3801
Ti	2019	4981	5127	5048	4736	5238	3697
Al	364	435	471	365	421	398	486
Fe	17323	46044	56527	81663	61637	71378	71154
Ca	4890	8681	11144	12194	9262	11626	9821
K	15618	13045	10439	8015	9646	9755	11374

Anexo 4) Valores de intensidad de rayos X para elementos mayores en el lado B del ejemplar de suevita, obtenidos por el método de SANDRA. (cuentas de intensidad de rayos X)

Elemento	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	F13
(Cuentas de intensidad de rayos X)													
Si	3204	3374	3385	3345	3225	4199	4039	4476	3858	4186	4223	4497	4141
Ti	10713	7771	10229	6371	8300	6245	3846	4535	5603	5234	5319	5324	5320
Al	426	517	508	505	527	510	410	509	486	498	496	522	517
Fe	132019	101523	137582	54564	103179	56749	63592	65437	88008	50225	57415	63138	59019
Ca	12500	8901	12748	11003	11293	6401	7974	9535	15256	11212	11181	10043	10171
K	12249	13801	10420	14791	13506	18142	11646	12435	9117	14612	12884	11054	12317

Referencias

Als-Nielsen J. y McMorrow D. 2011. *Elements of modern X-ray Physics*, John Wiley & Sons. Reino Unido, p. 417

Bain D. C., McHardy W. J. y Lachowski E. E. 1994. X-ray fluorescence spectroscopy and microanalysis. In *Clay Mineralogy: Spectroscopic and Chemical Determinative Methods*, edited by FRSE M. J. W. Springer Netherlands. pp. 260–299.

Chamorro H. M. 2013. *Manual de radioscopia*, Editorial Club Universitario, España p. 188.

Cordero G., Cervantes-de la Cruz K. y Gómez E. 2011. The bolide of February 10, 2010: observations in Hidalgo and Puebla, Mexico. *Geofísica Internacional* 50:77–84.

Dence M. R. 1971. Impact melts. *Journal of Geophysical Research* 76:5552–5565.

Engelhardt W. 1990. Cryptoexplosions and catastrophes in the geological record, with a special focus on the Vredefort structure Distribution, petrography and shock metamorphism of the ejecta of the Ries crater in Germany—a review. *Tectonophysics* 171:259–273.

Engelhardt W., Arndt J., Fecker B. y Pankau H. G. 1995. Suevoite breccia from the Ries crater, Germany: Origin, cooling history and devitrification of impact glasses. *Meteoritics* 30:279–293.

Engelhardt W. 1997. Suevoite breccia of the Ries impact crater, Germany: Petrography, chemistry and shock metamorphism of crystalline rock clasts. *Meteoritics & Planetary Science* 32:545–554.

Fettes D. J., Desmons J y Árkai P. 2007. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*, Cambridge University Press.

French B. M. 1994. *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*, Lunar and Planetary Institute. Washington DC 120 p.

García A. 2016. Glosario de Geología RACEFN. <http://www.ugr.es/~agcasco/personal/> (acceso May 8, 2018).

Gillespie M. y Styles M. 1999. *BGS Rock Classification scheme volume 1 Classification of igneous rocks.*, (2nd edition) RR 99-06. UK: British Geological Survey Research Report.

Grajales-Nishimura J. M., Murillo-Muneton G., Rosales-Domínguez C., Bermúdez-Santana J. C., Velasquillo-Martínez L. G., García-Hernández J., Arz J. A., y Arenillas I. 2009. The Cretaceous–Paleogene Boundary Chicxulub Impact: Its Effect on Carbonate Sedimentation on the Western Margin of the Yucatan Platform and Nearby Areas. *En* C. Bartolini y J. R. Román-Ramos, eds., *Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Memoir 90*, Tulsa, Oklahoma, p. 315–335.

Graup G. 1999. Carbonate-silicate liquid immiscibility upon impact melting: Ries Crater, Germany. *Meteoritics & Planetary Science* 34:425–438.

Greicius T. 2015. Curiosity Media Resources. NASA. http://www.nasa.gov/mission_pages/msl/mediareources/index.html (Acceso marzo 29, 2018).

Gupta H. 2011. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, Springer Science & Business Media, The Netherlands, p. 1539.

Harris D. C. 2006. Análisis químico cuantitativo, Reverté, Barcelona, p. 985.

Hörz F., Ostertag R. y Rainey D. A. 1983. Bunte Breccia of the Ries: Continuous deposits of large impact craters. *Reviews of Geophysics* 21:1667–1725.

Kord E. 2016. Dike breccia – impact breccia dikes. *Ernstson Claudin impact structures -meteorite crater*. <http://www.impact-structures.com/impact-rocks-impactites/the-impact-breccia-page/suevite-or-suevite-breccia-2/> (acceso Junio 10, 2016).

Lambert P. 1981. Breccia dikes - Geological constraints on the formation of complex craters. Arizona: Arizona State University. A82-39033 19-91: 59-78.

Laing M. 2001. Una Introducción a la Cobertura, Potencial y Aplicaciones del Análisis Por Rayos – X, Reino Unido: International Union of Crystallography.

Lozano-Santa Cruz R., Bernal J. P., Girón P., Peñaflor P. y Morales E. 2004. 8 nuevos materiales geológicos de referencia: valoración de 24 elementos mayores y traza determinados por fluorescencia de rayos-X. In *Memorias XVIII Congreso Nacional de Química Analítica*. México.

Melosh H. 2011. *Planetary Surface Processes*. Primera Edición, Estados Unidos. Cambridge University Press p. 510.

Osinski G. R., Grieve R., Spray J. G. 2004. The nature of the groundmass of surficial suevite from the Ries impact structure, Germany, and constraints on its origin. *Meteoritics & Planetary Science* 39:1655–1683.

Osinski G. R. 2005. Hydrothermal activity associated with the Ries impact event, Germany. *Geofluids* 5:202–220.

Osinski G. R. y Pierazzo E. 2012. *Impact Cratering: Processes and Products*, John Wiley & Sons, United Kingdom, p. 330.

Planetary Science Institute. 2016. Brecha de Impacto. https://www.psi.edu/epo/explorecraters_spn/impactbreccias_spn.htm (Acceso mayo 5, 2016).

Pohl J., Stöffler D., Gall H. y Ernstson K. 1977. The Ries impact crater. *Impact and explosion cratering: Planetary and terrestrial implications; Proceedings of the Symposium on Planetary Cratering Mechanics, Flagstaff, Ariz.*

Poveda A. y Cordero G. 2008. Chicxulubites: a new class of meteorites? *Geofísica Internacional* 47:167–172.

Ruvalcaba Sil J. L., Ramírez Miranda, D., Aguilar Melo, V. y Picazo, F. 2010. SANDRA: a portable XRF system for the study of Mexican cultural heritage. *X-Ray Spectrometry* 39:338–345.

Sánchez-Rubio G., Rubinovich-Kogan R., Lozano-Santa Cruz R., Medina- Malagón S. y Flores-Gutiérrez D2001. *Las Meteoritas de México*. Instituto de Geología, UNAM. México, p. 85.

Sapers H. M., Osinski G. R., Flemming R. L., Buitenhuis E., Banerjee N. R., Tornabene L. L., Blain S. y Hainge J. 2017. Evidence for a spatially extensive hydrothermal system at the Ries impact structure, Germany. *Meteoritics & Planetary Science* 52:351–371.

Skoog D. A., West Holler, y Nieman. 2001. *Química analítica*, 7 ed. McGraw-Hill, México.

Stöffler D. 1966. Zones of impact metamorphism in the crystalline rocks of the Nördlinger Ries crater. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 12:15–24.

Stöffler D. 1971. Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. *Journal of Geophysical Research* 76:5541–5551.

Stöffler D., Knöll H.-D. y Maerz U. 1979. Terrestrial and lunar impact breccias and the classification of lunar highland rocks. In *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. pp. 639–675.

Stöffler D. y Reimold W. U. 2006. Geologic setting, properties, and classification of terrestrial impact formations. First International Conference on Impact Cratering in the Solar System. pp. 205–207.

Stöffler D. y Grieve R. 2007. *Impactites, Chapter 2.11 in Fettes, D. y Desmons, J. (eds.) Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms, es, Recommendations of the International Union of Geological Science Cambridge University Press, UK: Cambridge.*

Stöffler D., Artemieva N. A., Wünnemann K., Reimold W. U., Jacob J., Hansen B. K. y Summerson I. A. T. 2013. Ries crater and suevite revisited—Observations and modeling Part I: Observations. *Meteoritics & Planetary Science* 48:515–589.

Stöffler D., Hamann C. y Metzler K. 2018. Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. *Meteoritics & Planetary Science* 53:5–49.

Streckeisen A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* 63:773–786.

Uriano G. 1981. Standard reference material 688 basalt rock. Washington, Office of Standard reference Materials. P. 2. <https://www-s.nist.gov/srmors/certificates/688.pdf> (Acceso 19 de marzo de 2019).

Urrutia-Fucugauchi J., Soler-Arechalde A. M., Rebolledo-Vieyra M. y Vera-Sánchez P. 2004. Paleomagnetic and rock magnetic study of the Yaxcopoil-1 impact breccia sequence, Chicxulub impact crater (Mexico). *Meteoritics & Planetary Science Archives* 39:843–856.

Urrutia-Fucugauchi J., Pérez-Cruz L. y Flores-Gutiérrez D. 2014. Meteorite paleomagnetism - From magnetic domains to planetary fields and core dynamos. *Geofísica Internacional* 53:343–363.